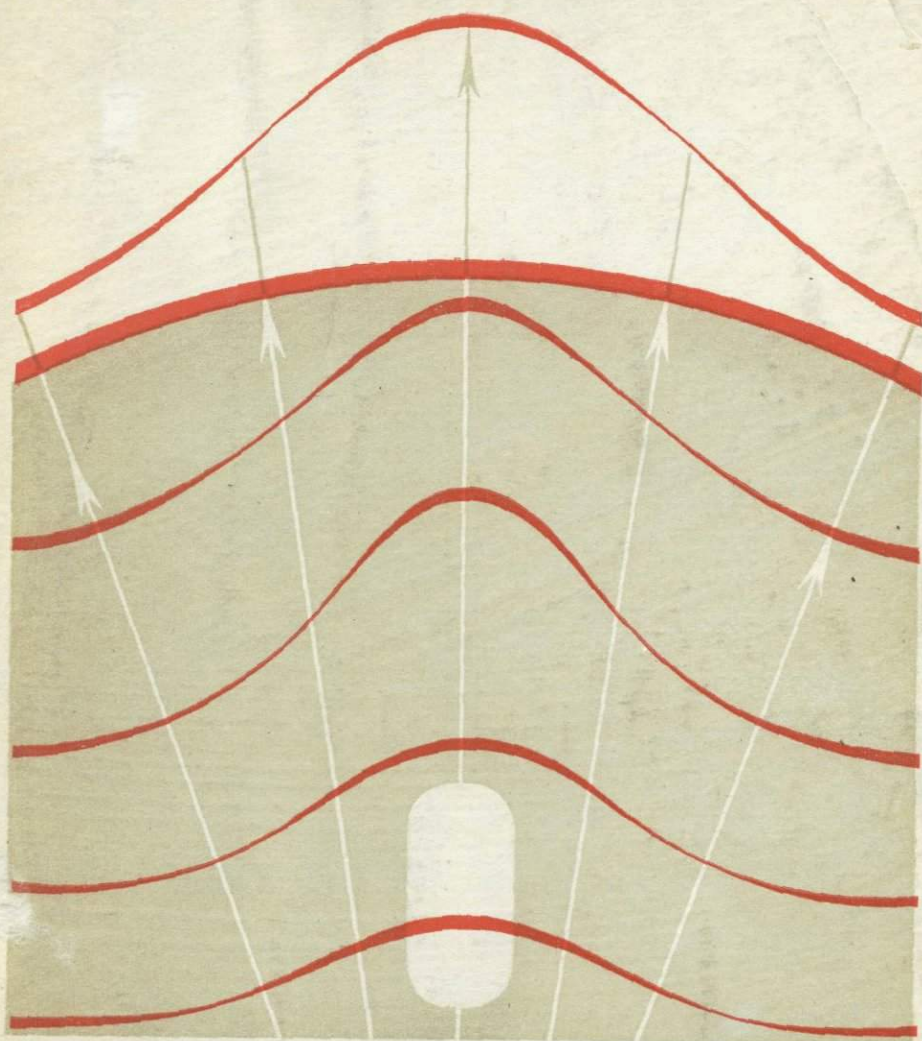


Р. И. КУТАС



**ПОЛЕ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ
И ТЕРМИЧЕСКАЯ
МОДЕЛЬ
ЗЕМНОЙ
КОРЫ**

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

550.36

Р. И. КУТАС

ПОЛЕ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ И ТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

2392

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1978



УДК 550.361

Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. К у-
тас Р. И. К., «Наук. думка», 1978, 148 с.

В монографии рассматриваются методики измерения и геолого-
геофизического анализа тепловых потоков Земли. Приводится боль-
шой фактический материал по тепловым потокам в разных геолого-
структурных зонах, характеризуется температурный режим земной
коры, анализируется связь теплового поля с тектоно-магматической
активностью, строением земной коры, физическими полями Земли, рас-
пределением радиоактивных элементов. Обсуждаются методика и ре-
зультаты интерпретации аномалий тепловых потоков в активных зонах.

Рассчитана на геофизиков, геологов, гидрогеологов.

Ответственные редакторы

С. И. Субботин, Т. С. Лебедев

Рецензенты

В. И. Лялько, С. Г. Думанский

Редакция литературы о Земле

Основным источником информации о тепловом состоянии Земли и энергетике происходящих в ней процессов является тепловой поток. Интерес к исследованиям тепловых потоков особенно возрос в последние годы в связи с бурным развитием теоретической тектоники и геодинамики, увеличением глубинности геолого-геофизических исследований, широким внедрением геотермии в практику поисково-разведочных работ, большим значением внутриземного тепла как источника энергии.

Тепловые потоки в настоящее время изучаются очень интенсивно. Появляется новый экспериментальный материал, предпринимаются попытки его систематизации и обобщения, а также всестороннего анализа и интерпретации для выяснения природы теплового поля и построения обобщенных термических моделей Земли в целом и ее отдельных оболочек и зон. В результате проведенных работ установлены важные закономерности, не получившие еще однозначного истолкования. Трудности интерпретации обусловлены тем, что на тепловое поле влияет большое количество факторов. Тепловые потоки и температуры зависят от интенсивности и распределения источников тепла, теплофизических свойств горных пород и характера их залегания, наличия интрузивных тел, динамики подземных вод, поверхностных условий и пр. Особенно сильно на тепловое поле влияет тектоническая и магматическая деятельность. Вопрос о тепловом состоянии недр является частью более общей проблемы об их динамике и движущих силах тектогенеза. Это обстоятельство необходимо в первую очередь учитывать при анализе данных о тепловых потоках и строить систему интерпретации, исходя из конкретной геологической обстановки и особенностей истории тектонического развития.

В данной монографии анализируются тепловое состояние земной коры и пространственно-временные

закономерности в распределении тепловых потоков континентальных областей на примере разновозрастных структур юго-запада СССР. В основу работы положены личные материалы автора, проводившего в течение длительного времени исследования теплового потока на территории УССР и МССР. Для получения более общих закономерностей привлекались опубликованные данные по другим регионам и особенно по соседним территориям. Выявленные региональные и локальные особенности в распределении тепловых потоков анализируются на основе комплекса геолого-геофизических материалов и теории теплопроводности. Такой физико-геологический подход к интерпретации теплового поля дал возможность выяснить природу тепловых потоков и роль различных факторов в формировании теплового режима земной коры.

Автор выражает благодарность всем организациям и лицам, чьи материалы и полезные советы использованы в данной работе. Автор признателен также своим коллегам, оказавшим большую помощь в получении фактического материала и в оформлении рукописи.

ПРИНЦИПЫ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Общие сведения о тепловом потоке Земли

Под плотностью теплѳового потока понимают то количество тепла, которое переносится кондуктивно через единицу площади в единицу времени. Возможный перенос тепла движущимися массами (подземными водами, продуктами вулканической деятельности и т. п.) не учитывается. Такой подход к определению теплѳового потока, хотя и вызывает иногда возражения, является достаточно обоснованным. Вынос тепла подземными водами в тектонически стабильных областях играет подчиненную роль и не превышает 4 мВт/м² (Макаренко, 1966; Сергиенко, 1971; Макаренко и др., 1972, и др.). Однако в некоторых районах подземные воды отличаются повышенной подвижностью и могут существенно изменять распределение кондуктивного теплѳового потока, и этот факт необходимо учитывать при определении общих теплопотерь Земли. Большое влияние на перераспределение тепла в земной коре оказывает динамика подземных вод в современных гидротермальных системах. Тепловая мощность гидротерм составляет 20—45 мВт/м² (Макаренко и др., 1972). Значительное количество тепла выносятся продуктами магматизма. Так, удельные теплопотери в результате вулканизма в четвертичный период геологической истории Камчатки составляют около 230 мВт/м². Но планетарные потери тепла, связанные с вулканизмом, не превышают 5% кондуктивных теплопотерь.

Количество тепла, которое переносится движущейся жидкостью, определяется соотношением

$$q_k = \pm v_{cp} (T_2 - T_1), \quad (I.1)$$

где v — скорость движения жидкости; $T_2 - T_1$ — перепад температур в интервале движения жидкости, cp — объемная теплоемкость. Суммарный поток тепла, который переносится молекулярной теплопроводностью и движущейся жидкостью, равен

$$q = q_\lambda + q_k = \lambda \frac{T_2 - T_1}{\Delta z} \pm v_{cp} (T_2 - T_1), \quad (I.2)$$

или

$$q = \frac{T_2 - T_1}{\Delta z} \lambda_3,$$

где λ_3 — эффективная теплопроводность в интервале Δz . Следовательно, влияние движения жидкости на распределение теплѳового

потока можно рассматривать как увеличение или уменьшение теплопроводности среды. Оно зависит от скорости движения жидкости, перепада температур и длины интервала, в котором наблюдается циркуляция вод. Соотношение

$$\varphi = \frac{\lambda_2}{\lambda} = 1 \pm \frac{vcr\Delta z}{\lambda} \quad (I.3)$$

определяет, насколько общие теплотери Земли отличаются от величины измеряемого кондуктивного теплового потока.

Методика измерения теплового потока

Для определения теплового потока в настоящее время используется метод, который основан на раздельном измерении в одном и том же интервале глубин геотермического градиента и теплопроводности горных пород

$$q = \lambda \gamma. \quad (I.4)$$

Геотермический градиент вычисляется по замерам температур в скважинах, теплопроводность измеряется на образцах керна в лаборатории или *in situ*. В основе данного метода лежит предположение, что тепловой поток имеет глубинное происхождение и не изменяется с глубиной, а земная кора состоит из плоскопараллельных слоев, которые пересекаются вертикальной скважиной. Способ вычисления теплового потока зависит от характера разреза и детальности наблюдений. Чаще всего расчет теплового потока ведется поинтервально. Для этого выделяются отдельные интервалы равной мощности, в пределах которых вычисляется геотермический градиент и средневзвешенное значение коэффициента теплопроводности

$$\lambda_i = \frac{\sum (\lambda_n \cdot \Delta z_n)}{\Delta z}, \quad (I.5)$$

где Δz и Δz_n — соответственно мощность всего интервала и отдельных пропластков с разной теплопроводностью λ_n . Средний тепловой поток по скважине вычисляется как среднее из полученных поинтервальных значений.

Другой способ поинтервального определения теплового потока отличается тем, что выделяются интервалы с постоянным значением геотермического градиента и для каждого такого интервала находится величина теплового потока. Тепловой поток по скважине находится как средневзвешенное из поинтервальных значений. При наличии данных о теплопроводности горных пород и температурах по всему разрезу скважины для вычисления теплового потока можно воспользоваться уравнением (Bullard, 1939)

$$T_z = T_0 + q \sum_i \frac{h_i}{\lambda_i}, \quad (I.6)$$

где T_z — температура на глубине z ; λ_i — теплопроводность отдельных слоев мощностью h_i ; q — тепловой поток, T_0 — экстраполированная к поверхности температура.

Следует отметить, что не всегда есть возможность отобрать образцы керна в исследуемой скважине. Как правило, температуры измеряются после длительной выстойки скважины, когда в ней полностью установится тепловое равновесие. К тому времени кернового материала часто уже нет. Нередко бурение ведется без отбора керна. В этих случаях иногда можно определять тепловой поток по результатам измерения теплопроводности на образцах керна, отобранных из соседних скважин, вскрывших аналогичный разрез, или по средним значениям теплопроводности для выдержанных в данном районе литологических толщ. Средние значения могут быть получены в основном для осадочных отложений в пределах платформенных структур. К таким однородным толщам с практически постоянной теплопроводностью можно отнести майкопские глины в Крыму и Предкавказье, сармат-тортонские глины в Предкарпатье, известняки верхнего девона на юго-западном склоне Восточно-Европейской платформы, аргиллиты карбона Днепровско-Донецкой впадины и др. Достоверность определения теплового потока в этих случаях контролируется сопоставлением значений, полученных в разных интервалах в одной и той же скважине, а также в близкорасположенных скважинах.

Точность и достоверность определения теплового потока

В настоящее время применяются косвенные методы вычисления теплового потока, основанные на раздельном измерении градиента температуры и теплопроводности горных пород, поэтому и точность определения потока оценивается по ошибкам измерения этих параметров. Если абсолютная погрешность измерения градиента температуры $\Delta\gamma$, а теплопроводности $\Delta\lambda$, то погрешность вычисления потока

$$\Delta q = \lambda \cdot \Delta\gamma + \gamma \Delta\lambda. \quad (I.7)$$

Однако геотермический градиент находится по результатам измерения температуры

$$\gamma = \frac{T_2 - T_1}{h_2 - h_1}, \quad (I.8)$$

и точность его определения зависит от точности измерения температуры и длины интервала, на котором он вычисляется. Чтобы получить градиент с точностью до 5% в интервале 25 м, необходимо измерять температуру с погрешностью 0,02—0,03° С. Теплопроводность горных пород измеряется непосредственно, при этом инструментальная ошибка составляет примерно 5—7%. Средняя погрешность определения теплового потока достигает 10%.

Однако инструментальная ошибка измерения геотермического градиента и коэффициента теплопроводности не характеризует достоверность получаемых результатов, которые в значительной мере зависят от условий эксперимента и различных искажающих факторов. Погрешности возникают при измерении как теплопроводности, так и градиента температуры. Без учета влияния этих факторов самые точные методы измерения температуры и теплопроводности не дают достоверных результатов.

Трудности получения истинной средней теплопроводности горных пород в конечном интервале глубин обусловлены в основном двумя причинами.

1. Теплофизический разрез скважины строится на основе измерений коэффициента теплопроводности на одиночных образцах, в отборе которых значительную роль играет элемент случайности. Поэтому для повышения достоверности получаемых материалов необходимо исследовать как можно большее количество образцов и результаты обрабатывать методами математической статистики.

Особенно трудно получить истинную теплопроводность разреза, представленного тонкоритмичным чередованием пород существенно различной теплопроводности (глин и песчаников, теплопроводность которых может отличаться более чем в два раза). Примером таких толщ могут служить песчано-глинистые отложения карбона в Донбассе, менилитовой свиты в Предкарпатском прогибе и др. Геотермический градиент в пределах таких толщ сохраняет, как правило, постоянное значение, поскольку интервал, на котором он вычисляется, намного превышает мощность отдельных прослоев. В итоге создается обманчивое представление о постоянстве теплофизических свойств пород на этом интервале. Кроме того, не всегда удается отобрать образцы по всем литологическим разностям, так как для таких толщ характерен неравномерный выход керна. В подобных условиях повышение достоверности получаемых результатов достигается отбором достаточно представительной коллекции образцов на основе детального расчленения разреза с использованием материалов геофизических методов исследования скважин, а также определения теплового потока в более широком интервале глубин с иным характером разреза.

2. Исследование теплопроводности выполняется в лабораторных условиях на образцах керна, которые часто значительно отличаются от пород в их естественном залегании из-за потери влаги, разрушения и пр. В данном случае повышение достоверности достигается отбором образцов более устойчивых пород, их парафинирования, насыщения влагой до уровня их естественной водонасыщенности и пр.

Искажения геотермического градиента вызываются многими причинами: наличием скважины в массиве пород; поверхностными условиями; движением подземных вод; особенностями тектоники и геологического строения. При измерении основные возмущения создаются скважиной и происходящими в ней процессами. Остальные факторы нарушают тепловое поле независимо от условий измерения.

Возмущения теплового поля в скважине обусловлены обсадными трубами, колебаниями уровня раствора, конвективным перемещением жидкости, затрубной циркуляцией жидкости, тепловыделением при механическом разрушении пород, циркуляцией жидкости в процессе бурения и пр. Наличие колонны труб и самой скважины слабо влияет на тепловое поле. Связанная с ними погрешность в определении геотермического градиента, как показывают теоретические и модельные исследования, не превышает ошибки измерения (Дьяконов, 1958; Огильви, 1959, Кутасов, 1965, и др.). Наиболее заметные возмущения теплового поля вокруг скважины возникают при бурении и циркуляции промывочной жидкости. Для восстановления теплового равновесия необходимо выдерживать скважину в состоянии покоя. Длительность этого периода зависит от большого количества факторов (продолжительности бурения, глубины и диаметра скважины, температуры пород и промывочной жидкости, теплофизических свойств вскрытых скважиной пород). Все эти факторы очень трудно учесть при теоретическом решении задачи. Поэтому наиболее надежно время выстойки скважины можно определить экспериментально в конкретных условиях. В скважинах небольшой глубины (до 300—400 м), пробуренных в кристаллических породах на щите, время выстойки составляет 10—15 сут. В скважинах глубиной около 3000 м, пробуренных в осадочных отложениях, для установления теплового равновесия необходимо 30—60 сут при величине геотермического градиента 20—25° С/км и 100—120 сут при градиенте температуры 40—50° С/км.

Существенные возмущения теплового поля могут быть связаны с затрубной циркуляцией или притоком (поглощением) вод. Эти нарушения достаточно уверенно фиксируются по температурным данным и результатам промыслово-геофизических исследований. Зоны затрубной циркуляции выделяются нулевым или значительно пониженным (а при перетоках сверху вниз — отрицательным) градиентом температуры. Притоки воды в скважину фиксируются резким изменением градиента выше места притока. Трудности в обнаружении мест притока возникают в том случае, если притоки характеризуются небольшим дебитом. Они вызывают небольшое изменение температур, которое не фиксируется на термограмме. Для обнаружения таких притоков следует применять другие геофизические и гидрогеологические методы. Поэтому по всем скважинам, в которых определяется величина теплового потока, необходимо иметь гидрогеологическую характеристику разреза и исключать из рассмотрения интервалы, температурный режим которых нарушен движением вод.

Таким образом, получение достоверных значений геотермического градиента связано со многими трудностями. Их успешное преодоление возможно при детальном анализе имеющегося материала. Репрезентативность данных теплового потока увеличивается за счет группирования пунктов наблюдения, создания микрополигонов, определения потока на разных интервалах глубин в одной и

той же скважине. При соблюдении основных правил эксперимента можно получить достаточно устойчивые значения потока с ошибкой менее 10%.

Исходя из ошибок определения теплового потока, отклонения 10—12 мВт/м², подтвержденные измерениями в нескольких точках, можно рассматривать как аномалии.

Измерение тепловых потоков тепломерными датчиками

Методику измерения тепловых потоков можно существенно упростить, применив тепломерные датчики. С их помощью непосредственно измеряется величина теплового потока. Попытки использо-

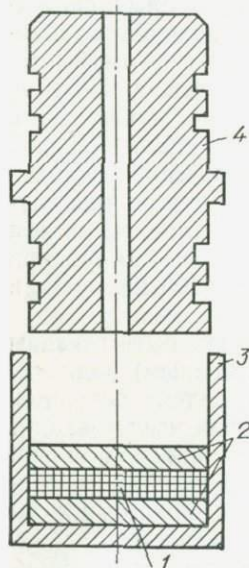


Рис. 1. Схема скважинного снаряда с тепломерным датчиком:

1 — тепломерный датчик;
2 — холодильник и нагреватель; 3 — корпус снаряда; 4 — переходник.

вать тепломеры для измерения тепловых потоков Земли предпринимались неоднократно (Колесников, Сперанская, 1958; Каганов, Розеншток, 1961; Иванов, 1962, Поляк, 1966, и др.). Однако низкая чувствительность и большие размеры тепломеров не способствовали их широкому внедрению в практику геотермических исследований. В настоящее время разработаны высокочувствительные тепломеры небольших размеров, дающие возможность измерять потоки в скважинах, и проведены полевые испытания датчиков («Опыт применения нефтегазовой терморазведки», 1975; Кутас и др., 1977).

Нами для измерения плотности теплового потока использовались термоэлектрические датчики батарейного типа (Герашенко, 1971). Основная идея устройства термоэлектрической батареи состоит в том, что элементы включены параллельно по измеряемому тепловому потоку и последовательно по генерируемому сигналу. Плотность элементов в датчиках, изготовленных гальваническим способом, может достигать 1500 шт/см². Разработанный в Институте технической теплофизики АН УССР алгоритм расчета оптимизированных конструктивных размеров дает возможность получать датчики с требуемыми характеристиками. При размерах датчика 50×6 мм чувствительность достигает 1,0 мВ·м²/Вт, а при размерах 30×6 — 0,4 мВ·м²/Вт.

Конструкция прибора и методика измерений определяются необходимостью выполнять измерения в скважинах ниже слоя сезонных колебаний температур. Прибор (рис. 1) для измерения теплового потока включает тепломерный датчик (1), помещенный между металлическими пластинками (2), выполняющими роль нагревателя

(нижняя) и холодильника (верхняя). Датчик с пластинками помещается в стакан (3), стенки которого изготовлены из материала с низкой теплопроводностью. В основание стакана устанавливается терморезисторный датчик для измерения температуры. Стакан через переходник (4) подсоединяется к стандартному кабельному накопителю. Для регистрации сигнала можно использовать мостовую схему или самописец с усилителем.

Таблица 1

Результаты определения тепловых потоков прямым и косвенным методами

Район исследований	Номер скважины	Глубина, м	Геотермический градиент, °С/км	Теплопроводность, Вт/мК	Тепловой поток, мВт/м²	
					по геотермическому градиенту	по тепломеру
Закарпатский прогиб	1164	47—690	53,0	1,82	96,5	100
» »	951	225—37	22,2	1,73	38,4	40
Украинский щит	2912	40—75	13,0	2,10	27,3	46
» »	2916	26—103	17,0	2,25	38,3	35
» »	2920	26—112	14,0	2,20	30,8	35
» »	2920	26—112	14,0	2,20	30,8	35
Днепро-Донецкая впадина	630	25—49	15	1,74	26,1	35
То же	25	20—43	19	1,70	32,3	31
» »	676 (4)	25—94	28	1,70	47,6	46
» »	9	187—300	37,5	1,75	65,6	55

Скважинный снаряд опускается в скважину на трехжильном кабеле и устанавливается на забое таким образом, что его тепловоспринимающая поверхность нормальна направлению теплового потока. Стационарный режим восстанавливается в течение 2,5—3,5 ч.

Приборы опробовались в разных районах в скважинах различной глубины. Полученные значения теплового потока контролировались по геотермическому градиенту и теплопроводности горных пород в том же интервале глубин. В большинстве случаев зафиксированные тепломерами значения тепловых потоков в пределах ошибки измерений совпадают с вычисленными по градиенту температуры и теплопроводности пород (табл. 1).

Система поправок

Распределение геотермических градиентов и тепловых потоков зависит от многих факторов, изменяющих условия теплопереноса в земной коре и теплообмена на ее поверхности в пункте измерения. Поэтому для получения истинной величины глубинного теплового потока влияние этих факторов необходимо исключить, введя соответствующие поправки. Вопросу поправок в геотермии уделяется большое внимание. В настоящее время относительно хорошо раз-

работана теория поправок, позволяющая оценивать влияние таких факторов, как рельеф, изменение температуры поверхности Земли, динамика подземных вод, условия залегания пород с различной теплопроводностью и др.

Однако наличие хорошо разработанной теории не всегда позволяет количественно вычислять величину поправки. Определяющую роль при расчете поправок играют достоверные исходные данные и физическая модель процесса.

Топографическая поправка. Различные методы учета топографической поправки изложены в работах Ф. Берча (Birch, 1950), Р. И. Кутаса (1966), А. Х. Лахенбруха (Lachenbruch, 1968), Е. А. Любимовой и др. (1973), А. Д. Дучкова и Л. С. Соколовой (1974). Возмущения теплового поля, связанные с топографией местности, имеют следующие особенности: геотермический градиент под положительными формами рельефа обычно занижен, а под отрицательными — завышен. Влияние рельефа распространяется до глубин, в 5—6 раз превышающих его колебания.

Климатическая поправка. Необходимость в введении климатической поправки обусловлена тем, что температура поверхности Земли изменяется со временем. Кратковременные периодические изменения климата, период которых исчисляется десятками лет, не нарушают распределение потоков и температур. (Birch, 1948; Jessop, 1971; Любимова и др., 1973). В этом случае должно наблюдаться периодическое изменение теплового потока с глубиной, однако экспериментально такие колебания достоверно не установлены.

Значительно большие возмущения теплового поля должны вызываться при резкой смене климатических условий, связанной с периодами четвертичных оледенений. Величина искажений зависит от длительности периода похолодания, перепада температур, глубины наблюдения, теплофизических свойств разреза. Максимальные возмущения теплового потока соответствуют глубинам до 1—1,5 км. Однако точно оценить величину климатической поправки невозможно, так как в настоящее время нет точных данных о количестве ледниковых и межледниковых периодов, их продолжительности и колебаниях температур. Поэтому и величина поправки у разных авторов различна. Так, по данным А. М. Джессопа (Jessop, 1971), на севере Канады тепловой поток занижен на 20, а на юге — завышен на 12 мВт/м². Наши исследования на территории юго-запада СССР показали, что климатическая поправка не превышает 10—15% (Кутас, Гордиенко, 1971). При измерениях тепловых потоков в скважинах глубиной 2—4 км не удалось выявить сколько-нибудь заметных возмущений теплового поля, которые можно было бы связать с изменениями температуры на поверхности.

Влияние динамики подземных вод. Верхние горизонты земной коры, в которых обычно изучаются тепловые потоки, являются зоной интенсивного водообмена. Хотя суммарный вынос тепла движущимися водами незначительный, тем не менее

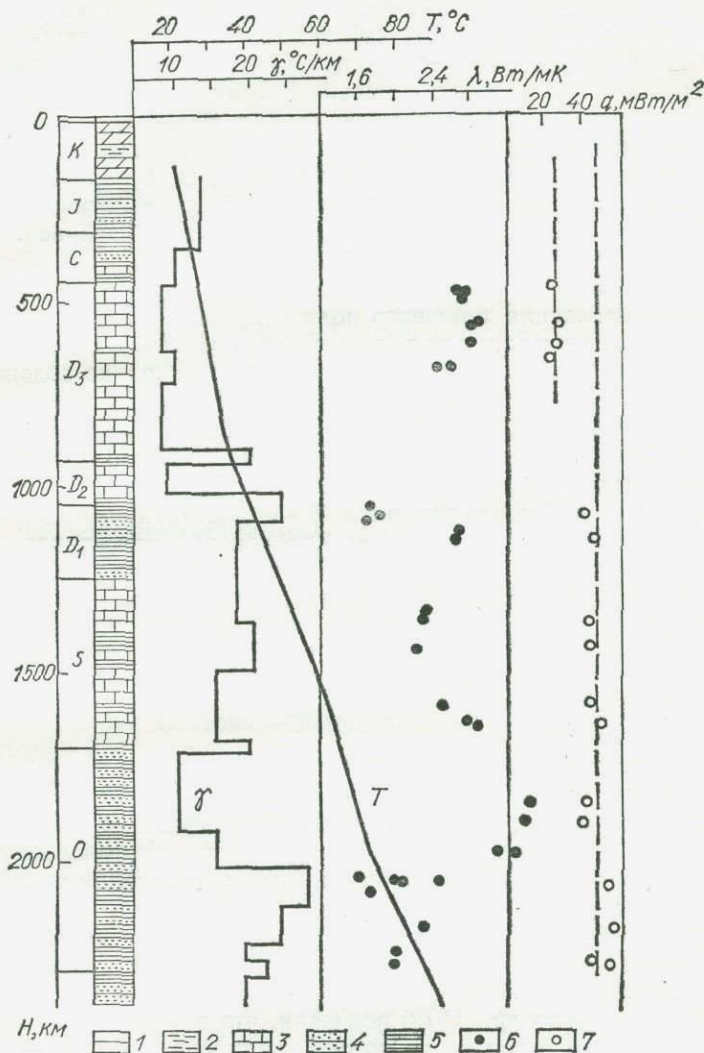


Рис. 2. Термограмма (T), геотермический градиент (γ), теплопроводность (λ) и тепловой поток (q) по скв. Горохов-1:

1 — мергели; 2 — глины; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — аргиллиты; 6, 7 — соответственно теплопроводность и тепловой поток по разрезу скважины.

перемещение подземных вод существенно нарушает естественное распределение температур и тепловых потоков. Особенно большие возмущения испытывает тепловое поле в зоне аэрации. Но иногда влияние движения подземных вод наблюдается и в более глубоких горизонтах. Этот факт подтверждается многочисленными примерами.

В пределах юго-западного склона Восточно-Европейской платформы в верхней части разреза до глубин 600—700 м выделяется зона с пониженным значением геотермического градиента и теплового потока (рис. 2). Это понижение геотермических параметров связано с зоной инфильтрации вод, которая по гидрогеологическим данным в этом районе достигает мощности 300—800 м (Бабинец, 1961). Подобные нарушения теплового режима отмечались Е. А. Любимовой и др. (1960) в районе Сочи — Магеста.

Часто возмущения теплового поля связаны с интенсивным движением вод по разломам или по наклонным пластам. В бассейне подземных вод в Равнинном Крыму выделяется несколько водоносных горизонтов (Лялько, 1972). Наиболее водообильными являются неокимовые отложения, область питания которых находится в предгорьях Крымских гор, сложенных породами высокой проницаемости. Внутренняя разгрузка осуществляется в ослабленных зонах, тяготеющих к глубинным разломам. В частности, такие перетоки вод наблюдаются на Новоселовской и Красновской структурах. Здесь переток хорошо устанавливается по геотермическим данным. Тепловые потоки над водоносным горизонтом неокима, как правило, выше, чем под ним, где они приобретают фоновые значения. Так, в скв. 1 на Красновской структуре неокимовые отложения залегают на глубине 689 м. Тепловой поток выше этой глубины имеет значение 105 мВт/м². В интервалах глубин 1900—2000 и 2400—2850 м он равен 71 мВт/м².

В Закарпатском прогибе в районе Берегово над разломом, по которому происходит интенсивное движение вод, тепловой поток достигает 120 мВт/м², в то время как ниже нарушенной зоны тепловые потоки составляют 92 мВт/м² и соответствуют фоновым значениям, подтвержденным многочисленными определениями вне аномальных зон.

Особенно большое нарушение теплового режима верхних горизонтов земной коры наблюдается в зонах развития гидротерм и грязевого вулканизма. Исследования теплового потока на Апшеронском п-ве (Сухарев и др., 1972) показали, что вблизи жерл грязевых вулканов величина теплового потока увеличивается в 1,5—2 раза. Так, вблизи жерла грязевого вулкана Локбатан в двух пунктах получены значения потока 82 и 90 мВт/м², а на пологой восточной периклинали потоки уменьшаются до 61—49 мВт/м². Такие же закономерности характеризуют и другие аналогичные структуры.

Однако столь существенные возмущения теплового поля отмечаются в основном в ограниченных зонах интенсивного движения вод. В зонах замедленного водообмена влияние динамики подземных вод не столь очевидно, а аномалии температур и тепловых потоков

могут иметь иное толкование. Это можно показать на примере Днепро-Донецкой впадины. Пресные воды в последней распространяются до глубин 300—800 м. Особенно глубоко проникают поверхностные воды на северном борту. Областями питания являются также Черниговский выступ и открытые соляные штоки (Бабинец, 1961; Лялько, 1972). Открытая разгрузка вод зоны замедленного водообмена происходит на южном и юго-западном бортах. Минерализованные воды поступают в аллювий рек Днепра и Самары. Внутренняя разгрузка проявляется в зонах тектонических нарушений и на многих антиклинальных структурах: Новогригорьевской, Рыбальской, Глинско-Розбышевской и др.

Геотермические условия в целом удовлетворительно согласуются с гидрогеологической обстановкой в пределах Днепро-Донецкой впадины. Области питания характеризуются пониженными температурами, а зона дислокаций у юго-западного борта впадины — повышенными (Перещепино — Левенцовка). Температура постепенно возрастает с северо-запада на юго-восток.

Однако распределение тепловых потоков не столь очевидно согласуется с динамикой подземных вод, и выявленные закономерности могут иметь иное объяснение. Например, Донбасс и Днепро-Донецкая впадина характеризуются существенно различной величиной теплового потока. Донбасс отличается высокими потоками и входит в обширную область высоких тепловых потоков, охватывающую герцинские структуры юга СССР. Днепро-Донецкая впадина по средней величине теплового потока не отличается от Восточно-Европейской платформы. Поэтому повышение тепловых потоков у южного борта впадины можно рассматривать как зону перехода между существенно различными уровнями поля в пределах древней Восточно-Европейской платформы и ее геосинклинального обрамления. Повышение температур с северо-запада на юго-восток достаточно обоснованно объясняется увеличением в этом направлении мощности каменноугольных отложений, отличающихся низкой теплопроводностью.

Проанализировав большое количество температурных замеров до глубин 3000 м, не удалось обнаружить явных признаков влияния динамики вод на характер регионального температурного поля. Тем не менее в некоторых районах влияние гидродинамического фактора проявляется достаточно четко. Это особенно заметно в верхней части разреза, промываемой поверхностными водами. В частности, заметное понижение потоков в верхней части разреза наблюдается в скважинах на склоне Воронежского кристаллического массива, а также на южном борту Припятской впадины. О влиянии вертикальной миграции вод свидетельствуют различные значения потоков по разрезу скважины: в пластах-водоупорах они на 10—15% выше, чем в пластах с повышенной проницаемостью.

Обширная аномалия высоких тепловых потоков охватывает всю центральную часть Тарханкутского п-ва. Существует мнение (Тердовидов, 1967), что эта аномалия вызывается подтоком отжимаю-

щихся седиментационных вод из уплотняющихся глинистых пород в глубоких частях Каркинитской впадины и Сивашского прогиба. Однако с этим мнением полностью нельзя согласиться. Во-первых, изменений теплового потока по глубине не наблюдается, а колебания геотермического градиента полностью объясняются сменой литологии пород. Во-вторых, подток вод должен происходить вдоль всей системы прогибов и впадин, ограничивающих с севера Скифскую плиту, а аномалии повышенных потоков ограничиваются лишь тектоническими границами трогов киммерийского заложения. При этом аномалии теплового поля часто занимают секущее положение по отношению к направлению движения вод. Но на отдельных участках динамика вод, очевидно, существенно влияет на характер теплового поля. Так, на участке между Бокальской и Глебовской структурами скорость движения вод составляет 6—7 см/год, средняя мощность водоносного комплекса около 200 м, горизонтальный градиент температуры равен 0,6° С/км. Этот поток вод на Глебовской площади вызывает повышение теплового потока примерно на 30% по отношению к фоновому значению.

Таким образом, совместный анализ геотермических и гидрогеологических данных в конкретных районах свидетельствует о разнообразном влиянии динамики подземных вод на геотермические параметры. Однако в настоящее время не существует достаточно полно разработанной теории, которая давала бы возможность оценить влияние динамики подземных вод на величину теплового потока. Есть лишь частные решения (Огильви, 1959; Кругликов, 1963; Кутас и др., 1967; Лялько, Митник, 1972; Череменский, 1972), но они не могут быть использованы для количественных расчетов поправок, так как обычно нет фактических данных для подобных вычислений. Поэтому при определении теплового потока интервалы с нарушенным температурным режимом приходится исключать из рассмотрения.

Влияние структурных форм и строения земной коры на величину теплового потока. Существенные возмущения теплового поля создаются неоднородностями земной коры. Эти аномалии обычно контролируются структурами фундамента и осадочного чехла, нарушающими условия переноса тепла в земной коре из-за различной теплопроводности слагающих их пород. Они могут быть как локальные, связанные со строением верхних слоев земной коры и особенно осадочного слоя, так и региональные, обусловленные крупными неоднородностями. Наиболее достоверно выделяются аномалии, связанные с поверхностными структурами. Они повторяют их форму и могут быть рассчитаны или промоделированы по известным значениям теплофизических параметров и размерам структур.

Задача об искажении стационарного теплового поля телами иной теплопроводности рассматривалась неоднократно (Корытникова, 1941; Глюзман, 1967; Череменский, 1972; Любимова и др., 1973, и др.). Существующие решения дают возможность во многих

случаях рассчитывать возмущающий эффект простых структурных форм.

На исследуемой территории можно выделить большое количество аномалий, связанных с неоднородностями строения верхних горизонтов земной коры. Это аномалии краевых прогибов, представляющих во многих случаях узкие депрессии, выполненные рыхлыми песчано-глинистыми отложениями, мощность которых иногда достигает 10—12 км, а теплопроводность не превышает 1,2—1,5 Вт/м·К. Такие аномалии протягиваются вдоль наиболее опущенных частей Предкарпатского, Индоло-Кубанского, Терско-Каспийского прогибов, Куринской и Рионской впадин и др.

Теоретически искажения теплового поля можно оценить, если включения иной теплопроводности представить телами правильной геометрической формы. В частности, предгорные прогибы, вытянутые, как правило, на сотни километров при относительно небольших поперечных размерах, можно аппроксимировать эллиптическим полуцилиндром бесконечного простираения. Распределение тепловых потоков в этом случае удовлетворяет соотношению (рис. 3)

$$\frac{q}{q_0} = \frac{a + l}{a + \mu l}, \quad (1.9)$$

где a и l — соответственно ширина и глубина прогиба; μ — отношение теплопроводностей.

Рассмотрим влияние прогибов на распределение тепловых потоков на конкретных примерах. Ширина Предкарпатского прогиба в районе Восточных Карпат составляет 30—50 км, мощность осадков 6—10 км. Средняя теплопроводность пород, заполняющих прогиб, равна 1,6 Вт/м·К, а подстилающих их метаморфических комплексов около 2,9 Вт/м·К (Кутас, Гордиенко, 1971). При отношении глубины прогиба к его ширине около 1 : 5 и коэффициентов теплопроводности осадков и вмещающих пород — 1 : 1,7 искажение теплового потока составляет 15%. Эта величина удовлетворительно согласуется с наблюдаемыми значениями потоков в Предкарпатском прогибе. В наиболее прогнутой части прогиба тепловые потоки достигают 33—38 мВт/м², а за пределами прогиба — 42—45 мВт/м². Иногда отношение коэффициентов теплопроводности уменьшается до 1 : 2,5 и даже 1 : 3. Так, теплопроводность четвертичных глин в Куринской впадине составляет 0,9—1,2, а теплопроводность пород основания — 2,1—2,8 Вт/м·К (Сухарев и др., 1969; Кашкай, Алиев, 1974). При этом же отношении глубины прогиба к ширине

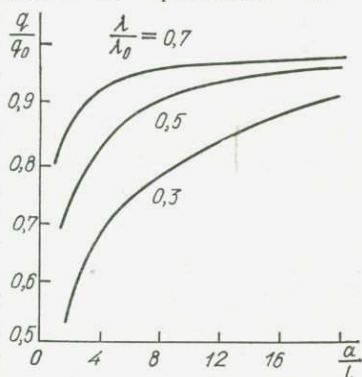


Рис. 3. Влияние впадины, заполненной низкотеплопроводными осадками, на величину теплового потока. λ и λ_0 — соответственно теплопроводность пород во впадине и окружающем массиве пород; a и l — ширина и глубина впадины.

(1 : 5) и отношении коэффициентов теплопроводности 1 : 3 тепловой поток уменьшится на 30%.

Иногда прогибы отличаются сложным строением. Их разделяют продольные антиклинальные поднятия на ряд отдельных впадин. В таких прогибах характер теплового поля значительно осложняется. Над поднятиями образуются положительные, а во впадинах — отрицательные аномалии. Примером может служить Терско-Каспийский прогиб, в пределах которого наблюдаются существенные колебания теплового потока. Во впадинах тепловые потоки составляют 28—44, а над поднятиями увеличиваются до 46—66 мВт/м².

При сложном геологическом строении влияние вариаций теплопроводности аналитически определить невозможно. В этих случаях можно использовать метод электромс-

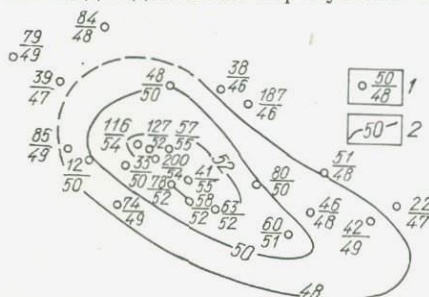


Рис. 4. Температуры на глубине 1500 м на Шебелинском газовом месторождении: 1 — в числителе номер скважины, в знаменателе — температура; 2 — изотермы.

делирования. Последний неоднократно применялся нами при изучении теплового поля в Карпатах, Крыму и других районах со сложным строением (Кутас, 1970; Кутас, Гордиенко, 1971).

Существенные перераспределения теплового потока вызываются локальными структурами. Их влияние часто можно оценить количественно, принимая, как и в более крупных структурах, тепловое

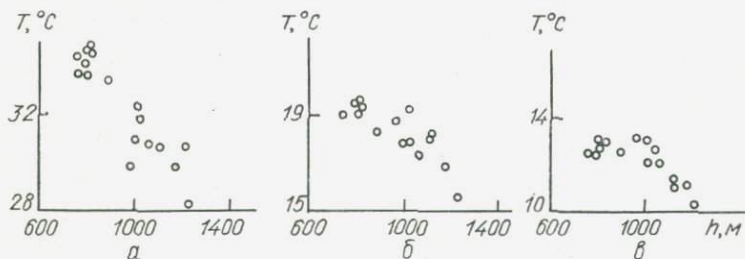


Рис. 5. Сопоставление температур на срезах 1000 (а), 500 (б) и 200 м (в) с глубиной (h) залегания опорного менилитового горизонта на Бориславском нефтяном месторождении.

поле стационарным и аппроксимируя неоднородности телами правильной геометрической формы. Очень трудно рассчитать искажение теплового поля над антиклинальными поднятиями, над которыми обычно наблюдаются повышенные тепловые потоки и температуры (рис. 4).

Аномалии температур над локальными структурами сохраняются вплоть до поверхности Земли, но их амплитуда по мере приближения к поверхности уменьшается. Например, на Бориславской

структуре в Предкарпатском прогибе (рис. 5) на глубине 1000 м в своде структуры температуры превышают фоновые на 5—6° С, а на глубине 200 м — на 3° С.

Необходимо отметить, что в одном и том же районе двум однотипным структурам соответствуют разные аномалии в зависимости от их нефтегазоносности. Как правило, над продуктивными структурами температуры на несколько градусов выше. Поскольку этот эффект, как показывают наблюдения, сохраняется до уровня нейтрального слоя, создаются благоприятные перспективы для поисков нефтяных и газовых месторождений по геотермическим данным. На этой основе в настоящее время предложено несколько вариантов метода геотермической разведки (Думанский, 1966; Чекалюк и др., 1974; «Опыт применения нефтегазовой терморазведки», 1975).

Возмущения теплового поля наблюдаются и над месторождениями иных полезных ископаемых. В частности, нами были измерены тепловые потоки на месторождениях сульфидов в Закарпатском прогибе. Во всех скважинах, вскрывших рудное тело, над рудой наблюдались тепловые потоки более 105 мВт/м². Ниже зоны оруденения и за пределами рудного тела потоки приближаются к фоновым значениям для Закарпатского прогиба, составляющим 92 мВт/м². Повышение тепловых потоков над сульфидными месторождениями вызывается дополнительным выделением тепла при окислении сульфидов. В какой-то мере влияет и эффект повышенной проводимости рудных тел и движение вод по нарушенным зонам, к которым приурочена минерализация.

Кроме влияния приповерхностных структур, следует учитывать влияние глубинной структуры земной коры и верхней мантии. Если земная кора сложена породами разной теплопроводности, то изменение мощности отдельных слоев с разной теплопроводностью должно влиять на величину теплового потока. Особенно существенно теплопроводность повышается при переходе от кислых и основных пород к ультраосновным. В связи с этим изменение конфигурации границы Мохо должно сказываться на величине теплового потока. Увеличение мощности земной коры понижает ее общую проводимость, что приводит к уменьшению теплового потока. Наоборот, подъем границы Мохо должен сопровождаться увеличением теплового потока. Величина возмущения теплового потока может быть рассчитана теоретически, исходя из той же простой модели, которая принималась при расчете искажений теплового потока в предгорном прогибе. Искажение теплового поля грубо можно определить, исходя из представлений, что в строении земной коры и подстилающей ее мантии принимает участие n плоскопараллельных слоев с разной теплопроводностью. Тогда при отсутствии источников тепла температура в n -м слое определится соотношением

$$T_n = T_0 + q \left(\sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i}{\lambda_i} + \frac{z - \sum_{i=1}^{n-1} h_i}{\lambda_n} \right). \quad (1.10)$$

Изменив мощность слоев с разной теплопроводностью, можно рассчитать возмущение температур и тепловых потоков.

В качестве примера рассмотрим район Горного Крыма. Характерной особенностью глубинного строения этого района является увеличение мощности земной коры до 60 км. В соседних районах мощность коры значительно меньше: в Черном море — 20–30, на Скифской плите — 40 км. Выступ земной коры в Горном Крыму можно аппроксимировать полуэллиптическим цилиндром с отношением осей 1 : 8. Приняв отношение коэффициентов теплопроводности пород коры и мантии равным 1 : 2,5, получим, что из-за утолщения земной коры тепловой поток уменьшится на 10–15%.

Возмущения теплового поля при осадконакоплении. Значительные возмущения теплового поля возникают при погружении земной коры и отложении осадочного слоя. В этом случае одновременно влияют несколько факторов: погружение отдельных блоков земной коры, отложение осадков при низкой температуре, экранирующий эффект слоя низкой теплопроводности, выделение тепла в отложившихся осадках вследствие распада радиоактивных элементов. Количественно рассчитать влияние этих факторов не всегда возможно, так как до настоящего времени не получено теоретическое решение задачи.

Влияние процесса осадконакопления изучалось многими исследователями (Benfield, 1949; Birch, 1954; Grossling, 1960; Кутас, 1965; Любимова и др., 1973), но рассматривались в основном частные задачи. Так, А. Бенфилд представлял процесс осадконакопления (денудации) в виде постепенного смещения границы со скоростью v . Среда и осадки принимались одинаковой теплопроводности. Решение Берча, кроме изменения положения границы, учитывает перемещение распределение температур.

Автором был рассмотрен постепенно замедляющийся процесс отложения осадков по закону $v \sqrt{t}$. Среда и осадки при этом принимались разной теплопроводности. Полученные разными исследователями решения дают несколько отличающиеся величины возмущений теплового потока. Но во всех случаях величина искажения зависит от продолжительности и скорости накопления осадков или от их мощности. Выполненные расчеты показали, что при скорости накопления осадков 0,01 см/год через 25 млн. лет (мощность отложившегося слоя составляет 2,5 км) искажения потока на поверхности не будут превышать 8–10%. При скорости отложения 0,05 см/год через 5 млн. лет уменьшение потока на поверхности составит в зависимости от выбранных параметров 15–20%, а через 10, 15 и 20 млн. лет — соответственно 20–30, 25–35 и 30–40%. Накопление осадков со скоростью 0,1 см/год приведет к искажению потока через 1; 5 и 10 млн. лет соответственно на 12–18, 25–35 и 35–50%.

Следовательно, процесс относительно быстрого отложения осадков в межгорных депрессиях, предгорных прогибах, где их мощность часто превышает 10 км, может вызвать уменьшение потока на 20—

50%. Максимальное нарушение теплового потока происходит в самой верхней части разреза, а с глубиной оно постепенно уменьшается. Выравнивание нарушенного теплового режима происходит очень медленно и зависит от мощности осадков и скорости их накопления. Если осадки отлагаются медленно, то еще в процессе их отложения у основания осадочного слоя успевает установиться тепловое равновесие. При быстром отложении осадков нарушенный режим распространяется на всю толщу осадочного слоя. Для окончательного выравнивания температур при мощности осадков около 10 км необходимо не менее 50 млн. лет.

Существенное искажение теплового поля за счет осадконакопления следует ожидать в Куринской депрессии, где мощность кайнозойских осадков в наиболее опущенных частях достигает 20 км. Только за четвертичный период отложился осадочный слой мощностью более 1000 м. При таких темпах осадконакопления в самой верхней части разреза уменьшение теплового потока должно составлять не менее 35—50%. И поскольку процесс накопления осадков окончился совсем недавно, то к настоящему времени это возмущенное состояние сохранилось фактически полностью. Полученные на основе теоретических расчетов оценки достаточно хорошо согласуются с наблюдениями теплового потока в Куринской низменности. Потоки здесь в верхней части разреза составляют 17—25 мВт/м², но постепенно увеличиваются до 38—46 мВт/м² на глубинах 2000—2500 м. По-видимому, неискаженный отложением осадков тепловой поток составляет здесь 46—50 мВт/м².

Заметное уменьшение тепловых потоков можно ожидать во внутренних морях — Черном и Каспийском. В частности, при скорости накопления осадков в Черном море 0,05 см/год (накопление осадков мощностью 13 км начиная с миоцена) уменьшение потока должно составлять не менее 20—40%. По нашему мнению, неискаженный тепловой поток в глубоководной впадине Черного моря равен 55—60, а в зоне повышенных потоков южнее Крыма — около 80 мВт/м². Н. И. Аршавская и Е. А. Любимова (1974) допускают, что искажения могут быть более значительными, а истинное значение потока достигает 110 мВт/м².

Существенное перераспределение тепловых потоков вызывается при субгоризонтальных перемещениях — образовании надвигов, шарьяжей и т.п. Влияние перемещений подобного типа хорошо видно в Карпатах, где широко развиты структуры надвигового типа. Здесь повсеместно в надвинутых отложениях тепловые потоки на 10—20% ниже, чем в поднадвиговых. Полученные данные удовлетворительно согласуются с результатами теоретических расчетов (Кутас, 1966).

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ

По мере накопления данных по тепловым потокам возникает необходимость в их обобщении, классификации, анализе, в выяснении пространственных и временных закономерностей их распределения, в установлении природы аномалий теплового поля. Еще не создана единая общепринятая методика обработки геотермических данных. Применяются главным образом вероятностно-статистические методы обработки с осреднением по географическим квадратам (Lee, 1963; Lee, Uyeda, 1965; Simmons, Horai, 1968; Суетнова, Любимова, 1973) или по однотипным геологическим структурам (Поляк, Смирнов, 1968; Смирнов, 1968, и др.). Оба эти метода недостаточно совершенны при существующей на современном этапе редкой и неравномерной сети наблюдений теплового потока. На первый взгляд метод осреднения по географической сетке кажется более объективным, поскольку здесь используются лишь наблюдаемые значения теплового потока без каких-либо субъективных предположений. Однако осреднение неоднородных и неравномерно распределенных данных, а также приписывание квадратам, не охваченным измерениями, произвольных средних значений может привести к существенным ошибкам, к ложным аномалиям, не имеющим ничего общего с истинным тепловым полем. При осреднении результатов наблюдений по однотипным геологическим структурам возникают довольно серьезные трудности при классификации структур, установлении их возраста и генезиса. Примером таких структур могут быть предгорные прогибы или межгорные наложенные впадины, сформировавшиеся в альпийское время на разновозрастном основании. При анализе теплового поля всегда возникает вопрос, следует ли подобные тектонические элементы рассматривать как единое целое или расчленять их на отдельные блоки по возрасту фундамента, который часто остается неизвестным.

При обработке и осреднении данных по тепловым потокам необходимо учитывать возможные искажения, связанные с влиянием различных локальных факторов, которые часто можно определить, но для этого не всегда есть необходимая информация. Следует, однако, учитывать, что введение поправок не всегда целесообразно, так как возмущения поля можно рассматривать с разных точек зре-

ния в зависимости от конкретных решаемых задач. В одних случаях возмущения поля являются помехами, в других — полезной информацией о геологических объектах и процессах. Например, локальные аномалии, связанные с движением вод или отдельными телами иной теплопроводности, затрудняют истолкование региональных аномалий. В то же время их можно использовать при изучении

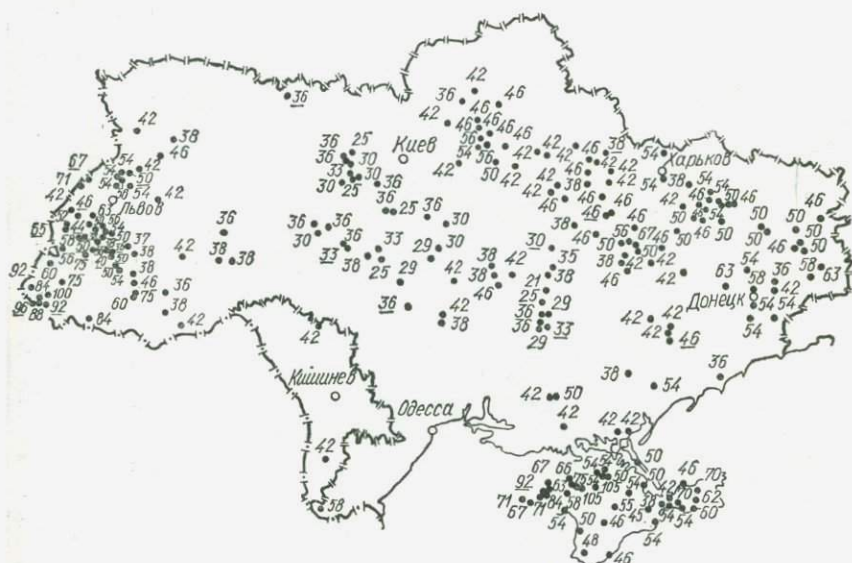


Рис. 6. Тепловые потоки (мВт/м^2) на территории УССР и МССР. Данные по групповым замерам подчеркнуты.

динамики подземных вод, выделении зон их питания и разгрузки, выявлении неоднородностей земной коры, скопления полезных ископаемых и пр.

В данной работе использованы в основном наблюдаемые значения тепловых потоков. Учтено лишь влияние рельефа и в некоторых районах введена климатическая поправка. Осреднение и анализ материалов выполнены по геологическим структурам, в основу классификации которых положен историко-тектонический принцип. Детально освещается распределение тепловых потоков территории УССР и МССР (рис. 6). Этот район весьма благоприятен для постановки детальных геотермических исследований, поскольку он хорошо изучен геологическими и геофизическими методами и объединяет геоструктурные элементы разного возраста и генезиса. Здесь выделяются древнейшие блоки земной коры, сложенные породами возрастом 2800—3500 млн. лет, палеозойские, мезозойские и кайнозойские геосинклинали, зоны разновозрастного магматизма и тектонической активизации. Для получения более общих закономерностей привлекались опубликованные данные по другим регионам

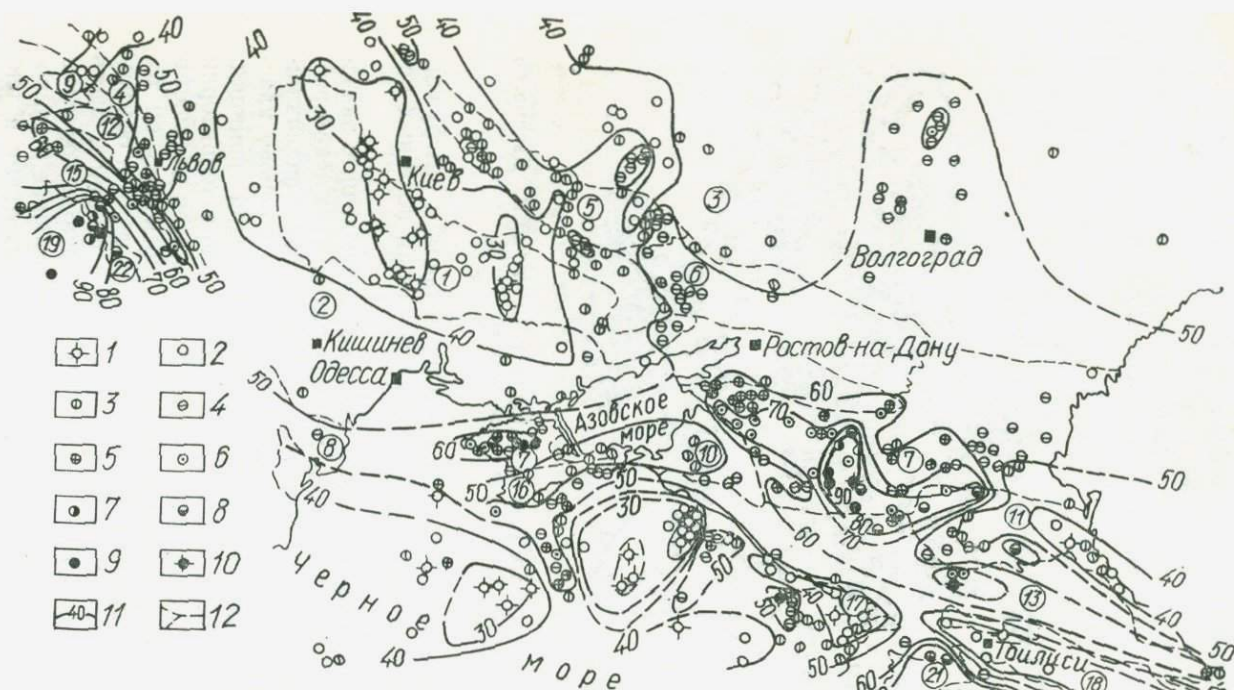


Рис. 7. Схематическая карта тепловых потоков юга европейской части СССР.

Значения тепловых потоков ($\text{мВт}/\text{м}^2$):

- 1 — < 30 ; 2 — $30-40$; 3 — $40-50$; 4 — $50-60$; 5 — $60-70$; 6 — $70-80$; 7 — $80-90$;
8 — $90-100$; 9 — $100-110$; 10 — > 110 ; 11 — изолинии теплового потока; 12 — границы тектонических зон.

Цифрами в кружках обозначены основные тектонические структуры. Древняя платформа: 1 — Украинский шит, 2 — Волыно-Подольская плита, 3 — Воронежский кристаллический массив, 4 — Львовский палеозойский прогиб, 5 — Днепровско-Донецкая впадина, 6 — Донбасс. Палеозойские структуры: 7 — Скифская плита, 8 — Добруджа, 9 — Свентокшиские горы. Альпийские предгорные прогибы: 10 — Индоло-Кубанский, 11 — Терско-Каспийский, 12 — Предкарпатский. Области альпийской складчатости и горообразования: 13 — Большой Кавказ, 14 — Малый Кавказ, 15 — Карпаты, 16 — Горный Крым. Межгорные впадины: 17 — Рионская, 18 — Курильская, 19 — Паннонская, 20 — Араксинская. Зоны развития неоген-четвертичного вулканизма: 21 — Армянское вулканическое нагорье, 22 — Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда.

и особенно по соседним территориям (рис. 7). Это дало возможность наметить некоторые общие тенденции в распределении тепловых потоков и увязать их с динамическими процессами в недрах.

Древние платформы и щиты

Древние платформы представляют собой наиболее устойчивые участки земной коры, сложенные метаморфическими осадочно-вулканогенными и интрузивными образованиями докембрия. В течение геологической истории древние платформы неоднократно подвергались дроблению и переработке, что обусловило их сложное складчато-блоковое строение. На платформах выделяются крупные структуры с существенно различным строением и условиями формирования. Это щиты, плиты, грабенообразные прогибы (авлакогены), синеклизы и антеклизы, краевые швы и прогибы.

Основными структурами юго-западной части Восточно-Европейской платформы являются Украинский щит и его склоны, Днепровско-Донецкий авлакоген, Волыно-Подольская плита, Причерноморская впадина, Львовский прогиб.

У к р а и н с к и й щ и т. В структуре щита выделяются древние архейские ядра, разделенные зонами нижнепротерозойских геосинклинальных формаций (Бондарчук, 1959; Каляев, 1965; Семененко, 1966, и др.). Архейские ядра сложены осадочно-эффузивными метаморфизованными и гранитизированными образованиями и осложнены гранито-гнейсовыми куполами. Абсолютный возраст наиболее древних пород, представленных метабазитовой и сланцево-железисто-кремнистой сериями, 3500—2800 млн. лет (Семененко и др., 1970). Возраст протерозойских образований, сложенных осадочно-вулканогенными в разной степени метаморфизованными породами, составляет 2800—1700 млн. лет.

Измерения температур и теплового потока на территории Украинского щита и его склонов выполнены в 85 пунктах (Гордиенко, Кутас, 1971, 1972; Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас и др., 1972, 1973) (см. рис. 6). Геотермические градиенты низкие и составляют 8—12° С/км.

По разрезу градиенты изменяются в основном в соответствии с литологическими особенностями пород и их теплопроводностью. Разрез в интервале измерения температур представлен гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами и другими кристаллическими породами. Средняя теплопроводность гранитов составляет $3,0 \pm 0,8$, гнейсов — $2,9 \pm 0,6$, кристаллических сланцев — $2,9 \pm 0,8$ Вт/м. К. Эти породы на щите наиболее распространены. Габбро и амфиболиты характеризуются теплопроводностью 2,4, мраморы, кальцифиры и доломиты — 2,5, кварциты — 4,0 Вт/м. К.

Величины тепловых потоков изменяются от 22 до 56 мВт/м². Среднее значение составляет 36 ± 8 , дисперсия — 8 мВт/м². Гисто-

грамма тепловых потоков (рис. 8) не имеет четко выраженного максимума. Наиболее часто встречающиеся значения почти равномерно распределены в интервале 25—45 мВт/м².

В распределении тепловых потоков на территории Украинского щита существуют определенные закономерности. Выделяются области, где потоки составляют 38—46 мВт/м², и области пониженных значений, не превышающих 33 мВт/м². Повышенные значения наблюдаются в зоне Орехово-Павлоградского глубинного разлома. В этой зоне выполнены измерения в восьми пунктах. Потоки составляют 42—46, а южнее, на склоне щита (в районе Мелитополя) —

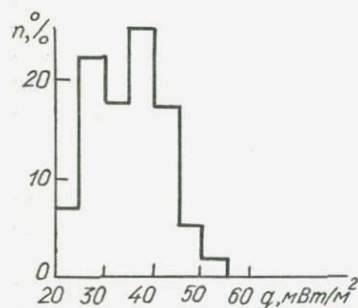


Рис. 8. Гистограмма теплового потока для Украинского щита.

56 мВт/м². Повышенные тепловые потоки (50—56 мВт/м²) зарегистрированы также в трех пунктах на границе Приазовского блока и Конско-Ялынской впадины. Непосредственно в пределах Приазовского блока получены низкие значения — 28 мВт/м².

Вторая зона повышенных тепловых потоков охватывает центральную часть щита (Кировоградский блок), расположенную между Криворожско-Кременчугским и Одесско-Тальновским разломами. Потоки здесь измерены в 11 пунктах и характеризуются значениями 40—46, среднее 42 ± 3 мВт/м².

Низкие тепловые потоки соответствуют Криворожско-Кременчугской синклинали. Измерения в этой зоне выполнены в 20 пунктах. Полученные значения составляют 23—35, среднее значение 30 ± 5 мВт/м².

Полоса низких тепловых потоков протягивается в меридиональном направлении западнее Первомайска. Потоки измерены в 24 пунктах. Их значения изменяются от 23 до 34, среднее значение 29 ± 4 мВт/м². К западу от этой зоны тепловые потоки снова повышаются. Измерениями в районе Гайворон — Липовец установлены потоки 37—42 мВт/м². Такие же потоки наблюдаются в Приднестровье в районе г. Сорок.

На склонах щита тепловые потоки измерены в 14 пунктах. Они составляют 36—46 мВт/м².

Таким образом, тепловые потоки на территории Украинского щита изменяются более чем в два раза. Разные тектонические элементы характеризуются различной величиной теплового потока. Эти различия иногда не очень заметны, поскольку сами величины потоков низкие, но часто они в несколько раз превышают точность наблюдений. Так, средние значения тепловых потоков в Кировоградском блоке и Тальновско-Белоцерковской зоне, составляющие соответственно 42 и 29 мВт/м², отличаются на 13 мВт/м², что в три раза превышает погрешность измерения (10%) и разброс значений в каждой из зон.

Днепро-Донецкий авлакоген. Образование этой структуры связано с заложением глубинных разломов в теле древней платформы и глыбовыми перемещениями отдельных блоков, которые приводят к формированию на ранней стадии развития платформы грабенообразных прогибов — авлакогенов. В процессе дальнейшего развития авлакогены перерастают в пологие впадины и синеклизы (Богданов, 1964).

Днепро-Донецкий авлакоген (Бондарчук, 1959; Чирвинская, 1959; Бураковский и др., 1971; Чекунов, 1972) состоит из Припятско-Донецкого грабена, занимающего центральное положение во впадине, и бортовых частей, которые одновременно являются северо-восточным склоном Украинского щита и юго-западным склоном Воронежского кристаллического массива. Грабен ограничен продольными глубинными разломами амплитудой до 5 км и более. Широко развиты также поперечные разломы, которые являются в основном продолжением зон нарушения Украинского щита. Они разделяют грабен на отдельные элементы, отличающиеся историей развития и геологическим строением. К основным тектоническим элементам относятся Припятский грабен, Черниговско-Брагинский выступ, Днепровский грабен, Донецкое складчатое сооружение с переходной зоной. Последнее часто относят к геосинклинальным областям. Рассматриваемая система прогибов выполнена мощной толщей осадочных отложений от девонских до современных. Мощность осадков постепенно увеличивается к центральной части впадины и достигает максимальных значений в грабене. Вдоль грабена глубина до фундамента существенно изменяется: в районе Черниговско-Брагинского выступа она не превышает 3—4, а в Донбассе увеличивается до 17 км. В том же направлении возрастает степень дислоцированности осадков. Наибольшая ее интенсивность соответствует Донбассу, где в начале перми осадки были смяты в узкие антиклинальные складки, разделенные широкими синклиналями.

Для Днепро-Донецкого авлакогена характерны проявления вулканической деятельности и соляной диапазизм. Вулканические породы представлены трапповой и щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтовой формациями и лимпрофирами. Возраст вулканитов 566—500 млн. лет (Бернадская, 1961). В Донбассе вулканическая деятельность происходила в два этапа. Возраст пород второго этапа 320—280 млн. лет.

В Днепро-Донецкой впадине уменьшается мощность земной коры (Соллогуб, 1970; Чекунов, 1972). В некоторых блоках глубина до границы Мохо не превышает 35 км. В Донбассе мощность земной коры составляет 40—45 км.

Температуры и тепловые потоки в Днепро-Донецком авлакогене измерялись в 82 пунктах (Гордиенко, Кутас, 1970; Кутас, Гордиенко, 1971). Температуры на глубине 1000 м составляют 25—45° С, на глубине 2000 м — 50—70° С. Отмечается постепенное увеличение температур в юго-восточном направлении. Наиболее высокие температуры соответствуют зоне южных дислокаций в районе

Левенцовка—Перещепино. Повышение температур наблюдается также над многими структурами: Прилукской, Глинско-Розбышевской, Шебелинской, Шевченковской и др. Как правило, более заметное повышение температур приурочено к нефтегазоносным структурам. Пониженные температуры соответствуют ичмянской группе структур, для которой характерны открытые соляные штоки. Геотермические градиенты изменяются по разрезу в соответствии с литологией и теплопроводностью горных пород. Разрез преимущественно представлен аргиллитами и глинами с теплопроводностью $1,1\text{--}1,5 \text{ Вт/м} \times \text{К}$, песчаниками, алевролитами и известняками с теплопровод-

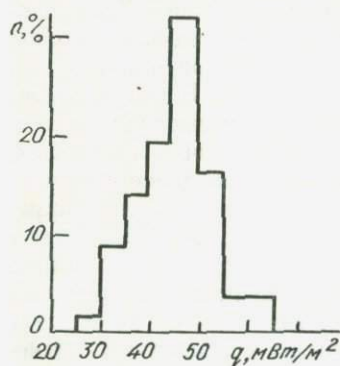


Рис. 9. Гистограмма теплового потока для Днепровско-Донецкой впадины.

ностью $1,9\text{--}2,3 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$. Исследовано более 400 образцов, представляющих основные стратиграфические подразделения и литологические разности вскрытых скважинами разрезов.

Тепловые потоки характеризуются довольно устойчивыми значениями, которые группируются в две зоны: одна зона охватывает борта впадины и большую часть грабена, за исключением Донецкого складчатого сооружения, образующего вторую зону (см. рис. 6, 7). В первой зоне тепловые потоки измерялись в 59 пунктах. Их значения составляют $34\text{--}50 \text{ мВт/м}^2$ и лишь на отдельных аномальных участках увеличиваются до $60\text{--}65 \text{ мВт/м}^2$. Среднее значение равно

45 ± 6 , дисперсия — 8 мВт/м^2 (рис. 9).

Строение фундамента и осадочной толщи в Днепровско-Донецкой впадине мало влияет на распределение тепловых потоков. В тепловом поле не отражается также погружение фундамента в юго-восточном направлении и значительные перемещения отдельных блоков по разломам. Повышение тепловых потоков не наблюдается в зонах проявления вулканизма. Тепловые потоки незначительно увеличиваются над некоторыми локальными структурами. Максимально высокие потоки, достигающие 67 мВт/м^2 , образуют две локальные аномалии в районе Прилук и Перещепино. Оба района соответствуют примерно одинаковым тектоническим условиям. Они находятся в краевой части грабена вблизи пересечения глубинных разломов: продольного разлома, отделяющего грабен от юго-западного склона Украинского щита, и поперечных разломов. В районе Прилук проходит зона поперечного разлома, которая является продолжением Кировоградского глубинного разлома (Чекунов, 1972), а в район Перещепино заходит Орехово-Павлоградская зона глубинного разлома.

Во второй геотермической зоне, охватывающей Донбасс, тепловые потоки замерены в 18 точках. Они составляют $50\text{--}67 \text{ мВт/м}^2$ и лишь в двух пунктах 34 и 42 мВт/м^2 . Среднее значение равно

56 мВт/м². Более высокие потоки наблюдаются в юго-западной части. Северо-восточная зона мелкой складчатости характеризуется низкими тепловыми потоками. Зона повышенных тепловых потоков не ограничивается Донбассом, а продолжается в юго-восточном направлении и сливается с обширной областью высоких потоков на Скифской плите. Различный характер теплового поля Днепровского грабена и Донбасса, по-видимому, обусловлен их геологическим строением и историей развития. В отличие от Днепровского грабена, в котором к концу палеозоя тектоническая активность затухает, в Донбассе в ранней перми она усиливается и сопровождается складкообразованием, метаморфизмом, инверсией движений.

Во льно-Подольская плита и Львовский прогиб. К юго-западу и западу докембрийский фундамент моноклинально погружается. Наиболее погруженные участки образуют Волинский грабенообразный прогиб на западе и Львовский палеозойский прогиб на юго-западе.

В пределах Волинского грабенообразного прогиба фундамент опущен до 3000—4000 м (Доленко, 1961; Глушко, 1968, и др.). Прогиб выполнен породами полесской, волинской и валдайской серий. Значительная часть разреза представлена трапповой формой.

Во Львовском палеозойском прогибе фундамент опущен на еще большую глубину, достигающую, по геофизическим данным, 7000—8000 м. Прогиб выполнен мощной толщей палеозойских и мезозойских отложений. По условиям залегания палеозойского структурного комплекса Львовский палеозойский прогиб разделяется на три зоны (Глушко, 1968). Северо-восточная зона характеризуется слабой дислоцированностью палеозойских отложений. Центральная дислоцирована более интенсивно. Здесь выделяются поднятия, вытянутые по линии Белз — Великие Мосты. Наиболее дислоцирована юго-западная зона, проходящая через Угнев — Нестеров — Львов. В этом районе установлены крутые антиклинальные складки с углами падения крыльев 30—60°. Складчатую юго-западную часть Львовского прогиба многие исследователи рассматривают как юго-восточное продолжение палеозойских складчатых структур Средней Европы и фактически уже не относят к докембрийской платформе (Глушко, 1968; Ризун, Сеньковский, 1973).

Температура на юго-западном погружении Украинского щита измерялась во многих скважинах. Тепловой поток определялся в 29 скважинах. На этой территории наблюдаются относительно низкие температуры, которые несколько увеличиваются в юго-западном направлении. На склоне щита температуры на глубине 1000 м составляют 20—25° С, а в юго-западной части Львовского прогиба увеличиваются до 30—33° С. Непосредственно в пределах Львовского прогиба температуры повышаются в юго-западном направлении. В северо-восточной и восточной его частях температуры на глубине 2000 м составляют 40—45° С, а на той же глубине в зоне развития складок — 50—55° С.

Геотермические градиенты с глубиной изменяются довольно значительно в зависимости от теплопроводности вскрытых скважинами пород. Палеозойский и мезозойский структурные комплексы представлены терригенными образованиями — аргиллитами, песчаниками и известняками. Теплопроводность определялась преимущественно на образцах керна из каменноугольных, девонских и силурийских отложений (общее количество определений превышает 120). Наиболее однородны по теплопроводности известняки верхнего девона, средняя теплопроводность которых равна $3,1 \pm 0,4$ Вт/м · К. Аргиллиты карбона, девона и силура характеризуются примерно одинаковой теплопроводностью, составляющей в среднем $2,0 \pm 0,4$ Вт/м · К.

Величины тепловых потоков почти на всей территории склона щита и прогиба изменяются мало и составляют 38—46 мВт/м². Выделяется лишь относительно узкая полоса, протягивающаяся от Белза до Каменки Бугской, где потоки увеличиваются до 52—56 мВт/м². Наиболее высокие потоки (65—70 мВт/м²) наблюдаются в пределах Немировского блока. Тепловые потоки, составляющие 55—65 мВт/м², наиболее типичны для областей герцинской складчатости.

Причерноморская впадина. Южный склон щита также характеризуется постепенным погружением кристаллического основания. У южной границы Восточно-Европейской платформы фундамент погружается более резко по серии глубинных субширотных разломов. Здесь на разновозрастном основании сформировался Причерноморский шовный грабен, ограниченный с обеих сторон глубинными разломами и разделенный поперечными разломами на отдельные структуры.

В геотермическом отношении рассматриваемая территория изучена слабо. Тепловые потоки определены лишь в восьми пунктах. Величины тепловых потоков имеют такие же значения, как и на юго-западном склоне щита (42—50 мВт/м²). Лишь в юго-западной части Предбурджинского прогиба, в районе г. Измаила, в двух пунктах потоки равны 58 мВт/м².

В целом для юго-западного склона Восточно-Европейской платформы свойственны относительно низкие температуры и достаточно устойчивые значения теплового потока, составляющие в среднем 44 мВт/м². Пониженные потоки, равные в среднем 36 мВт/м², соответствуют Украинскому щиту. Подобный характер имеет тепловое поле и других структур в пределах древней платформы.

Русская плита. На этой территории тепловые потоки замерены в 146 пунктах (Богомолов и др., 1972; Сухарев и др., 1972; «Каталог данных», 1973; Смирнов и др., 1974; Кутас, Смирнов, 1974, и др.) и составляют 35—50 мВт/м². Среднее значение равно 44, дисперсия — 8 мВт/м² (рис. 10).

Тепловое поле Русской плиты, как и всей Восточно-Европейской платформы, имеет спокойный характер. Выделяется лишь несколько аномалий с повышенными значениями тепловых потоков, совпадающими в основном с зонами развития дислокаций. Наиболее изу-

чена зона Доно-Медведицких дислокаций, в которой выполнено около 20 определений теплового потока. Их значения составляют 50—55 мВт/м², но на отдельных поднятиях увеличиваются до 60 мВт/м² и более. Распределение тепловых потоков в Пачелмском авлакогене напоминает характер теплового поля в Днепровско-Донецком авлакогене. Преобладают относительно низкие тепловые потоки, близкие к средним значениям для Русской плиты в целом. Узкая полоса повышенных потоков (50—55 мВт/м²) выделяется в Воронежской антеклизе по линии Харьков — Курск. Некоторое повышение потоков наблюдается в Брестской впадине. Возможно, локальные аномалии повышенных или пониженных потоков удастся выявить и на других участках Русской плиты при более детальном изучении ее теплового поля. Однако возмущение поля в пределах древней платформы, как правило, редко превышает 30% среднего значения.

Исключение, по-видимому, составляют обширные синеклизы в углах платформы — Северо-Германская, Тимано-Печорская и, возможно, Прикаспийская, в пределах которых тепловое поле значительно сложнее. В Печорской синеклизе на фоне относительно низких тепловых потоков, составляющих в среднем 44 мВт/м², выделяется аномалия повышенных потоков (50—60 мВт/м²) в районе Тиманского кряжа. Особенно высокие потоки, достигающие 63—70 мВт/м², зарегистрированы на юге Тиманского поднятия (Смирнов и др., 1974). Подобные аномалии тепловых потоков отмечаются и в юго-западном углу Восточно-Европейской платформы, во Львовско-Волынском и Преддобруджинском прогибах.

Балтийский щит. На территории Балтийского щита выполнено около 30 определений теплового потока (Любимова, 1968; Любимова и др., 1964, 1972; Püganen et al., 1968; Смирнов и др., 1974; Swanberg et al., 1974). Измерения выполнены в Печенгском и Центрально-Финляндском синклинориях, в Риколатвинском районе, а также на Ловозерском и Хибинском щелочных массивах и др. Тепловые потоки изменяются от 21 до 50, среднее значение равно 38 мВт/м² и фактически совпадает со средним значением на Украинском щите. Низкие потоки характерны для северной и юго-западной частей щита, Печенгского синклинория. Повышенные значения получены на щелочных массивах. Отметим, что метаморфизованные образования, слагающие Печенгский синклинорий, имеют низкое содержание радиоактивных элементов, а породы щелочных массивов отличаются повышенной радиоактивностью (Поляков, 1970; Аршавская и др., 1972).

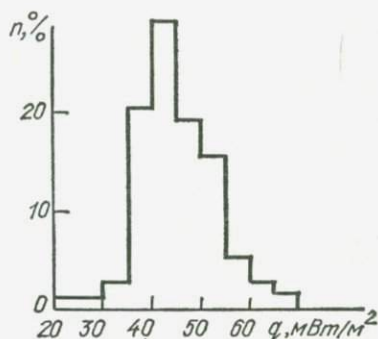


Рис. 10. Гистограмма теплового потока для Русской плиты.

К а н а д с к и й щ и т. Среднее значение теплового потока на Канадском щите составляет 39 мВт/м^2 (Rao, Jessop, 1975) при изменениях от 25 до 54 мВт/м^2 . Низкие значения потока наблюдаются в центральной, наиболее древней, части щита. Измеренные значения здесь составляют $27\text{—}38 \text{ мВт/м}^2$ (Сегмак, Jessop, 1971). Введение поправок на изменения климата в прошлом дает возможность повысить тепловые потоки до $33\text{—}44 \text{ мВт/м}^2$. Низкие значения потока получены в горстовой структуре Кейрускасинг, в которой развиты высокометаморфизованные (гранулитовая фация) породы архейского возраста, отличающиеся очень низкой радиоактивностью. К востоку и западу от этой горстовой структуры потоки увеличиваются, составляя в среднем 39 мВт/м^2 . На западе и юге Канадского щита потоки увеличиваются до $42\text{—}50 \text{ мВт/м}^2$ (Jessop, 1968; Judge, Beck, 1973). Такие же значения потоков получены в осадочном бассейне провинций Онтарио и Великих озер. Низкие значения соответствуют продолжению к югу наиболее древних пород Центральной провинции.

В пределах Канадского щита в южной Гренландии тепловые потоки измерены в двух пунктах. Они составляют 38 и 42 мВт/м^2 (Sass e. a., 1972).

Среднее значение теплового потока на территории Северо-Американской плиты равно 48 мВт/м^2 (Sass, 1971, Combs, Simmons, 1973).

И н д и й с к и й щ и т. На территории Индийского щита величины тепловых потоков изменяются от 27 до 73, среднее значение равно 57 мВт/м^2 (Gupta, Rao, 1971). Низкие потоки, не превышающие 42 мВт/м^2 , преобладают в архейских блоках, выступающих в южной части щита (Дарварская система, Куддапахский бассейн). Повышенные потоки отмечаются в Араваллийской горной системе на севере щита. Среднее значение теплового потока в Араваллийской горной системе составляет 73 мВт/м^2 . Формирование этой системы происходило в позднем докембрии, но тектоническая активность продолжалась в течение длительного времени и сопровождалась образованием гранитных интрузий. Возможно, что процесс активного развития этого района закончился лишь в мезозое (Krispan, 1960).

На Австралийском щите тепловые потоки изменяются от 29 до 54 (Hydman e. a., 1968; Jeager, 1970), на Южно-Африканском — от 32 до 59 мВт/м^2 (Lee, Uyeda, 1965).

Тепловое поле палеозойских структур

Древняя Восточно-Европейская платформа обрамляется разновозрастными структурами, формирование и стабилизация которых связаны с процессом геосинклинального развития в течение длительного времени. Разновозрастные геосинклинальные структуры образуют вытянутые пояса, разделенные срединными массивами и

крупными зонами нарушений, сохранявшими активность на протяжении геологической истории. Наиболее древним складчатым комплексом является байкальский. Блоки байкальского возраста выделяются в Карпатах, Добрудже, Крыму, Паннонской впадине и др. (Муратов, 1969; Чекунов, 1972, и др.).

Байкальский складчатый комплекс в значительной мере был переработан более поздними тектоническими движениями — каледонскими, герцинскими, киммерийскими, альпийскими.

Каледонский этап геосинклинального развития проявился слабо. Складчатый комплекс этого времени имеет локальное распространение (северная часть Скандинавского п-ва и Британских о-вов, Добруджа, Свентокшиские горы и др.).

Значительно большую территорию занимают области герцинской складчатости. В Средиземноморском геосинклинальном поясе герциниды образуют несколько систем. Наиболее крупной является среднеевропейская. Вдоль южного края Восточно-Европейской платформы протягиваются Скифская и Туранская плиты, с востока ее обрамляют герциниды Урала и Западной Сибири.

Эпипалеозойские структуры в некоторых случаях подверглись интенсивной переработке мезозойскими и кайнозойскими тектоническими движениями. В некоторых из них были регенерированы геосинклинальные условия, другие были втянуты в опускание при образовании предгорных и межгорных прогибов или подверглись платформенному орогенезу (Муратов, 1969; Хаин, 1970).

Таким образом, геосинклинальный пояс, обрамляющий Восточно-Европейскую платформу, развивался длительное время и неоднократно подвергался тектонической переработке. Это обусловило его сложное геологическое строение, которое не всегда поддается однозначной расшифровке. Гетерогенный фундамент имеет блоковое строение. Границы между блоками определяются глубинными разломами, которые неоднократно подновлялись в течение геологической истории и играли важную роль в формировании тектоники и развитии магматизма.

Особенности тектоники и геологического развития оказали существенное влияние на характер теплового поля.

Скифская плита. Скифская плита представляет собой относительно узкий участок молодой платформы, состоящий из разновозрастных блоков, разделенных разломами. Ее фундамент сложен метаморфизованными дислоцированными породами протерозоя (рифей?), палеозоя и мезозоя.

В Равнинном Крыму выделяются три комплекса осадочных и метаморфизованных пород (Муратов и др., 1968). Наиболее древний (по-видимому, байкальский) представлен метаморфизованными и дислоцированными сланцами и вскрыт в Новоцарицинском и Симферопольском поднятиях. Второй комплекс составляют метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения нижнего и среднего палеозоя и сопровождающие их эффузивы спилито-диабазовой и андезитовой формаций. Они обнаружены в пределах Новоселовского

и Тарханкутского поднятий. Карбонатно-терригенные отложения верхнего палеозоя и нижнего мезозоя образуют третий комплекс. В некоторых зонах эти породы сильно дислоцированы. В их толще встречаются прослои эффузивов (Тарханкутская зона дислокаций). Продукты магматизма обнаружены в юрских образованиях на Новоселовском поднятии, на Октябрьской, Березовской и других площадях (Ступка, 1969).

Подобные разновозрастные комплексы слагают фундамент Скифской плиты и в Предкавказье. Древний комплекс метаморфизованных отложений развит в Западном Предкавказье (Гарецкий, 1972). Комплекс сильно дислоцированных пород триасового и юрского возраста, представленных аргиллитами, песчаниками, алевролитами с прослоями эффузивов, обнаружен бурением в районе Ейско-Березанских дислокаций. Вулканические образования триасового или юрского времени вскрыты на Тимашевской, Голубинской и других структурах.

Таким образом, Скифская плита, заложившаяся, очевидно, на байкальском основании, сформировалась в герцинскую эпоху тектогенеза. В мезозое она была переработана киммерийской складчатостью, которая проявилась в вытянутых узких геосинклинальных прогибах, регенерированных в триасе и выполненных терригенно-вулканогенными образованиями. Складкообразование в этих прогибах закончилось в конце юры. К таким прогибам в Предкавказье относится Ейско-Березанский, а также прогибы на Ульяновской и Красногвардейской площадях (Гарецкий, 1972). В Равнинном Крыму геосинклинальный прогиб протягивается вдоль Тарханкутского п-ва от Новоселовского поднятия на востоке до берегов Черного моря на западе. В некоторых из этих прогибов произошла инверсия движений, и на их месте образовались валообразные поднятия.

В целом фундамент Скифской плиты имеет складчато-блоковое строение. Серия субмеридиональных и субширотных разломов расчленяет структуры плиты на блоки, испытавшие разнонаправленные перемещения. В результате образовались приподнятые и опущенные участки, валы и впадины, купола и грабены с существенно различной глубиной залегания фундамента, которая изменяется от 1—2 на поднятиях до 10—12 км во впадинах. Осадочный чехол представлен терригенными и карбонатными отложениями от меловых до четвертичных.

Тепловое поле Скифской плиты отличается большой сложностью и значительными колебаниями основных параметров: разница в температурах на одних и тех же глубинах превышает 40°C , а тепловые потоки изменяются более чем в три раза. Температуры на глубине 1000 м составляют $40\text{—}80^{\circ}\text{C}$, а на глубине 2000 м — $60\text{—}105^{\circ}\text{C}$. Средние геотермические градиенты изменяются от 15 до $70^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а тепловые потоки — от 34 до $120\text{ мВт}/\text{м}^2$.

Скифская плита — наиболее изученный по тепловому потоку регион СССР. Общее количество определений потока около 200. Исследованиями охвачены все главные тектонические элементы и боль-

шинство локальных структур Равнинного Крыма (Лебедев и др., 1967, 1969; Кутас, Гордиенко, 1971) и Предкавказья (Любимова, 1966, 1968; Сухарев и др., 1969, 1972; Джамалова, 1967; «Тепловой режим недр СССР», 1970), что позволяет не только охарактеризовать тепловое поле плиты в целом, но также выделить зоны повышенных и пониженных потоков и увязать их с конкретными геологическими структурами.

В Крыму относительно низкие тепловые потоки ($34\text{--}46\text{ мВт/м}^2$) наблюдаются восточнее Симферополя, в той части полуострова, фундамент которой сложен породами предположительно рифейского возраста. Такие же потоки характерны для северного склона Индоло-Кубанского прогиба.

Значительная часть Скифской плиты характеризуется тепловыми потоками $50\text{--}60\text{ мВт/м}^2$. Такие потоки наблюдаются на северном краю плиты (на структурах Джанкойской, Стрелковой, Староминской и др.), в Терско-Кумской, частично в Восточно-Кубанской и Альминской впадинах, а также в пределах кряжа Карпинского. На отдельных структурах потоки увеличиваются до 65 мВт/м^2 и более.

Высокие тепловые потоки, равные $65\text{--}80\text{ мВт/м}^2$, наблюдаются в Тарханкутско-Березанской зоне поднятий. В Равнинном Крыму наиболее высокие потоки, составляющие $80\text{--}100\text{ мВт/м}^2$, зафиксированы в сводах Новоселовского, Красновского и Глебовского антиклинальных поднятий. В полосе Тарханкутских дислокаций (Октябрьско-Меловое, Оленовско-Задорненское антиклинальные поднятия) тепловые потоки изменяются от 65 до 80 мВт/м^2 . В Предкавказье структуры, образующие Каневско-Березанскую зону поднятий (Каневская, Сердюковская, Челбасская, Березанская и др.), характеризуются потоками $67\text{--}80\text{ мВт/м}^2$.

Следует, однако, отметить, что в зонах Тарханкутских и Каневско-Березанских дислокаций тепловые потоки замерены в основном на антиклинальных поднятиях, которые являются главными объектами бурения на нефть и газ. Эти поднятия имеют вытянутую форму, разбиты серией разломов на блоки и отличаются значительной асимметричностью. Углы падения крутых крыльев достигают 40° и более. В связи с таким сложным строением тепловые потоки в при-сводовой части антиклиналей должны быть несколько завышены. Среднее значение глубинного теплового потока в зоне Тарханкутско-Березанских поднятий, очевидно, составляет $67\text{--}72\text{ мВт/м}^2$.

Наиболее высокие тепловые потоки в Предкавказье наблюдаются в Ставропольском своде, Невинномыском и Адыгейском выступах. На этих участках потоки достигают $80\text{--}100$, и иногда и $110\text{--}120\text{ мВт/м}^2$. Изолиния теплового потока 80 мВт/м^2 оконтуривает здесь овальной формы аномалию, которая на юге соединяется с вытянутой в широтном направлении зоной довольно высоких тепловых потоков мегантиклинория Большого Кавказа.

Среднее значение теплового потока для Скифской плиты составляет 70 ± 14 , дисперсия равна 17 мВт/м^2 . В пределах плиты наиболее часты потоки $55\text{--}70\text{ мВт/м}^2$ (рис. 11). Небольшой максимум

соответствует значениям 90 мВт/м^2 . Если исключить из рассмотрения тепловые потоки Ставропольского свода и установленных зон киммерийской складчатости, то среднее значение теплового потока уменьшится до 62 мВт/м^2 .

Герциниды Средней Европы. Классическая область герцинской складчатости охватывает Среднюю Европу. Она включает несколько структурно-фациальных зон, простирающихся в северо-восточном направлении («Тектоника Европы», 1964; Муратов, 1969; Хаин, 1970; Гарецкий, 1972, и др.). Внешнюю зону образует передовой прогиб, выполненный мощной толщей угленосной молассы среднего карбона.

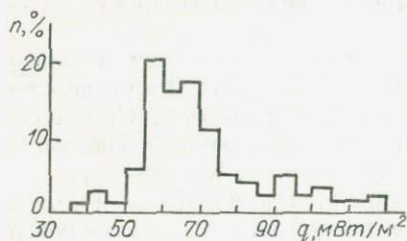


Рис. 11. Гистограмма теплового потока для Скифской плиты.

К югу от прогиба протягивается внешняя многоэпиклиналиная Реногерцинская, а еще южнее — внутренняя Саксотюрингская зоны. Между ними находится Среднегерманское поднятие, фундамент которого сложен докембрийскими породами. В пределах среднеевропейских герцинид выделяются срединные массивы, сложенные образованиями докембрия, в значительной степени переработанными герцинским тектогенезом и осложненными интрузиями гранитоидов. К ним относятся массивы Чешский, Шварцвальд, Вогезы, Французский Центральный.

В герцинских структурах Средней Европы выполнено более 200 определений теплового потока (Čermak, 1968, 1976; Hänel, 1971; Hurtig, Schlosser, 1973, 1976; Majorowich, 1973; Majorowich et al., 1976, и др.). Преобладают в основном высокие значения тепловых потоков $55\text{—}80 \text{ мВт/м}^2$, а в Рейнском грабене и некоторых районах гидротермальной деятельности потоки превышают 80 мВт/м^2 (рис. 12). Тепловые потоки $60\text{—}70 \text{ мВт/м}^2$ соответствуют Южно-Германской впадине, Субгерцинскому бассейну, массиву Гарца.

Массивы, прилегающие к Рейнскому грабену (Вогезы, Шварцвальд), характеризуются несколько повышенными потоками — $70\text{—}80 \text{ мВт/м}^2$. Такие же потоки наблюдаются в зонах некоторых крупных разломов и проявления молодого вулканизма. В Судетах зафиксированы тепловые потоки $59\text{—}64$, а в Верхней Силезии $71\text{—}75 \text{ мВт/м}^2$. Зона пониженных тепловых потоков ($45\text{—}55 \text{ мВт/м}^2$) совпадает с кристаллическим ядром Среднегерманского поднятия.

К востоку область высоких тепловых потоков герцинид Средней Европы разветвляется на несколько зон, разделенных участками с низкими значениями потоков. Зона повышенных тепловых потоков ($55\text{—}65 \text{ мВт/м}^2$) заходит в район г. Варшавы. К югу от этой зоны протягивается полоса низких потоков ($35\text{—}45 \text{ мВт/м}^2$), в юго-восточном направлении на границе с Восточно-Европейской платформой снова наблюдается повышение потоков. Эта зона повышенных потоков наиболее изучена в северной части Предкарпатского прогиба

(в районе Кохановка — Рудки) и в прилегающей к нему части Львовского палеозойского прогиба (Немировский блок). Здесь потоки составляют 54—70 мВт/м². К юго-востоку эта зона выклинивается, а ее продолжение в северо-западном направлении не совсем ясно.

Вдоль северного края эпигерцинской платформы преобладают в целом пониженные значения тепловых потоков, составляющие 45—55 мВт/м². Однако эта зона отличается значительной неустой-

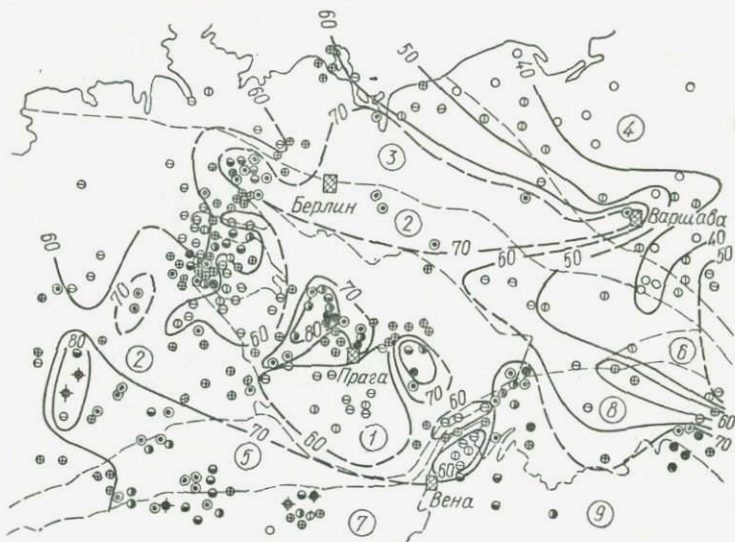


Рис. 12. Схематическая карта тепловых потоков Средней Европы. Условные обозначения см. на рис. 7. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Чешский кристаллический массив; 2 — платформа с палеозойским фундаментом; 3 — Датско-Польская впадина с неизвестным возрастом фундамента; 4 — докембрийская Восточно-Европейская платформа; 5 — Предальпийский предгорный прогиб; 6 — Предкарпатский прогиб; 7 — Альпы; 8 — Карпаты; 9 — Паннонская впадина.

чивостью величин теплового потока. Отличительной особенностью теплового поля в этом районе является увеличение теплового потока с глубиной (Hurtig, Schlosser, 1973, 1976).

Сложный характер имеет тепловое поле Чешского кристаллического массива, в пределах которого величина теплового потока изменяется от 46 до 90 мВт/м². Относительно низкие тепловые потоки (46—58 мВт/м²) наблюдаются в западной части массива, совпадающей с Молданубским блоком древней консолидации. В центральной части массива, включая Пражский синклинорий, сложенный переработанными в герцинскую эпоху более древними образованиями, тепловые потоки достигают 60—70 мВт/м². Полоса высоких тепловых потоков (70—80 мВт/м²) протягивается с юго-востока на северо-запад и совпадает с тектонической линией Эльбы (Лабь). На отдельных участках этой полосы потоки увеличиваются до 90—110 мВт/м².

Следует отметить, что в пределах эпипалеозойской платформы Средней Европы на фоне относительно устойчивых значений тепловых потоков, составляющих 55—70 мВт/м², выделяется несколько аномальных участков, в которых потоки превышают 80 мВт/м². Эти аномальные участки тяготеют к крупным глубинным разломам (или системам разломов), сохранившим свою активность в течение длительного времени, и образуют вытянутые зоны повышенных потоков северо-западной ориентировки. Аномально высокие тепловые потоки сопровождают Франконскую линию разломов, систему нарушений Гассена и Верхнего Рейна, сохранивших подвижность

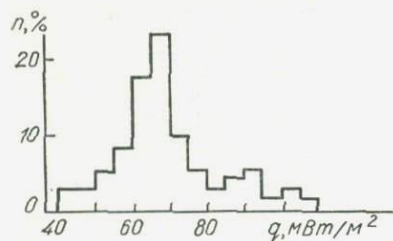


Рис. 13. Гистограмма теплового потока для Средней Европы.

вплоть до четвертичного периода. В неогене и в четвертичное время с этими нарушениями связаны проявления вулканизма. Обширная аномалия высоких тепловых потоков (80—110 мВт/м²) соответствует пересечению этих разломов в районе г. Касселя.

Таким образом, для герцинских структур Средней Европы характерны существенные колебания тепловых потоков — от 40 до 110 мВт/м² (отдельные значения потоков 130—400 мВт/м² на участках гидротермальной деятельности не учитываются) (рис. 13). Здесь можно выделить несколько зон с различным уровнем поля. Первый уровень образуют потоки менее 50 мВт/м², соответствующие ограниченным участкам древних массивов, второй — потоки 55—70 мВт/м², распространенные на большей части территории эпигерцинской платформы, третий — потоки свыше 75 мВт/м², приуроченные к кайнозойским тектонически активным зонам. Среднее значение теплового потока для всей молодой платформы составляет 68, а без аномальных зон — 61 мВт/м². Следовательно, средние значения тепловых потоков в областях герцинской складчатости в пределах Скифской плиты и Среднеевропейской платформы фактически совпадают. Близкие величины тепловых потоков получены и в других районах, активное развитие которых происходило в герцинскую эпоху. Так, в западной части Западно-Сибирской плиты (до меридиана рек Оби и Иртыша), которая сформировалась на уралидах, тепловые потоки изменяются от 55 до 67 мВт/м² (Сергиенко и др., 1972). Среднее из 24 определений потока составляет 62 мВт/м². На Туранской плите выполнено более 30 определений теплового потока, величины которых составляют 55—70 мВт/м². Среднее значение равно 62 мВт/м². Пониженные значения соответствуют впадинам, повышенные — выступам фундамента и дислоцированным зонам.

Значительно труднее охарактеризовать тепловое поле структур каледонского этапа развития, так как на рассматриваемой территории каледонская активизация проявилась слабо. Несколько определений теплового потока выполнено в каледонидах Британских

о-вов. Среднее значение потока составляет 46 мВт/м^2 (Lee, Uyeda, 1965). Небольшое количество определений выполнено в каледонидах Алтае-Саянской области (Дучков, Соколова, 1974). Здесь среднее значение потока достигает 48 мВт/м^2 . Каледониды Центрального Казахстана характеризуются средней величиной теплового потока 50 мВт/м^2 («Каталог данных...», 1973). Среднее значение теплового потока в зоне каледонской складчатости Норвегии составляет 49 мВт/м^2 (Swanberg et al., 1974).

ОБЛАСТИ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Карпатский регион

Карпатский регион делится на следующие крупные структурные элементы: Предкарпатский передовой прогиб, Внешние и Внутренние Карпаты и внутрикарпатские впадины. Каждая из этих крупных единиц по составу и генезису структурно-фациальных комплексов подразделяется на тектонические зоны (Бондарчук, 1959; Доленко, 1962; «Тектоническое развитие Чехословакии», 1963; Вадас, 1964; Вялов, 1966; Глушко, 1968; Муратов, 1969; Бураковский и др., 1971, и др.).

В настоящее время по Карпатскому региону выполнено более 100 определений теплового потока (рис. 14). Они получены советскими (Кутас, 1966; Шушпанов, 1966; Кутас, Гордиенко, 1970, 1971, 1973; Кутас и др., 1975), чехословацкими (Sertak, 1968, 1976), венгерскими (Boldizsar, 1964), польскими (Plewa, 1966; Majogowicz, 1973) исследователями и охватывают все главные элементы, хотя плотность пунктов наблюдения в разных районах существенно отличается.

Предкарпатский прогиб. В этой структуре выделяют две зоны: Внешнюю, сформировавшуюся на опущенном платформенном основании, и Внутреннюю, заложенную на краю Карпатской геосинклинали.

Фундамент Внешней зоны образуют герцинские складчатые сооружения Восточных Судет, породы верхнего карбона Верхней Силезии и мезозоя Меховской (Нидской) впадины, докембрийское складчатое сооружение Лежанского массива, протягивающегося почти вдоль всего прогиба Восточных Карпат, палеозойские и мезозойские отложения Предбурджинского прогиба и Мизийской плиты. Основание Внешней зоны системой продольных и поперечных разломов разбито на блоки, испытавшие дифференцированные вертикальные перемещения. Отдельные блоки постепенно погружаются в сторону Карпат. В результате тектонических движений глубина допалеозойского и более древнего основания существенно изменяется. Здесь можно выделить впадины и поперечные поднятия. Наиболее опущены Крукеничская впадина с развитыми в ней тортонсарматскими отложениями мощностью свыше 4000 м, Фокшанская с суммарной мощностью неогеновых образований более 8000 м и др. Относительно неглубоко (1000—2000 м) фундамент залегает



Рис. 14. Схематическая карта тепловых потоков Карпатского региона:

1 — области альпийской складчатости; 2 — межгорные впадины; 3 — предгорные прогибы; 4 — древние массивы; 5 — вулканические образования неоген-четвертичного возраста; 6 — эпипалеозойская платформа; 7 — докембрийская платформа. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Складчатые Карпаты, 2 — Паннонская впадина, 3 — Трансильванская впадина, 4 — Предкарпатский прогиб, 5 — Среднеевропейская платформа, 6 — Датско-Польская впадина, 7 — Вольно-Подольская плита, 8 — Украинский щит.

на западе в Моравском прогибе, в пределах Ивано-Франковского поперечного поднятия и в других районах.

Внутренняя зона Предкарпатского прогиба непосредственно примыкает к Складчатым Карпатам, с которыми она граничит по линии их надвига. Эта зона прослеживается в основном лишь вдоль Восточных Карпат. На севере, в районе Перемышля, она скрывается под надвигом Карпат, а на юге переходит в Плоештинский переклиальный прогиб. Зона построена очень сложно и в ее пределах выделяют несколько подзон. Северо-восточная часть внутренней зоны представляет собой синклиналь, выполненную нижнемолассовой формацией миоцена, представленной глинисто-песчанистыми отложениями низкой теплопроводности. Мощность миоценовых отложений в Самборской впадине составляет 4500—5000 м. Юго-западная часть — это сложнопостроенный антиклинорий, образованный меловым и палеогеновым флишем и нижнемиоценовыми молас-

сами. Антиклинорий состоит из вытянутых линейных и надвинутых друг на друга складок. Теплофизический разрез этой подзоны отличается значительной неоднородностью, которая является следствием непостоянства литологического состава пород, тонкоритмичного чередования пластов с разной теплопроводностью, сложного тектонического строения. Ввиду широкого распространения надвигов одни и те же стратиграфические комплексы в вертикальном разрезе встречаются несколько раз.

Тепловое поле в Предкарпатском прогибе неоднородно. Градиенты температуры в верхней части разреза изменяются от 15—16 до 35—38° С/км. Температуры на глубине 1000 м составляют 20—45°, а на глубине 2000 — 35—65° С. Величина тепловых потоков — 29—70 мВт/м² (см. рис. 14), но на большей части территории прогиба преобладают потоки 38—46 мВт/м². Среднее значение теплового потока в Предкарпатском прогибе равно 45 мВт/м².

Существенно изменяется величина теплового потока вдоль Внешней зоны прогиба. На западе (в Моравском прогибе) тепловые потоки достигают 54—63, а на востоке — не превышают 45 мВт/м². На фоне этих достаточно устойчивых значений выделяются две аномалии повышенных тепловых потоков. Одна из них обнаружена на территории Советского Предкарпатья в северной части Внешней зоны, непосредственно прилегающей к краю Восточно-Европейской платформы. В районе Бильче — Рудки — Кохановка тепловые потоки увеличиваются до 60—70 мВт/м². Наиболее высокие потоки зарегистрированы на площади Кохановка — Немиров. Определения выполнены в девяти скважинах и все полученные значения укладываются в интервале 67—70 мВт/м². К юго-востоку полоса повышенных потоков выклинивается, а потоки уменьшаются. В районе г. Калуша они составляют 36—46 мВт/м². Зона повышенных потоков продолжается в северо-западном направлении на территории Польши, где в двух пунктах зарегистрированы потоки 59 и 71 мВт/м² (Majorowicz, 1973; Majorowicz, 1976). Ширина полосы повышенных температур и потоков — 30—50 км. По направлению к древней Восточно-Европейской платформе и Внутренней зоне прогиба тепловые потоки и температуры понижаются.

Вторая область повышенных тепловых потоков выделяется в юго-восточной части Предкарпатского прогиба. Однако здесь есть лишь одиночные замеры теплового потока, по которым трудно определить размеры аномалии и среднюю величину потока. Возможно, эта аномалия протягивается в Северную Добруджу и является частью более протяженной аномалии, которая совпадает с активизированными в позднепалеозойское и мезозойское время структурами Равнинного Крыма и Предкавказья.

Внутреннюю зону по характеру теплового поля можно разделить на две подзоны, которые в общих чертах соответствуют выделяемым тектоническим подзонам. В северо-восточной части внутренней зоны, выполненной мощной толщей миоцена, отмечаются наиболее низкие значения тепловых потоков—33—42 мВт/м². Полоса низких

потоков совпадает с наиболее погруженной частью прогиба, где глубина до фундамента составляет 7000—8000 м. В юго-западной части наблюдаются более высокие тепловые потоки, равные 46—55 мВт/м². Повышенные тепловые потоки приурочены в основном к антиклинальным поднятиям, сложенным породами со значительной анизотропией коэффициента теплопроводности. В сводах таких структур температуры повышаются на 5—7°С, а тепловые потоки на 4,0—6,0 мВт/м². Характерной особенностью геотермического режима рассматриваемого района является постепенное увеличение градиентов и тепловых потоков с глубиной. Одни и те же литолого-стратиграфические комплексы поднадвига выделяются более высокими значениями градиентов и, следовательно, тепловых потоков. Тепловые потоки, определенные в верхних горизонтах, составляют 33—40 мВт/м², а на глубине свыше 1000 м постепенно увеличиваются до 50—55 мВт/м².

Эта особенность теплового поля объясняется развитием надвигов значительной амплитуды (Кутас, 1966). Перемещение больших масс горных пород в конце миоцена (12—15 млн. лет назад) привело к охлаждению всей верхней части разреза. Если первичная мощность надвинутых пород составляла не менее 1000—2000 м, то в настоящее время в верхней части разреза можно ожидать уменьшение теплового потока на 10—15% и более.

Таким образом, во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба выделяются две полосы тепловых потоков: полоса низких потоков протягивается вдоль всего прогиба и совпадает с наиболее погруженной его частью, где мощность осадков увеличивается до 7000—8000 м, а полоса повышенных значений соответствует антиклинальным поднятиям и является как бы продолжением области повышенных потоков в Складчатых Карпатах.

Складчатые Карпаты. В Складчатых Карпатах выделяют Внутренние и Внешние, или Флишевые, Карпаты. Внешние Карпаты сложены мощной толщей мел-палеогенового флиша и делятся на зоны, надвинутые одна на другую по направлению к Предкарпатскому прогибу. Внутренние Карпаты от Внешних отделяются узкой зоной Пенинских утесов, которые, по мнению многих исследователей, представляют собой серию разновозрастных (триас-нижнемеловых) блоков, заключенных в массу мергельных и глинистых пород верхнего мела. Эти отложения составляют нижний структурный этаж. Средний этаж представлен палеогеновым флишем, поверх которого залегают нижнемиоценовые молассы (верхний этаж). Значительная часть зоны сочленения перекрыта неогеновыми эффузивами.

Внутренние Карпаты охватывают горные массивы Татрид, Вейрид и Гемерид. В их строении принимают участие породы докембрия, палеозоя, а также осадочные отложения триаса, юры и мела. Ядра массивов сложены кристаллическими сланцами, метаморфизованными в позднем докембрии (рифее). Плутоны гранитондов в них внедрились в основном в среднем и позднем палеозое. В раннем меле эта область была снова втянута в интенсивные движения, затем

испытала сжатие, что привело к образованию покровов основания и чехла. В палеоген-неогеновое время отдельные блоки испытали погружение. На их месте образовались впадины (Восточно-Словацкая, Чоп-Мукачевская, Мурешский флишевый прогиб и др.). Древние кристаллические сланцы слагают Мармарошский массив, а также массивы Южных Карпат, во впадинах которых залегают верхнепалеозойские молассы.

В геотермическом отношении Складчатые Карпаты изучены слабо. Измерения тепловых потоков в основном выполнены в Скибовой зоне Восточных Карпат и в нескольких скважинах в Западных Карпатах.

Измерения в Скибовой зоне Восточных Карпат показали, что тепловые потоки постепенно увеличиваются от края этой зоны в глубь Карпат. Если в пределах Береговой скибы, под которой залегают отложения внутренней зоны прогиба, потоки составляют в среднем 50 мВт/м^2 , то в Оровской скибе они увеличиваются до 70 мВт/м^2 и более. Однако в центральной части Складчатых Карпат тепловые потоки снова понижаются до $55\text{—}60 \text{ мВт/м}^2$. Такие значения были получены в одиночных скважинах как в северо-западной, так и в юго-восточной частях Восточных Карпат, а также в Западных Карпатах. Затем по мере приближения к внутренним зонам Карпат тепловые потоки снова увеличиваются. На границе с Закарпатским прогибом они достигают значений $70\text{—}75 \text{ мВт/м}^2$.

Во Внутренних Карпатах тепловой поток определялся лишь в неогеновых впадинах, сформировавшихся на опущенных блоках: в Малой Венгерской впадине, в Восточно-Словацком и Закарпатском прогибах. Тепловые потоки составляют $55\text{—}100 \text{ мВт/м}^2$.

В Южных Карпатах тепловые потоки определялись в нескольких скважинах в многочисленных наложенных впадинах, которые образовались на опущенных блоках кристаллических массивов Карпат. В этих впадинах (Трансильванской, Фагараш, Бырса) тепловые потоки составляют $45\text{—}65 \text{ мВт/м}^2$.

Таким образом, на основе немногочисленных определений теплового потока в Складчатых Карпатах можно сделать вывод о неоднородном характере теплового поля. Более высокие тепловые потоки соответствуют внутренним зонам, в которых проявилась интенсивная магматическая деятельность, низкие — массивам древней консолидации. Полоса пониженных тепловых потоков протягивается вдоль всей Карпатской дуги от Южных Карпат до Чешского кристаллического массива.

Закарпатский прогиб. Эта структурная единица является частью Карпатской геосинклинальной области. Системой разломов прогиб разбит на блоки. В его пределах можно выделить три впадины; Восточно-Словацкую, Мукачевскую и Солотвинскую; первая от второй отделяется Ужгородским поперечным поднятием, а вторая и третья разделены Выгорлат-Гутинской вулканической грядой. Прогиб заложен на гетерогенном основании и выполнен неогеновыми отложениями, мощность которых увеличи-

вается в юго-западном направлении от 500—700 до 2000—3000 м и более. В прогибе широко развиты продукты неогенового вулканизма основного и кислого состава.

Тепловые потоки измерялись в 25 скважинах. Они изменяются от 80 до 115 мВт/м². Пониженные значения получены в Солотвинской впадине, более высокие (80—100 мВт/м²) в Мукачевской и самые высокие (100—115 мВт/м²) в Восточно-Словацкой впадинах. Перечисленные части прогиба отличаются не только величиной потока, но и строением основания и неогеновой толщи. Северо-западная часть прогиба располагается на массивах Внутренних Карпат, Солотвинская впадина наложена на флишевое основание Внешних Карпат. Восточно-Словацкая и Мукачевская впадины характеризуются значительным количеством взбросов, интенсивной вулканической деятельностью, наличием молодых образований сармата и паннона и по своему развитию близки к Паннонской впадине. В Солотвинской впадине плиоценовый вулканизм фактически не проявлялся, в период воздымания Карпат она испытала поднятие, в результате чего в ней преобладают нижние молассы. Очевидно, все эти различия оказали влияние на характер теплового поля.

Следует отметить, что в нескольких случаях тепловой поток измерен на локальных структурах, происхождение которых тесным образом связано с соляными диапирами или вулканизмом. В частности, к соляно-диапировым структурам относятся Тереблянская и Солотвинская (84—90 мВт/м²). С вулканизмом связано формирование Русскокомаровской структуры (92 мВт/м²). Интрузией осложнена Великодобронская структура (84 мВт/м²).

П а н н о н с к а я в п а д и н а. Паннонская впадина окружена горными сооружениями Динарид, Апусеней, Восточных и Западных Карпат. Она заполнена толщей неогеновых моласс, мощность которых достигает 5—6 км. Средневенгерские горы, протягивающиеся с юго-запада на северо-восток, делят впадину на Большую Венгерскую впадину на юго-востоке и Малую Венгерскую впадину на северо-западе (Вадас, 1964).

Формирование впадины началось в неогене на гетерогенном основании. Северо-западная часть образовалась на месте герцинских структур, а также Альп и Карпат. Наиболее древние отложения, выступающие в пределах Задунайского Среднегорья и других районов, принадлежат к докембрию (байкальская эпоха тектонической активности). Их абсолютный возраст 580—960 млн. лет (Семененко и др., 1970; Бойко и др., 1970, 1974). В герцинскую эпоху древние породы подверглись перекристаллизации и метаморфизму. Произошло внедрение гранитных интрузий, абсолютный возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, составляет 214—360 млн. лет. Анализ образований герцинского времени дает возможность выделить две стадии развития — раннюю (ордовик — ранний карбон) и орогенную (средний карбон — пермь).

В основании Большой Венгерской впадины преобладают древние докембрийские образования. Возраст гранитов, а также мета-

морфических сланцев, определенный свинцовым методом, — 742—1052 млн. лет. Окончательная консолидация этой территории относится к рифейскому времени (Белов, 1972). Затем здесь образовался срединный массив. В герцинскую эпоху срединный массив был, очевидно, раздроблен. В этот период произошло внедрение верхнепалеозойских гранитных интрузий возрастом 288—335 млн. лет (Бойко и др., 1974). Большую Венгерскую впадину по линии Дебрецен — Сольник пересекает грабенообразный прогиб, образовавшийся в среднем мелу и заполненный флишевыми образованиями верхнего мела и нижнего палеогена. Складчатость здесь проявилась слабо. Интенсивные тектонические движения в меловое время сопровождалась магматической деятельностью, с которой связаны породы основного состава. С небольшими перерывами вулканическая деятельность продолжалась до конца паннона. Но наиболее значительным по своей силе и площади распространения является неогеновый вулканизм, представленный продуктами среднего и кислого состава. Активизация вулканической деятельности совпадает в основном с усилением тектонических движений. Вулканические каналы приурочены к нарушениям фундамента и особенно к краевым глубинным разломам.

Характерной особенностью строения Паннонской впадины является очень тонкая земная кора, мощность которой не превышает 30 км («Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы», 1971).

Территория Паннонской впадины характеризуется высокими геотермическими показателями. В геолого-геофизической литературе она рассматривается как уникальный в геотермическом отношении район. Однако в настоящее время известны и другие районы с такими же высокими значениями (более 80 мВт/м²) теплового потока и температур (Ставропольский свод в Предкавказье, срединные массивы Охотского и Японского морей и др.).

Среднее значение теплового потока для Паннонской впадины составляет 102 мВт/м². Пониженные значения (80—100 мВт/м²) соответствуют Задунайскому среднегорью. Потоки уменьшаются также в направлении Венского бассейна, где составляют 50—60 мВт/м². Полоса высоких тепловых потоков протягивается через Малую Венгерскую, Восточно-Словацкую и Чоп-Мукачевскую впадины, Дебрецен-Сольникский грабенообразный прогиб. Наиболее высокие потоки совпадают с участками максимальной вулканической активности.

Трансильванская впадина и ее обрамление. Между горами Апусени, Восточными и Южными Карпатами располагается почти правильной округлой формы Трансильванская впадина, выполненная мощной толщей неогеновых отложений. В их основании залегает соленосная толща. Донеогеновый фундамент впадины сложен породами кристаллического комплекса Южных Карпат, а также отложениями триаса, мела и палеогена. На северо-западе и западе Трансильванская впадина отделяется от Паннонской горами Апусени, в строении которых принимают участие древние метаморфизованные породы, а также

палеозойские и мезозойские отложения. На юге горы Апусени отделяются от Южных Карпат Мурешским синклинирем, сложенным меловыми отложениями, смятыми в крутые складки. В центральной части синклинория развита эффузивная толща. При входе в Трансильванскую впадину Мурешский синклинирий, по-видимому, замыкается.

Трансильванская впадина и ее обрамление слабо изучены в геотермическом отношении. На основании одиночных замеров можно сделать вывод, что тепловые потоки изменяются от 50 до 70 мВт/м². В Мурешском синклинории тепловые потоки увеличиваются до 80—90 мВт/м² (Negoitá, 1968).

Таким образом, тепловое поле Карпат и прилегающих прогибов отличается значительным разнообразием. Распределение тепловых потоков коррелируется главным образом с особенностями тектоники. На рассматриваемой территории можно выделить две крупные геотермические зоны. Одна из них охватывает Внутренние Карпаты и прилегающие части межгорных депрессий. Она характеризуется высокими тепловыми потоками, равными в среднем 82 мВт/м². Вторая зона соответствует Предкарпатскому прогибу и некоторым древним массивам. В этой зоне средняя величина теплового потока составляет 50 мВт/м².

Горный Крым

Складчатое сооружение Горного Крыма представляет собой мегантиклиналь, образовавшуюся в позднеальпийскую эпоху. На этой основе оно включается в альпийский пояс Европы (Муратов, 1969; Чекунов, 1972, и др.). Геосинклинальный этап развития на этой территории закончился складчатостью в киммерийскую эпоху тектогенеза. Интенсивной складчатостью характеризуются отложения триаса (таврической серии), менее интенсивной — юры и почти моноклинальным залеганием — мела. Геосинклинальный период развития сопровождался магматической деятельностью.

В геотермическом отношении Горный Крым изучен слабо. Температуры замеряны в нескольких мелких скважинах, в которых наблюдаются относительно низкие градиенты температур (25—30°С/км) и тепловые потоки. В центральной части Горного Крыма тепловые потоки составляют 50—56 мВт/м². На восточном периклинальном погружении они равны 56—60 мВт/м² (Любимова, 1966, 1968; Лебедев и др., 1969; Кутас, Гордиенко, 1971; Люсова, Кутасов, 1973, и др.).

Кавказский регион

Кавказ в тектоническом отношении представляет собой часть альпийского пояса, лежащего между Черным и Каспийским морями. В его пределах выделяются краевые прогибы — Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский, внешний мегантиклинорий Большого Кавказа, межгорные прогибы и внутренний мегантиклинорий Малого Кавказа (Милановский, Ханн, 1963; Милановский, 1972).

Индоло-Кубанский краевой прогиб является общим для Кавказа и Крыма. В Предкавказье он известен под названием Западно-Кубанского. Этот прогиб представляет собой асимметричную узкую депрессию с пологим северным и крутым южным крыльями. В его пределах выделяют южный геосинклинальный и северный платформенный борта, а также осевую зону. Южный геосинклинальный борт прогиба характеризуется погребенной складчатостью геосинклинального типа, а также диапировыми структурами. Интенсивность складчатости возрастает в сторону Большого Кавказа. Осевая зона наиболее погружена. Глубина до фундамента составляет 10—12 км. Складчатость выражена очень слабо. Вдоль этой зоны выделяется несколько пологих антиклинальных поднятий. Северный платформенный борт — это пологая моноклиналь, на фоне которой развиты пологие складки.

Тепловые потоки в Индоло-Кубанском прогибе изучались в 14 пунктах. Получены в основном низкие значения—42—56 мВт/м² (Любимова, 1966; Сухарев и др., 1966, 1972; Лебедев и др., 1967; Кутас, Гордиенко, 1971; Люсова, Кутасов, 1973). Самые низкие значения соответствуют осевой зоне прогиба. На южном и северном бортах тепловые потоки повышаются.

Терско-Каспийский краевой прогиб является асимметричной депрессией, в которой выделяются южная геосинклинальная, центральная и северная платформенная части (Милановский, Ханн, 1963). Прогиб состоит из впадин, синклиналей и антиклинальных поднятий. Два наиболее крупных антиклинальных поднятия прослеживаются в западной части прогиба: северное — Терское и южное — Сунженское. Поднятия представляют собой крупные складки с углами наклона крыльев до 30—45°, осложненные взбросами и надвигами. На юге Терско-Каспийский прогиб переходит в Кусарский краевой прогиб, расположенный перед внешним краем юго-восточного сегмента Большого Кавказа, с которым он граничит по крупному глубинному разлому. В Кусарском прогибе находятся внутренняя, примыкающая к складчатому сооружению Кавказа, и внешняя зоны.

Тепловое поле краевых прогибов перед фронтом Восточного сектора Кавказа весьма сложно (Джамалова, 1966; Сухарев и др., 1966; «Тепловой режим недр СССР», 1971). Тепловые потоки изменяются от 29 до 80 мВт/м². Наиболее низкие потоки соответствуют синклинальным зонам, а также внешней зоне Кусарского прогиба. Здесь потоки не превышают 42 мВт/м². В зонах антиклинальных поднятий потоки увеличиваются до 54—67 мВт/м², а на отдельных структурах Терско-Сунженских дислокаций до 70—80 мВт/м². Северному борту краевого прогиба соответствуют тепловые потоки 54—65 мВт/м², характерные для Скифской плиты.

Складчатое сооружение Большого Кавказа представляет собой вытянутый с северо-запада на юго-восток мегантиклинорий. В осевой его части прослеживается поднятие, сложенное палеозойскими образованиями. Характерной особенностью тектоники Большого

Кавказа является широкое развитие разломов и глыбовое строение. В его структуре отмечается несколько поперечных сегментов: Центральный Кавказ, Восточно-Кавказский сегмент, северо-западное и юго-восточное погружение. В каждом из них выделяют продольные зоны, отличающиеся строением и историей развития (Милановский, 1972).

В геотермическом отношении Большой Кавказ изучен очень слабо. Единичными определениями в мегантиклинории Большого Кавказа установлены высокие значения теплового потока. В частности, в центральном поднятии по данным измерений в двух пунктах (Сухарев и др., 1966, 1972) потоки составляют 120—160, в Северной моноклинали — 70—80 мВт/м². В юго-восточном погружении Большого Кавказа наблюдаются значительные изменения тепловых потоков — 33—90 мВт/м². Более высокие тепловые потоки (55—65 мВт/м²) характерны для Западно-и Центрально-Апшеронского антиклинориев, пониженные — для Восточно-Апшеронского антиклинория, а низкие — для Восточно-и Западно-Апшеронского синклинориев. Наибольшие величины потоков (80—85 мВт/м²) отмечаются, как правило, вблизи грязевых вулканов. Так, вблизи жерла грязевого вулкана Локбатан потоки составляют 82—90 мВт/м². Вблизи грязевого вулкана в пределах складки Биби-Эйбат — 93, а на периклинальном окончании складки — 59 мВт/м².

Закавказский межгорный прогиб состоит из двух впадин — Рионской и Куринской, разделенных Дзирульским выступом древнего фундамента, прорванного герцинскими гранитоидами. Фундамент в Рионской впадине постепенно погружается в сторону Черного моря. Мощность осадочных отложений в западной части составляет 8—9 км. Сюга Рионская впадина отделяется от складчатой Аджаро-Триалетской зоны глубинным разломом.

Куринская депрессия постепенно погружается в сторону Каспийского моря и состоит из трех впадин, разделенных поперечными поднятиями. В наиболее погруженной Нижнекуринской впадине мощность осадков достигает 10—12 км. Через центральную часть депрессии протягивается крупное антиклинальное поднятие.

В закавказских депрессиях наблюдаются низкие величины тепловых потоков. В Рионской впадине они составляют 29—42 мВт/м² (Буачидзе, Шаоршадзе, 1974). Низкие потоки характерны для наиболее погруженной части впадины. Примерно такие же потоки соответствуют Куринской впадине (Сухарев и др., 1969; Кашкай, Алиев, 1974). Некоторое повышение тепловых потоков (до 50—55 мВт/м²) отмечается на нефтяных месторождениях. Повышенные потоки (50—60 мВт/м²) установлены также на Дзирульском массиве.

Малый Кавказ представляет собой складчато-глыбовое сооружение, состоящее из нескольких антиклинальных и синклинальных зон с различной геологической историей (Милановский, Хайн, 1963). На формировании тектоники Малого Кавказа большое влияние оказала неоген-четвертичная вулканическая деятельность, в

результате которой возникло Армянское вулканическое нагорье. Крайнюю юго-восточную часть Малого Кавказа занимает межгорный прогиб, включающий несколько впадин — Араксинскую, Нахичеванскую и Ереванскую. Прогиб образовался в разное время на гетерогенном фундаменте. Отдельные его части испытали опускание разной интенсивности и длительности.

По Малому Кавказу выполнено небольшое количество измерений теплового потока. Величины тепловых потоков изменяются от 28 до 95 мВт/м². В Аджаро-Триалетской зоне тепловые потоки составляют 67—90 мВт/м², на Армянском вулканическом нагорье — 80—95 мВт/м². Тепловые потоки постепенно увеличиваются от закавказских прогибов в сторону складчатых зон Малого Кавказа. Самые низкие тепловые потоки, равные 28—46 мВт/м², соответствуют межгорным впадинам.

В целом тепловое поле Кавказского региона хорошо коррелируется с особенностями его геологического строения и историей развития. Зоны складчатости и молодого вулканизма выделяются высокими тепловыми потоками. Предгорным и межгорным прогибам соответствуют в основном низкие потоки. Определяющую роль в формировании теплового поля складчатого пояса играет тектоническая активность. В прогибах значительное влияние на характер поля оказывают строение осадочного чехла и структура фундамента.

Внутренние моря

В структуре альпийского геосинклинального пояса выделяется несколько депрессий, отличающихся специфическим строением и историей формирования. Как правило, это молодые впадины, образовавшиеся в послемеловое время. Они отличаются утоненной земной корой, которая в глубоководных впадинах характеризуется отсутствием «гранитного» слоя и имеет мощность не более 25—30 км. Мощность молодых осадков часто достигает 12—15 км. К таким впадинам относятся Черноморская, Южно-Каспийская, Западно-Среднеземноморская и др.

Результаты исследований тепловых потоков в окраинных и внутренних морях СССР обобщены в работе Е. А. Любимовой и др. (1976). Во внутренних морях в пределах альпийского пояса юга СССР преобладают низкие тепловые потоки.

В Черном море выполнен довольно большой объем определений теплового потока (Любимова, Савостин, 1973; Шелягин и др., 1973; «Каталог данных...», 1973; Любимова и др., 1976). Наиболее изучена восточная часть акватории, где наблюдаются преимущественно низкие значения теплового потока, не превышающие 40 мВт/м². В центральной котловине Черного моря потоки составляют 12—20 мВт/м². На фоне этих низких значений выделяется аномалия повышенных потоков (50—65 мВт/м²), начинающаяся у берегов Крыма и продолжающаяся к югу в меридиональном направлении. Повышенные потоки до 50—60 мВт/м² отмечаются также к западу

Таблица 2

Тепловые потоки в различных тектонических зонах

Тектоническая зона	Значение теплового потока, мВт/м ²		
	минимальное	максимальное	среднее
<i>Щиты</i>			
Балтийский	25	54	38
Украинский	23	48	36
Канадский	25	54	39
Индийский	27	73	57
Австралийский	29	50	42
Южно-Африканский	31	54	43
<i>Кратоны</i>			
Русский	29	70	45
Днепровско-Донецкий авлакоген	29	67	46
Доно-Медведицкие дислокации	38	67	50
Тиманский кряж	50	70	57
Сибирский	29	65	43
Северо-Американский	38	70	48
<i>Области раннепалеозойской складчатости</i>			
Алтае-Саянская	38	50	48
Центральный Казахстан	40	54	50
Британские о-ва			46
Норвегия			49
<i>Области позднепалеозойской складчатости</i>			
Предкавказье и Равнинный Крым (без аномальных зон)	44	70	62
Дислокации Тарханкутского п-ва	60	85	70
Каневско-Березанская зона поднятий	60	80	68
Среднеевропейская платформа (без аномальных зон)	40	70	61
Нарушенные зоны Рейнского грабена, Гессена и др.	70	110	80
Западно-Сибирская плита	52	67	60
Туранская плита	50	70	61
Донбасс	40	67	56
Урал (северный)	46	70	63
Урал (южный)	18	33	24
Аппалачи	30	60	45
<i>Области альпийской складчатости</i>			
Малый Кавказ	63	97	80
Большой Кавказ	59	115	80
Восточные и Западные Карпаты	55	84	72

Тектоническая зона	Значение теплового потока мВт/м ²		
	минимальное	максимальное	среднее
Альпы	55	88	75
Кордильеры	29	92	72
<i>Альпийские краевые прогибы</i>			
Предкарпатский	33	70	45
Индо-Кубанский	42	67	46
Терско-Каспийский (без Терско-Сунженской зоны поднятий)	29	55	44
Терско-Сунженская зона поднятий	45	65	55
Предальпийский	42	68	55
Предкопетдагский	40	46	44
<i>Межгорные впадины</i>			
Рионская	25	58	40
Куринская	25	60	38
Паннонская	65	117	96
Ферганская	42	65	55
Приташкентская	26	110	68
<i>Области эпиплатформенной активизации и рифтообразования</i>			
Горный Крым	45	67	50
Алтае-Саянская	44	50	46
Средний Тянь-Шань	45	75	58
Плато Коллорадо	50	65	55
Рейнский грабен	70	140	95
Байкальский рифт	50	140	90
Провинция Бассейнов и Хребтов	75	105	92
Ставропольский свод и Кавминводский выступ	62	120	85
Нарушенная зона Чешского кристаллического массива	65	95	75

от Западно-Кавказского материкового склона. В отдельных пунктах тепловые потоки увеличиваются до 80 мВт/м² и более.

В Каспийском море тепловой поток измерен в основном в южной части. Тепловые потоки изменяются от 38 до 95 мВт/м². В Дербентской впадине получены аномально высокие потоки, превышающие 200 мВт/м². Очевидно, это локальная аномалия, связанная с гидротермальной деятельностью. Южно-Каспийская впадина характеризуется нормальными значениями тепловых потоков, которые составляют 38—50 мВт/м² и увеличиваются у Южно-Кавказского материкового склона до 90—95 мВт/м².

Распределение тепловых потоков в континентальных областях подчинено определенным закономерностям (табл. 2). Низкие

тепловые потоки соответствуют древним щитам. Они составляют 23—70 мВт/м². Наиболее характерные значения ограничены интервалом 30—46 мВт/м². Повышенными тепловыми потоками отличаются зоны, в той или иной мере затронутые поздней переработкой и магматической активностью. К таким зонам относятся щелочные массивы Балтийского щита, меднорудный пояс Индийского щита и др.

Древние платформы характеризуются средним тепловым потоком 45 мВт/м². Им соответствуют довольно устойчивые значения тепловых потоков, изменяющиеся от 34 до 50 мВт/м², и лишь в зонах дислокаций и более поздней тектонической перестройки они увеличиваются до 54—67 мВт/м². Аномальные зоны достаточно четко выделяются на общем фоне однородного теплового поля платформ.

Для областей байкальской и каледонской складчатости наиболее характерны значения потока 42—55 мВт/м², среднее значение для областей каледонской складчатости — 50 мВт/м². Байкалиды в большинстве случаев испытали влияние более поздних тектонических процессов. Очевидно, среднее значение теплового потока в областях байкальской складчатости близко к таковому докембрийских платформ (45 мВт/м²).

В пределах герцинских структур потоки изменяются от 53 до 72 мВт/м². Но среднее значение почти для всех эпигерцинских платформ (зоны более поздней активизации исключены из рассмотрения) — 57—66 мВт/м². В пределах герцинид намечается некоторая зональность в распределении тепловых потоков. В миогеосинклинальных прогибах, а также в зонах внутрикратонной активизации среднее значение потока близко к 57, а среднее значение в эвгеосинклиналях и вулканических поясах составляет 61—66 мВт/м². В областях герцинской складчатости, как и в других структурах независимо от их возраста, на фоне относительно однородного поля выделяются аномальные зоны, которые в основном контролируются глубинными разломами, очагами более поздней тектонической и магматической деятельности, неоднородностями земной коры и пр. В аномальных районах потоки увеличиваются до 84 мВт/м².

В областях киммерийской активизации тепловые потоки составляют 64—84 мВт/м². Поскольку тектоническая активность этого этапа проявилась недостаточно четко, то не всегда удается охарактеризовать структуры данного возраста средними значениями потока.

Пояс альпийской складчатости отличается наиболее сложным тепловым полем. Здесь величина потоков составляет 29—120 мВт/м² и более.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И РАДИОГЕННОЕ ТЕПЛО

Содержание радиоактивных элементов и генерация тепла в земной коре и верхней мантии

Для выяснения природы теплового потока и его аномалий необходимо иметь данные о содержании радиоактивных элементов в горных породах и количестве выделяемого при их распаде тепла. В настоящее время накопился обширный фактический материал о радиоактивности горных пород разного состава, типа и происхождения. Исследуются в основном поверхностные породы, доступные непосредственному наблюдению. Распределение радиоактивных элементов в нижних слоях земной коры и верхней мантии неизвестно, хотя определенные сведения о радиоактивности глубинных горизонтов дает изучение ксенолитов, продуктов магматизма, а также пород, выходящих на поверхность в наиболее денудированных участках земной коры.

Совокупность этих данных показывает, что концентрация радиоактивных элементов существенно зависит от типа породы. Наиболее обогащены ими отложения, слагающие верхние горизонты земной коры — граниты и осадочные породы. Глубинные образования отличаются низкой радиоактивностью. Значительное влияние на распределение радиоактивных элементов оказывают процессы перестройки земной коры, магматизма и метаморфизма, разрушения и переотложения осадков и пр. Радиоактивные элементы накапливаются в гранитах, сиенитах, граносиенитах платформенных областей, в мелкодисперсных осадках, продуктах метасоматоза. Вулканические породы, основного и ультраосновного состава, сиенитогенные граниты, высокометаморфизованные породы отличаются низким содержанием радиоактивных элементов (Lambert, Heier, 1967; Акимов, Семенов, 1971; Смыслов, 1969, и др.). Однотипные породы характеризуются, как правило, близким содержанием радиоактивных элементов в различных районах земного шара.

Систематизация фактических данных о концентрации радиоактивных элементов в горных породах и установление определенных закономерностей в их распределении дают возможность оценивать теплогенерацию не только в конкретной породе с известным содержанием урана, тория и калия, но и в отдельных горизонтах земной коры. При таких расчетах обычно принимается слоисто-блоковое строение земной коры и каждому слою приписывается определенное среднее содержание радиоактивных элементов. Количество

выделяемого тепла в единице объема находится из соотношения (Birch, 1954)

$$\Delta Q = \sum A_i \rho_i h_i = \sum \rho_i h_i (aU + bTh + cK), \quad (\text{III.1})$$

где ρ_i и h_i — плотность и мощность отдельных слоев; a, b, c — удельные тепловыделения при распаде U, Th, K ; $a = 9,69 \cdot 10^{-8}$; $b = = 2,64 \cdot 10^{-8}$; $c = 35,78 \cdot 10^{-13}$ Вт/г.

Осадочный слой. Породы осадочного слоя весьма неоднородны. Содержание радиоактивных элементов в них значительно изменяется и зависит от литологических особенностей и условий образования. Высокое содержание радиоактивных элементов наблюдается в глинах, сланцах, аргиллитах, низкое — в песчаниках, карбонатных породах. Суммарная генерация тепла в осадочном слое определяется соотношением в разрезе пород того или иного состава. Средний состав осадочного чехла однотипных структур отличается мало. Особенно большое сходство обнаруживается при сопоставлении среднего состава осадочных отложений древних платформ, предгорных прогибов и др. (табл. 3). Средняя интенсивность тепловыделения в осадочном слое с плотностью $2,60$ г/см³ Восточно-Европейской платформы составляет $1,2$ мкВт/м³, а в осадочном слое Северо-Американской платформы — $1,3$ мкВт/м³. Очень близкие значения средней теплогенерации получены для других районов (табл. 4). В Днепровско-Донецкой впадине, где выполнено более 200 определений радиоактивности осадочных пород (Баранов и др., 1956; Комский и др., 1969), генерация тепла изменяется от $1,2$ до $1,6$ мкВт/м³, в мезозойских песчано-глинистых отложениях Западно-Сибирской плиты среднее тепловыделение составляет $1,1$ мкВт/м³, а в мезозойских впадинах Забайкалья — $1,45$ мкВт/м³. Более высокая интенсивность тепловыделения наблюдается в тех районах, где в разрезе преобладают глинистые образования. К ним в основном относятся предгорные и межгорные прогибы.

Радиоактивность кайнозойских осадочных пород в Предкарпатском прогибе исследовалась на 163 образцах (Толстой, 1972, табл. 5). Здесь наблюдаются более высокие концентрации урана, тория и калия, чем в осадках Восточно-Европейской платформы, причем характерно увеличение содержания радиоактивных элементов от платформы в сторону внутренней зоны прогиба. Тепловыделение изменяется от $0,8$ до $2,9$. Среднее тепловыделение осадочных образований Внешней зоны составляет $1,7$, а внутренней $2,0$ мкВт/м³. Тепловыделение в мезозойских отложениях Внешней зоны можно принять таким же, как и на юго-западном склоне Восточно-Европейской платформы ($1,2$ — $1,3$), поскольку она сформировалась на платформенном основании.

Более высокая интенсивность выделения радиогенного тепла установлена в Восточном Предкавказье (Джамалова, 1969). Она изменяется от $0,8$ до 11 , составляя в среднем $3,1$ мкВт/м³.

В осадках Черного моря (Батурин и др., 1967; Старик и др., 1971) концентрация урана, тория, калия значительно изменяется.

Таблица 3

**Содержание урана и тория в осадках Восточно-Европейской
и Северо-Американской платформ**
(по Ронову и Мигдисову, 1970)

Стратиграфический интервал	Порода	Распространение, %	U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %	Q, мкВт/м ³
<i>Восточно-Европейская платформа</i>					
Pt ₃ — Q	Пески и алевролиты	27,3	2,6	6,0	1,22
	Глины и глинистые сланцы	33,5	3,4	10,6	1,63
	Карбонаты	32,3	2,1	2,2	0,80
	Гипсы и ангидриты	2,6	1,4	—	0,70
	Соли	3,3	—	—	—
	Кремнистые породы	0,4	—	—	—
	Эффузивы и туфы	0,6	0,6	2,2	0,35
	Среднее	100	2,6	6,0	1,20
<i>Северо-Американская платформа</i>					
O — Q	Пески	25	—	—	—
	Глины и глинистые сланцы	35	—	—	—
	Карбонаты	35	—	—	—
	Гипсы и ангидриты	2	—	—	—
	Соли	3	—	—	—
	Среднее	100	3,5	5,5	1,3

Таблица 4

Генерация тепла в осадочных породах разных районов

Район	Стратиграфический интервал	Q, мкВт/м ³	Автор
Восточно-Европейская платформа	(Pt ₃ + Pz + Mz + Kz)	1,2	Ронов, Мигдисов, 1970
	(Pz)	1,05	То же
Северо-Американская платформа	(Mz + Kz)	1,2	» »
	(Pz)	1,3	» »
Приобье, Южно-Минусинская, Тувинская, Кузнецкая впадины	(Mz + Kz)	1,2	» »
	(Mz + Kz)	1,25	Дучков, Бобров, 1970
Осадки палеозойских геосинклиналей	(O — D)	1,25	Смыслов, 1969
Туранская плита	(J + Q)	1,25	Шор, Воробьев, 1971
Днепровско-Донецкая впадина	(Pz + Mz)	1,25	Баранов, 1956
Предкарпатский прогиб (Внутренняя зона)	(Kz)	2,0	Толстой, 1972
Восточное Предкавказье	Kz	3,1	Джамалова, 1969
Черное море	Q	1,2	Старик, и др., 1961, Батурин, и др., 1967
Австралийская платформа		1,05	Lambert, Heier, 1967

Таблица 5

Среднее содержание радиоактивных элементов в основных типах осадочных пород Предкарпатского прогиба

Тектоническая зона	Свита	Порода	Содержание РЭ, (10 ⁻⁴ %)			Тепловыделение, мкВт/м ³	
			U	Th	K		
Внутренняя	Менилитовая	Сланцы	10,0	6,3	14 000	4,2	
		Аргиллиты	10,0	8,4	21 000	3,1	
		Глины	4,2	9,3	27 000	1,7	
		Пески и песчаники	6,1	12,1	11 000	3,1	
		Алевролиты	3,9	10,4	16 000	1,7	
	Среднее Q с учетом распространенности пород						—2,2
	Поляницкая	Сланцы	8,1	10,4	13 000	2,75	
		Аргиллиты	6,2	11,3	17 000	2,42	
		Глины	4,0	9,6	23 000	1,6	
		Пески и песчаники	2,9	13,3	16 000	1,7	
		Алевролиты	4,1	10,6	22 000	1,84	
	Среднее Q с учетом распространенности пород						—1,84
	Среднее Q по внутренней зоне						— 2,0
Внешняя	Ворытыщенская	Сланцы	5,3	14,1	43 000	2,5	
		Аргиллиты	4,6	12,2	38 000	2,0	
		Глины	4,8	16,7	105 000	2,9	
		Алевролиты	3,3	15,4	93 000	2,4	
		Песчаники	2,0	18,5	41 000	2,0	
	Среднее Q с учетом распространенности пород						—2,5
	Угерская	Сланцы	4,7	11,2	23 000	2,0	
		Глины	4,3	12,1	31 000	2,0	
		Алевролиты	3,1	11,8	20 000	1,55	
		Песчаники и пески	1,8	13,6	8000	1,4	
		Среднее Q с учетом распространенности пород					
	Галицкая	Сланцы	4,3	10,4	28 000	1,9	
		Аргиллиты	3,7	11,8	23 000	1,9	
Глины		4,2	10,5	31 000	1,85		
Алевролиты		2,7	9,8	22 000	1,5		
Пески		2,2	12,4	17 000	1,5		
Среднее Q с учетом распространенности пород						—1,65	
Среднее Q по Внешней зоне						—1,75	

При средней плотности осадков $2,3 \text{ г/см}^3$ тепловыделение составляет $1,0\text{—}1,6 \text{ мкВт/м}^3$. В осадках Каспийского моря отмечаются более заметные колебания радиоактивных элементов (Покидин и др., 1972). Содержание урана изменяется от $0,1 \cdot 10^{-4}$ до $90 \cdot 10^{-4}\%$, тория — от $1,2 \cdot 10^{-4}$ до $25 \cdot 10^{-4}\%$. Интенсивность тепловыделения составляет $0,2\text{—}10 \text{ мкВт/м}^3$.

Анализ данных о радиоактивности осадочных пород в различных районах показывает, что содержание радиоактивных элементов, и следовательно, теплогенерация существенно зависят от усло-

Таблица 6

Средний состав «гранитного» слоя и радиогенное тепловыделение
(по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, 1971)

Порода	Распростра- ненность, %	Содержание радиоактивных элемен- тов, 10^{-4} %			Тепловыделе- ние, мкВт/м ³
		U	Th	K	
Граниты	18,1	3,9	16,5	22 000	2,4
Гранодиориты и ди- ориты	19,9	4,2	16,0	22 000	2,4
Сиениты	0,3	5,6	14,0	21 000	2,6
Габбро	3,7	0,9	2,7	5 000	0,5
Дуниты и др.	0,1	0,1	0,3	2 000	0,07
Гнейсы	37,6	2,1	9,0	21 700	1,4
Кристаллические сланцы	9,0	2,1	9,0	21 700	1,4
Амфиболиты	9,8	0,8	2,0	3 600	0,42
Мраморы	1,5	1,3	2,4	7 000	0,58

Среднее тепловыделение в «гранитном» слое — 1,6 мкВт/м³.

Таблица 7

Средние содержания урана и тория в разных формациях Украинского щита
(по Я. М. Белевцеву и др., 1975), 10^{-4} %

Стратиграфический разрез	U	Th	Th/U
--------------------------	---	----	------

Архей

Терригенно-эффузивная формация Росинско-тикичская, конкско-верхо- вцевская серии	1,8	8,7	4,9
Офиолитовая формация Днестровско-бугская, росинско-ти- кичская серии	0,9	8,0	8,9
Диабазо-спилитовая формация Конско-верховцевская, росинско-ти- кичская серии	0,9	2,0	2,2
Плагиноклазовых мигматитов и гранитов Продукты гранитизации архейских пород Среднего Приднепровья, За- падного и Центрального Приазовья, Звенигородки и др.	1,0	6,7	6,7
Плагингранитов и мигматитов Подольский комплекс, Голованев- ский блок	0,9	15,1	16,7

Стратиграфический разрез	U	Th	Th/U
<i>Нижний протерозой</i>			
Терригенная формация			
Криворожская серия			
Песчано-сланцевые слои нижней свиты	—	17,4	—
Нижняя свита в целом	4,4	12,9	3
Средняя свита, железистые породы	0,8	2,0	2,5
Сланцевые породы	2,4	—	—
Верхняя свита	2,36	—	—
Ингульская свита биотитовых гнейсов	2,1	10	5
Диабазо-спилитовая формация			
Амфиболиты	0,48	2,2	4,6
Формация плагиоклаз-микроклиновых мигматитов и гранитов			
Продукты гранитизации терригенных формаций протерозоя	3,2	21	6,5
Продукты гранитизации карбонатно-песчанистой формации архея	1,5	16,5	11,0
Продукты гранитизации диабазо-спилитовой и кератофировой формаций архея	2,7	22	8,2
Продукты гранитизации пород офиолитовой формации архея или архей-протерозоя	0,8	7,4	9,2
Формация существенно-микроклиновых и аплит-пегматоидных гранитов			
Кировоградско-житомирские, уманьтоковские и др.	2,7	13	4,8
Формация реоморфических гранитов			
Бобринецкие, богуславские, уманские, житомирские	6,7	45	6,7
<i>Средний протерозой</i>			
Интрузивные и метасоматические образования			
Рапакиви Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов	3,6	15,7	4,5
Основные породы этих плутонов	1,2	4,4	3,7
Диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы	0,87	4,2	4,8
Граниты метасоматические Пержанской зоны	—	38,2	2,3
Сиениты и граносиениты Пержанской зоны	—	66	3,7
Граниты Екатериновки и Каменных могил	—	46	3,7
<i>Верхний протерозой</i>			
Песчаники и конгломераты белоко-ровичской свиты	1,0	3,9	3,7
Кварциты толкачевской свиты	2,1	—	—
Пирофилитовые сланцы	2,6	30	11,8

вий накопления осадков. Тем не менее средняя интенсивность выделения радиогенного тепла в осадочном слое (табл. 4) изменяется незначительно. Преобладают значения 1,0—1,3, среднее значение равно 1,25 мкВт/м³.

Кристаллические породы верхних горизонтов земной коры («гранитный» слой). В верхней части земной коры наиболее распространены гранитоиды и метаморфические породы. Щиты и фундамент древних платформ характеризуются довольно стабильным химическим составом (табл. 6). Но несмотря на близость среднего состава разных щитов

Таблица 8

Уран и торий в разновозрастных комплексах Украинского щита
(по М. С. Филиппову и др., 1959)

Комплекс пород	Содержание радиоактивных элементов, 10 ⁻⁴ %		Th/U	Абсолютный возраст, млн. лет	Тепловыделение, мкВт/м ³
	U	Th			
Древний	1,2	5,0	4,1	2100—3000	0,84
Кировоградско-житомирские граниты	5,7	33,0	5,8	1900—2000	4,05
Токовские граниты	9,3	97	10,4	1700—1800	8,8

отмечаются существенная неоднородность и специфические особенности в распределении радиоактивных элементов в пределах отдельных тектонических блоков.

Рассмотрим более детально распределение радиоактивных элементов и генерацию тепла в породах Украинского щита. Данные о среднем содержании урана и тория приведены во многих работах (Комлева и др., 1956, 1962; Филиппова и др., 1959; Ушаковой, 1961, 1969; Горлицкого, 1970; Герасимова, Жуковой, 1971; Жуковой, 1974; Жуковой и др., 1974; Белевцева и др., 1974, 1975). Среднее содержание урана и тория в разных формациях значительно изменяется (табл. 7) и зависит от возраста пород и их происхождения. Древний комплекс характеризуется более низкой радиоактивностью, чем образования протерозойского возраста (табл. 8). Особенно повышается содержание радиоактивных элементов в гранитах, связанных с активизацией платформенных блоков земной коры. Можно выделить большие поля с относительно устойчивым содержанием радиоактивных элементов, совпадающие с определенными комплексами пород. Такие стабильные поля обнаружены в Запорожском, Кировоградском, Побугском и других блоках. На фоне этих стабильных полей выделяются ограниченные аномалии высоких или низких концентраций.

Кларк урана Украинского щита равен $4,1 \cdot 10^{-4}$ % (Жукова, 1971). В интрузивно-магматическом комплексе содержание урана

незначительно выше ($4,4 \cdot 10^{-4}\%$) по сравнению с осадочными и вулканогенными формациями ($3,1 \cdot 10^{-4}\%$). Около 40% площади щита занимают породы с концентрацией урана ниже $2,5 \cdot 10^{-4}\%$. Это в основном геосинклинальные формации доорогенного периода. Содержание в них тория не превышает $(4-15) \cdot 10^{-4}\%$. На площади около 35% щита распространены породы с концентрацией урана $(2,5-5,0) \cdot 10^{-4}\%$ и тория $(10-25) \cdot 10^{-4}\%$. Породы с более высоким содержанием радиоактивных элементов занимают не более 20% территории щита. Средняя величина торий-уранового отношения близка к 4, хотя в некоторых породах она достигает 8—10 и более. Для гранитоидов среднее торий-урановое отношение можно принять равным 5, а для метаморфических пород — 4.

Содержание калия изменяется от 0,5 до 3%. При вычислении теплогенерации можно принимать среднее содержание калия для определенных типов пород, что не приведет к заметной ошибке. Для средних и карбонатных пород оно может быть принято равным 0,8—1,0%, для диоритов, гранодиоритов, плагiogранитов — 1,5, гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев — 2,5—3,0%.

На основе данных о радиоактивности поверхностных пород можно рассчитать интенсивность тепловыделения. На территории Украинского щита выделяется около 200 областей с различной интенсивностью тепловыделения. Основную часть территории щита (более 70%) занимают поля двух уровней теплогенерации. Повышенной теплогенерацией ($1,9-2,3$ мкВт/м³) характеризуются гранитоиды (около 30% площади щита), пониженной ($0,8-1,1$ мкВт/м³) — метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы, содержащие значительное количество основных эффузивов, переработанных в амфиболиты (около 40% площади щита). Ограниченные поля (не более 15% площади щита) с высоким тепловыделением совпадают с некоторыми гранитами. Такую же площадь занимают области низких значений теплогенерации ($0,2-0,6$ мкВт/м³), связанные с основными породами. Среднее тепловыделение в поверхностных породах Украинского щита составляет около $1,6$ мкВт/м³.

Примерно такие же значения теплогенерации в поверхностных породах получены и в других районах с аналогичной геологической историей. Средняя интенсивность тепловыделения на Канадском щите в соответствии с данными Д. Шоу (Show, 1967) о концентрации радиоактивных элементов равна $1,6$ мкВт/м³.

Среднее тепловыделение в «гранитном» слое, состав которого предложили А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский (1971), составляет $1,6$ мкВт/м³.

Ближние величины тепловыделения получены для пород фундамента Восточно-Европейской платформы, а также ее геосинклинального обрамления, где возраст фундамента значительно моложе. В сланцах и гнейсах, образующих кристаллическое ядро Восточных Карпат, содержание урана изменяется от $1,9 \cdot 10^{-4}$ до $4,9 \times 10^{-4}\%$ (Жуков, Лесной, 1971). Тепловыделение составляет

1,4—1,8 мкВт/м³. Такие же значения интенсивности тепловыделения получены для пород фундамента эпигерцинской платформы. Здесь в гранитоидах раннего этапа развития геосинклинали концентрация урана составляет $2,3 \cdot 10^{-4}\%$, тория — $19,6 \cdot 10^{-4}\%$. В гранитоидах посторогенного этапа концентрация урана увеличивается до $4,5 \cdot 10^{-4}\%$ (Реутин, 1971, Афанасьев и др., 1972). Увеличение радиоактивности в 2—5 раз наблюдается в пределах эпикиммерийской платформы. Оно обусловлено широким развитием метасоматических процессов.

Таким образом, в верхних слоях земной коры интенсивность тепловыделения составляет 1,1—2,1 мкВт/м³. Высокие значения в основном соответствуют постороженным гранитам, которые образуют локальные тела с ограниченным распространением на глубину. Например, обогащенные радиоактивными элементами породы Пержанского и Октябрьского массивов Украинского щита имеют мощность до 1—2 км. Примерно такая же мощность у значительной части протерозойских гранитов и габброидов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, образующих, по-видимому, относительно тонкие пластины (Болюбах, 1969). Среднее тепловыделение в случае замены этих пород вмещающими составляет 1,5 мкВт/м³.

Приведенные выше данные дают представление об интенсивности радиогенного тепловыделения в поверхностных породах. Естественно, возникает вопрос, можно ли полученные значения распространять на весь «гранитный» слой, выделяемый по сейсмическим данным. Фактический материал указывает на то, что содержание радиоактивных элементов с глубиной должно уменьшаться. На распределение радиоактивных элементов большое влияние оказывают процессы метаморфизма (Ермолаев, Жидков, 1966; Lambert, Heier, 1967; Смыслов, 1969; Ронов, Ярошевский, 1971; Жукова и др., 1974; Белевцев и др., 1975, и др.). С увеличением степени прогрессивного регионального метаморфизма независимо от возраста пород радиоактивность их уменьшается. Поскольку степень прогрессивного метаморфизма увеличивается с глубиной, концентрация радиоактивных элементов должна в этом направлении уменьшаться. Этот факт подтверждается теоретическими расчетами и экспериментальными исследованиями. В частности, на Украинском щите (табл. 9) наблюдается четко выраженная зависимость концентрации урана от степени метаморфизма (Жукова и др., 1974). В Приднестровье, Побужье, Приазовье широко развиты породы гранулитовой фации метаморфизма, представленные биотит-гранат-кордиеритовыми, биотит-гранатовыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами. Содержание урана в гнейсах Приднестровья составляет $(0,6—1,3) \cdot 10^{-4}\%$, а в гнейсах Приазовья — $(1,8—1,9) \cdot 10^{-4}\%$. В породах амфиболитовой фации метаморфизма концентрация урана увеличивается до $(2,0—5,0) \cdot 10^{-4}\%$. Соответственно и тепловыделение в породах гранулитовой фации составляет 0,4—0,8, а в породах амфиболитовой

Таблица 9

**Распределение урана в породах разной степени метаморфизма
и ультраметаморфизма в пределах Украинского щита**
(по А. М. Жуковой и др. 1974)

Фация и субфация	Порода	Среднее содержание U, 10^{-4} %	Дисперсия
<i>Приднестровский район</i>			
Гранулитовая биотит-кордиерит-гранатовая	Биотит-гранатовые и биотит-кордиерит-гранатовые гнейсы	0,6	0,6
Области большой глубинности. Изофациальные (синогенные) гранитоиды	Биотит-гранатовые мигматиты и граниты	0,4	0,2
Области умеренной глубинности. Изофациальные (синогенные) гранитоиды	Биотит-гранатовые и биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы. Биотит-гранатовые мигматиты и граниты	0,8 0,9	0,5 0,5
Биотит-силиманитовая	Кордиерит-биотитовые и силиманит-биотит-гранатовые гнейсы	1,3	1,2
Изофациальные (синогенные) гранитоиды	Биотит-гранатовые мигматиты и гранитоиды	0,9	0,7
Позднеорогенные гранитоиды	Чарнокиты	1,6	0,9
	Чудново-бердичевские мигматиты и граниты	2,3	1,2
Амфиболитовая (диафторез)	Биотизированные, мусковитизированные, хлоритизированные породы разного состава	4,8	5,4
<i>Приазовский район</i>			
Гранулитовая (нерасчлененная)	Гнейсы пироксеновые и амфибол-пироксеновые лозоватской свиты	1,8	1,1
	Гнейсы биотитовые и гранат-биотитовые корсакской свиты	1,9	1,2
	Гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-силиманитовые	3,4	—
Изофациальные (синогенные) гранитоиды	Мигматиты плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые	1,6	1,0
	Гранитоиды и граносиениты	5,2	1,7
<i>Северо-западные и центральные районы</i>			
Амфиболитовая	Гнейсы биотитовые Воыно-Подolini	2,8	1,5

Фация и субфация	Порода	Среднее содержание U, 10^{-4} %	Дисперсия
Амфиболитовая	Гнейсы биотитовые западного и восточного обрамления Корсунь-Новомиргородского плутона	3,1	1,55
	Гнейсы биотитовые Ингулецкой и Братской синклиналей	2,5	—
	Гнейсы биотитовые Западно-Ингулецкой полосы	3,8	1,8
Мигматиты амфиболитовой фации	Микроклин-плагиоклазовые мигматиты	4,4	3,3

фации — $1,0\text{--}2,0$ мкВт/м³. Подобные закономерности наблюдаются и на других щитах. На Алданском щите (Ермолаев, Жидков 1966) в породах гранулитовой фации метаморфизма генерация тепла не превышает 0,6, а в породах амфиболитовой фации равна в среднем $1,0$ мкВт/м³. Низкая генерация тепла (около $0,45$ мкВт/м³) характерна для осадочно-вулканогенных пород Балтийского щита (Аршавская и др., 1972).

Уменьшение содержания урана, тория и калия в высокометаморфизованных породах, а также выход на поверхность обедненных радиоактивными элементами пород в наиболее денудированных блоках щитов свидетельствуют об убывании интенсивности радиогенного тепловыделения с глубиной. Такой же вывод можно сделать на основе анализа геофизических данных о строении земной коры и при сопоставлении физических свойств горных пород и содержания в них радиоактивных элементов. В частности, данные по Украинскому щиту показывают, что с увеличением плотности пород количество выделяемого в них тепла уменьшается (рис. 15). Установленная зависимость, естественно, не может быть использована для однозначных количественных расчетов, тем не менее она отражает общую тенденцию в поведении радиоактивных элементов, несмотря на большой разброс точек, особенно в области низких плотностей. Количество выделяемого в породах тепла коррелируется также со скоростями сейсмических волн: при увеличении скоростей интенсивность тепловыделения уменьшается. Выявление подобных

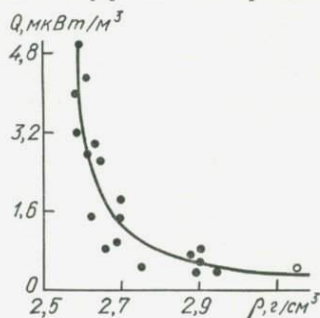


Рис. 15. Зависимость радиогенной теплогенерации от плотности пород. График построен по средним значениям плотности наиболее распространенных типов пород Украинского щита.

закономерностей может оказать существенную помощь при выборе модели распределения источников тепла в земной коре. При этом могут быть использованы как данные сейсмометрии, так и потенциальных полей Земли.

Сейсмометрия позволяет установить слоистость земной коры и ее вертикальную неоднородность. С глубиной скорость постепенно повышается, что свидетельствует об увеличении плотности и основности пород. Как известно, в некоторых районах удается выделить три слоя в земной коре — осадочный, «гранитный» и «базальтовый», на границах которых происходит скачкообразное увеличение скоростей сейсмических волн. Но такая расслоенность наблюдается не повсеместно. С большим основанием земную кору ниже осадочного слоя можно рассматривать как слабо градиентную среду.

Гравитационное поле отражает плотностную неоднородность земной коры. Особенно большие изменения плотности наблюдаются в верхних слоях земной коры до глубины 10—15 км. На Украинском щите они являются главными источниками гравитационных аномалий (Ахмедшина, Голидра, 1972; Гинтов, 1972; «Изучение тектоники докембрия», 1972; Голидра, Ахмедшина, 1973). Блоки с разной плотностью должны, очевидно, производить разное количество тепловой энергии и отличаться по величине теплового потока. На щитах такая закономерность в основном сохраняется. Положительным аномалиям силы тяжести, которые наблюдаются в пределах блоков земной коры, сложенных основными и высокометаморфизованными породами, в большинстве случаев соответствуют пониженные тепловые потоки. Отрицательным аномалиям в зонах развития гранитондов и слабометаморфизованных пород соответствуют повышенные тепловые потоки.

Весь комплекс геофизических и геохимических данных показывает, что в земной коре уменьшение интенсивности тепловыделения с глубиной должно происходить по линейному или экспоненциальному закону. Экспоненциальное уменьшение лучше согласуется с фактическими данными.

«Гранитный» слой состоит из нескольких слоев, сложенных породами разной степени метаморфизма. В верхней части он представлен породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, в нижней — метаморфическим и ультраметаморфическим комплексом, образующим гранулитовый слой. Благодаря разнонаправленным движениям отдельных блоков земной коры и их неравномерной эрозии на поверхности Земли в современную эпоху оказались породы разной степени метаморфизма и разного состава.

Глубинные горизонты земной коры («базальтовый» слой). В настоящее время нет единого мнения относительно химического состава «базальтового» слоя континентов. Одни исследователи (Гутенберг, 1963; Виноградов, 1964) считают, что он состоит из основных пород типа базальтов или габбро, другие (Белоусов, 1966, 1976; Лутц, 1974) — из высокомета-

морфизованных пород (преимущественно гранулитовой фации метаморфизма).

В породах основного состава (габбро, базальтах, норитах и др.) содержится урана $(0,4—1,8) \cdot 10^{-4}\%$, тория — $(1,5—5,0) \cdot 10^{-4}\%$. Среднее тепловыделение в основных породах Восточно-Европейской платформы плотностью $2,95 \text{ г/см}^3$, по данным А. Б. Ронова и А. А. Мигдасова (1970) об их радиоактивности, составляет около $0,6 \text{ мкВт/м}^3$. Относительно низкие содержания урана и тория характерны для основных пород (базальтов, андезито-базальтов), островных дуг (Леонова, Удальцева, 1970). Тепловыделение в них не превышает $0,5 \text{ мкВт/м}^3$. В глубокометаморфизованных породах — гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма — содержание урана изменяется от $0,3 \cdot 10^{-4}$ до $1,5 \cdot 10^{-4}\%$, тория — от $0,2 \times 10^{-4}$ до $2,0 \cdot 10^{-4}\%$ (Heier, Rogers, 1963; Акимов, Семенов, 1971; Берзина и др., 1971, и др.), а тепловыделение при плотности пород $2,95 \text{ г/см}^3$ — от $0,15$ до $0,4 \text{ мкВт/м}^3$. Таким образом, тепловыделение в «базальтовом» слое может изменяться примерно в два раза в зависимости от принятых предположений о его природе. Если он состоит из глубокометаморфизованных основных пород, то тепловыделение составляет $0,15—0,4$, если из пород типа габбро или базальтов, то $0,4—0,6 \text{ мкВт/м}^3$.

Верхняя мантия. Тепловыделение в породах верхней мантии можно определить приблизительно, исходя из существующих представлений о ее строении на основе геофизических материалов, а также данных о составе ксенолитов. В настоящее время существует мнение, что химический состав мантии под континентами и океанами различается (Виноградов, 1964; Белоусов, 1976). Предполагается, что верхняя мантия континентов сложена породами ультраосновного состава — перидотитами, дунитами. С учетом колебания содержания радиоактивных элементов в этих породах тепловыделение составит $0,004—0,01 \text{ мкВт/м}^3$. Однако во многих ультраосновных породах обнаружены более высокие концентрации радиоактивных элементов (Берзина и др., 1971). Генерация тепла в ксенолитах ультрабазитов достигает $0,1 \text{ мкВт/м}^3$, хотя в этом случае необходимо учитывать возможное загрязнение за счет земной коры. Если принять пиролитовый состав мантии (Грин, Рингвуд, 1968), то тепловыделение составит $0,05—0,1 \text{ мкВт/м}^3$. Очевидно, это максимально возможная теплогенерация в породах верхней мантии.

Радиогенная теплогенерация и величина теплового потока

Значительные изменения интенсивности радиогенного тепловыделения в верхних слоях земной коры должны оказывать заметное влияние на величину теплового потока. Для многих районов земного шара экспериментально установлены линейные зависимости между величинами теплового потока и генерацией тепла в поверх-

ностных породах, которые записываются в следующем виде (Hydman et al., 1968; Roy et al., 1968; Jaeger, 1970; Čermak, Jessop, 1971, и др.):

$$q = q^* + A(0) D, \quad (\text{III.2})$$

где q — наблюдаемый тепловой поток; q^* — тепловой поток, поступающий ниже некоторой глубины z ; $A(0)$ — генерация радиогенного тепла в поверхностных породах; D — постоянная величина. Она характеризует толщину слоя, ограниченного поверхностью земли и глубиной z . На рис. 16 приводится подобная зависимость,

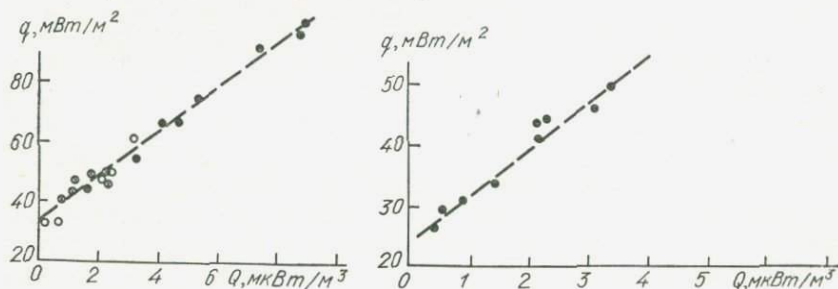


Рис. 16. Данные о тепловых потоках и генерации тепла для плутонов Новой Англии, Австралийского и Канадского щитов, по Д. Склерету (Sclater, 1972).

Рис. 17. Зависимость величины теплового потока от генерации радиогенного тепла в поверхностных породах центральной части Украинского щита.

построенная Д. Склеретом (1972), для плутонов Австралийского и Канадского щитов. Для стабильного района восточной части США аналогичная зависимость выражается уравнением (Roy et al., 1968)

$$q = 33 + 7,5A(0). \quad (\text{III.3})$$

Для Верхней провинции Канадского щита, сложенной магматическими и метаморфическими породами, В. Чермак и Д. Джессоп (1971) получили следующую зависимость:

$$q = 26 + 13,5A(0). \quad (\text{III.4})$$

Автор сопоставил тепловой поток с величиной теплогенерации в центральной части Украинского щита (рис. 17). Сопоставлялись средние величины теплового потока и тепловыделения в пределах отдельных блоков со сходным геологическим строением и развитием, а также отдельных тел типа плутонов, массивов изверженных пород и пр. Как видно из рис. 17, величина теплового потока связана с генерацией тепла в поверхностных породах по закону, близкому к линейному

$$q = 25 + 7,7A(0). \quad (\text{III.5})$$

Однако в некоторых районах эта зависимость нарушается. Например, на Уманском массиве гранитов с высокой интенсивностью тепловыделения наблюдаются очень низкие тепловые потоки. Это

несоответствие между теплогенерацией и величиной теплового потока объясняется малой мощностью гранитов, залегающих на более древних породах с низким содержанием урана, тория, калия. Аналогичные результаты были получены в Гренландии (Sass et al., 1972). В этом районе в гнейсах тепловыделение составляет $(2,3 \pm 0,6)$ мкВт/м³ и тепловой поток — 42 ± 4 мВт/м², в интрузивных породах тепловыделение достигает 8,5 мкВт/м³, а тепловой поток равен 38 ± 4 мВт/м². Эта особенность в распределении потоков объясняется тем, что мощность слоя с высокой концентрацией радиоактивных элементов составляет менее 1 км.

Таким образом, анализ фактического материала показывает, что величина теплового потока в пределах древних стабильных участков определяется в основном содержанием радиоактивных элементов в самом верхнем слое земной коры, мощность которого не превышает 10—15 км. Распределение радиоактивных элементов в этом слое может быть произвольным. От этого характер линейной зависимости теплового потока от генерации тепла не нарушается (Lachenfruch, 1971).

Линейная зависимость между величиной теплового потока и тепловыделением вытекает из решения стационарного уравнения теплопроводности, которое, как показано А. Н. Тихоновым (1937), описывает распределение температур в слоистой земной коре. Если тепло выделяется в слое мощностью h , то тепловой поток определится соотношением

$$q = \lambda(z, T) \frac{dT}{dz} = - \int_0^h A(z) dz. \quad (\text{III.6})$$

Предположим, что тепло выделяется в двух слоях земной коры мощностью соответственно h_1 и h_2 с тепловыделением A_1 и A_2 и в слое верхней мантии мощностью h_3 с тепловыделением A_3 . Тогда величина теплового потока на поверхности

$$q(0) = (A_1 h_1 + A_2 h_2 + A_3 h_3). \quad (\text{III.7})$$

Если теперь исходить из представления, что нижние слои относительно однородны и характеризуются постоянным тепловыделением, то

$$q(0) = A_1 h_1 + q(h_1), \quad (\text{III.8})$$

где $q(h_1)$ — тепловой поток на глубине h_1 .

Допустим, что величина A_1 не постоянна, а изменяется с глубиной. Тогда

$$A_1 = \frac{1}{h_1} \int_0^{h_1} A(z) dz. \quad (\text{III.9})$$

Можно выбрать различные законы изменения $A(z)$. Рассмотрим ступенчатое, линейное и экспоненциальное распределение источников тепла. В первом случае, очевидно,

$$A_1 = A(0), \quad (\text{III.10})$$

где $A(0)$ — тепловыделение на поверхности. При линейном распределении источников

$$A_1 = \frac{1}{h_1} \int_0^{h_1} A(0) \left(1 - \frac{z}{h_1}\right) dz = \frac{1}{2} A(0). \quad (\text{III.11})$$

Если источники убывают по экспоненциальному закону,

$$A_1 = \frac{1}{h_1} \int_0^{h_1} A(0) e^{-\frac{z}{h}} dz = A(0)(1 - e^{-1}). \quad (\text{III.12})$$

Таким образом, независимо от распределения источников тепла получается линейная зависимость величины теплового потока от поверхностной теплогенерации $A(0)$. В общем случае поток на поверхности определяется соотношением

$$q = q^* + A_1 h_1. \quad (\text{III.8'})$$

Из приведенной линейной зависимости следует, что в древних блоках земной коры основные изменения теплового потока связаны с неравномерным распределением радиогенных источников тепла в самом верхнем слое земной коры мощностью 8—15 км. Величина теплового потока на нижней границе этого активного слоя постоянна для крупных тектонических элементов и составляет на счетах 25—35 мВт/м². В более глубоких горизонтах интенсивность тепловыделения уменьшается, источники тепла распределены более равномерно, а различные неоднородности как строения, так и состава пород на этих глубинах слабо влияют на величину теплового потока.

При геотермических построениях всегда возникает необходимость в данных об изменении тепловых потоков по глубине и особенно о величинах тепловых потоков, генерируемых в земной коре и верхней мантии. Для этого в первую очередь необходимо иметь сведения о распределении источников тепла в земной коре. Такие сведения существуют только о самых верхних горизонтах земной коры. Величину тепловыделения на глубинах, недоступных непосредственному изучению, можно получить лишь расчетным путем на основе осредненных характеристик пород с учетом данных геологии, геофизики и геохимии. Естественно, что построенная таким образом модель не может однозначно охарактеризовать распределение источников тепла. Теоретически таких моделей можно построить бесчисленное множество. Очевидно, наиболее приемлемой методикой расчета следует признать рассмотрение нескольких моделей, в которых должны быть отражены различные варианты уменьшения радиоактивности с глубиной в зависимости от принятых предположений о природе границ и слоев в земной коре.

Относительно простую двуслойную модель распределения источников тепла в земной коре можно построить на основе линейной зависимости между величиной теплового потока и генерацией тепла в поверхностных породах (см. рис. 20, б). Из этой зависимости следует, что верхний слой мощностью 8—13 км неоднороден. Генера-

ция тепла в нем выбирается в соответствии с фактическим распределением радиоактивных элементов в поверхностных породах. В нижнем слое тепловыделение принимается постоянным с интенсивностью $0,3-0,4$ мкВт/м³. Верхнее значение теплогенерации соответствует метаморфизованным архейским образованиям, выходящим на поверхность в ядрах наиболее денудированных блоков щитов, нижнее — высокометаморфизованным основным породам. Определенную роль здесь могут играть эклогитоподобные и ультраосновные породы. При таком распределении источников тепла в земной коре генерируется около половины наблюдаемой величины теплового потока. Вклад мантии в общую величину теплового потока составляет $14-20$ мВт/м². Эта величина обеспечивает в верхней мантии градиент температуры $4-6^\circ\text{C}/\text{км}$ при теплопроводности пород $3-4$ Вт/мК. Полученные значения градиентов подтверждаются независимыми определениями градиентов и температур для верхней части континентальной мантии (Magnitsky, 1970; Maj, 1975).

Рассмотренная модель основывается только на результатах изучения тепловых потоков и данных о содержании радиоактивных элементов в поверхностных породах. В ней не учтены особенности геологического строения и структура земной коры. Проанализируем более детально две модели распределения источников тепла, в которых использованы результаты геофизических и геохимических исследований.

Первая модель, которая наиболее часто используется в настоящее время при геотермических расчетах, основывается на данных сейсмометрии о делении земной коры на осадочный, «гранитный» и «базальтовый» слои, в которых сохраняется относительно постоянная интенсивность радиогенного тепловыделения. В осадочном слое генерация тепла задается обычно в соответствии с фактическими данными о содержании радиоактивных элементов, а если таких сведений нет, то принимается среднее тепловыделение в осадках. Генерация тепла в «гранитном» слое рассчитывается исходя из предположения, что он состоит из кислых пород, но с учетом данных о радиоактивности пород, слагающих каждый конкретный район. Поскольку содержание радиоактивных элементов в кислых породах существенно изменяется, то и величину тепловыделения разные авторы принимают различной. При оценке интенсивности тепловыделения в «базальтовом» слое предполагается, что он сложен породами основного состава. Средняя величина теплогенерации в этих породах составляет $0,5$ мкВт/м³.

При расчетах температур и тепловых потоков на Украинском щите и некоторых других районах нами использовалась модель распределения источников тепла, в которой учитываются полученные в последние годы новые данные о строении и составе земной коры. Она отражает слоистое строение земной коры (рис. 18, а), наличие в ней относительно тонких слоев с различными физическими характеристиками и тепловыделением, общую тенденцию

к уменьшению средней величины теплогенерации с глубиной по экспоненциальному закону (рис. 18, б). Слоистое строение земной коры обусловлено постепенным увеличением степени метаморфизма с глубиной. Ниже слоя осадков последовательно залегают образования зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, гранулитовой фаций метаморфизма с включениями интрузий магматических пород. В основании земной коры предполагается существование

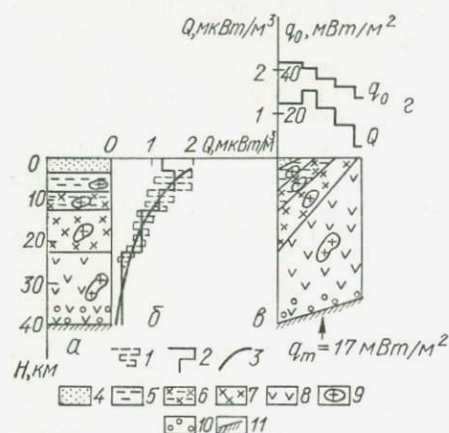


Рис. 18. Модели строения земной коры и распределения в ней радиогенных источников тепла:

a и b — соответственно слоистое строение земной коры и разные варианты изменения интенсивности тепловыделения в ней; a — блоковое строение земной коры и b — соответствующее ему изменение тепловых потоков и интенсивности тепловыделения в приповерхностном слое; 1 — наиболее вероятное изменение тепловыделения с глубиной в неоднородной земной коре; 2, 3 — соответственно послойное и экспоненциальное уменьшение тепловыделения с глубиной; 4 — осадочный слой; 5 — 8 — слои земной коры, сложенные породами (сверху вниз): зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма; 9 — интрузии; 10 — эклогитизированные и ультраосновные породы; 11 — граница земной коры; q_m — тепловой поток из мантии.

нижней, гранулитовой фации — соответственно 0,4—0,6 и 0,3—0,2, для эклогитов — 0,1—0,2.

Описанные модели распределения источников тепла в земной коре отражают лишь общий принцип расчета теплогенерации в земной коре. Реальные модели для каждого конкретного региона строятся с учетом всех геолого-геофизических материалов и фактических данных о концентрации радиоактивных элементов (рис. 19). В качестве примера на рис. 20 приводится распределение источников тепла и тепловых потоков для некоторых участков VIII профиля ГСЗ (рис. 33), пересекающего Украинский щит с запада на восток

эклогитизированных и ультраосновных пород. В связи с интенсивными тектоническими процессами и разнонаправленными перемещениями отдельных блоков все эти породы могут находиться на современном эрозионном срезе (рис. 18, в). В результате в верхней части разреза земной коры радиоактивные элементы распределяются очень неравномерно, значительно изменяется интенсивность тепловыделения и соответственно теплового потока (рис. 18, з). С глубиной эти различия уменьшаются и начиная с некоторой глубины при геотермических расчетах можно использовать средние значения теплогенерации в отдельных интервалах.

На основе обобщения большого фактического материала можно принять следующие средние значения теплогенерации в породах разной степени метаморфизма (в мВт/м^3): амфиболитовой — 1,0—1,2 в верхней части и 0,4—0,6 в

от г. Голованевска до г. Таганрога. Тепловые потоки вдоль профиля изменяются от 25 до 50 мВт/м², а генерация тепла в поверхностных породах — от 0,62 до 3,85 мкВт/м³. Низкая генерация тепла отмечается в районе Голованевского блока, сложенного преимущественно высокометаморфизованными породами, высокая — в гранитах Кировоградского блока и щелочных породах Октябрьского массива. Между величиной теплового потока и интенсивностью тепловыделения в пределах профиля существует линейная зависимость

$$q = 25,0 + 8,0Q_{\text{п}}$$

Из этой зависимости следует, что основные возмущения теплового потока вдоль профиля обусловлены неравномерным выделением тепла в приповерхностном слое мощностью 8 км, если генерация тепла в этом слое постоянна, и 16 км, если генерация тепла линейно уменьшается с глубиной. Для более обоснованного выбора мощности этого слоя необходимо привлечь данные сейсмометрии, в соответствии с которыми в интервале глубин 10—20 км выделяется довольно четкая сейсмическая граница. Очевидно, ее можно принять за нижнюю границу активного слоя. Для того чтобы эту переменную мощность активного слоя согласовать с линейной зависимостью величины теплового потока от генерации тепла в приповерхностных породах, нужно предположить, что интенсивность тепловыделения убывает с глубиной. Поэтому этот слой на основании геолого-геофизических материалов разбит на два слоя. В верхнем слое мощностью 0—6 км принята постоянная генерация тепла, вычисленная на основе фактических данных о содержании радиоактивных элементов в поверхностных породах, представленных гранитами, мигматитами и метаморфическими образованиями зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Нижний слой сложен преимущественно породами амфиболитовой фации метаморфизма и для него принято постепенное уменьшение теплогенерации с глубиной от 1,0—1,5 до 0,5—0,6 мкВт/м³. В некоторых блоках породы этого слоя выходят непосредственно на поверхность (участок 2).

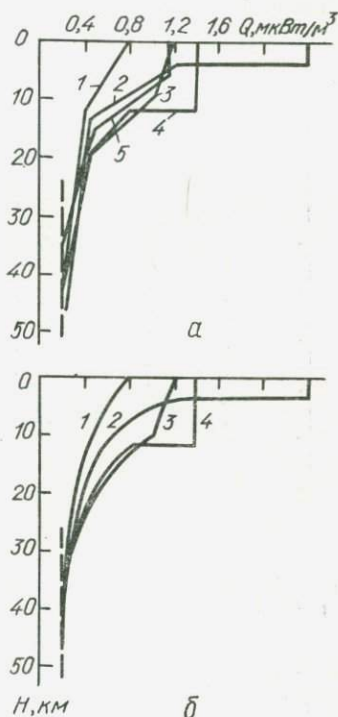


Рис. 19. Линейное (а) и экспоненциальное (б) уменьшение интенсивности тепловыделения с глубиной для некоторых тектонических зон юго-запада СССР: 1 — Побужье; 2 — Кировоградский блок; 3 — Донбасс; 4 — Индольский прогиб; 5 — Днепровско-Донецкая впадина.

Ниже активного слоя принимается относительно равномерное распределение источников тепла, интенсивность которых убывает с глубиной от 0,5—0,6 в кровле слоя до 0,2 мкВт/м³ в основании земной коры. Этот слой сложен преимущественно основными породами гранулитовой фации метаморфизма. Вычисленная на основании приведенных данных величина теплового потока из мантии составляет 14—17 мВт/м². Если принять для расчетов первую модель

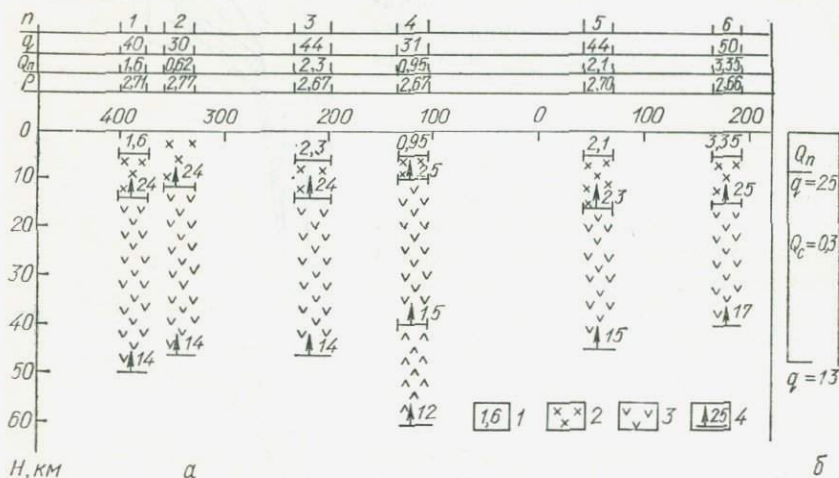


Рис. 20. Выделение радиогенного тепла в земной коре для некоторых участков профиля Таганрог — Голованевск (а) и обобщенная двуслойная модель распределения источников тепла в земной коре (б):

n — номера участков; q — средняя величина теплового потока (мВт/м²) на участке; Q и ρ — генерация радиогенного тепла (мкВт/м³) и средняя плотность (г/см³) поверхностных пород; I — средняя интенсивность тепловыделения в приповерхностном активном слое; 2, 3 — слои земной коры, в которых Q уменьшается с глубиной соответственно от 1,0 до 0,5 и от 0,5 до 0,21 мкВт/м³; 4 — тепловой поток, проходящий через границу земной коры.

распределения источников тепла в земной коре, в которой выделяются «гранитный» и «базальтовый» слои с постоянным тепловыделением, то средняя величина теплового потока из мантии для рассмотренного профиля составляет 7 мВт/м². При таких тепловых потоках в верхах мантии обеспечивается градиент температуры соответственно 4—6 и 2—2,5° С/км.

Описанные модели использовались для вычисления радиогенного теплового потока и температур во многих районах с различным геологическим строением (рис. 21, табл. 10).

В земной коре в юго-западной части Восточно-Европейской платформы уверенно выделяются три сейсмические границы (см. рис. 35). Верхняя граница соответствует кровле кристаллического фундамента и залегает на глубинах от первых сотен метров до 3—6 км. Вторая граница прослеживается внутри «гранитного» слоя на глубине 8—12 км. Третья граница залегает на глубинах 20—25 км и разделяет

ет «гранитный» и «базальтовый» слой. Мощность земной коры составляет 40—42 км. При расчетах теплогенерации по первой модели удельное выделение тепла в осадочном слое принималось равным 1,2, в «гранитном» слое — 1,4 мкВт/м³, что соответствует среднему содержанию радиоактивных элементов в поверхностных породах юго-западной части Украинского щита, в «базальтовом» слое — 0,5 мкВт/м³. В этом случае тепловой поток из мантии q_m равен 5,5,

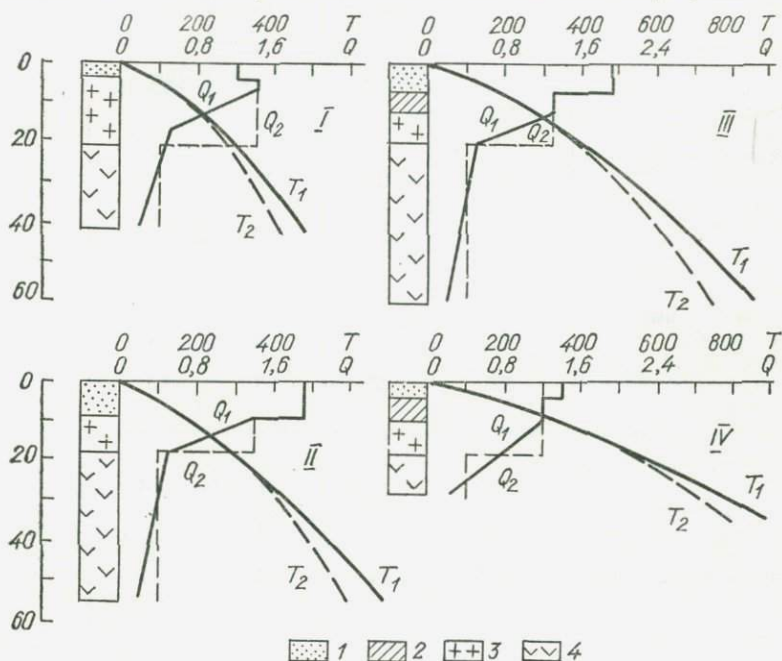


Рис. 21. Распределение источников тепла и температур в земной коре юго-западного склона Восточно-Европейской платформы (I), Предкарпатского прогиба (II), Складчатых Карпат (III) и Закарпатского прогиба (IV): Q_1 и Q_2 — непрерывное и послойное уменьшение интенсивности тепловыделения с глубиной; T_1 и T_2 — соответствующие им распределения температур; 1 — осадки; 2 — метаморфизованные осадки; 3 — гранито-гнейсовый и 4 — гранулитовый слой земной коры.

вклад земной коры q_k — 36,5 мВт/м². При расчетах по второй модели удельное тепловыделение в осадочном слое и верхней части «гранитного» слоя до сейсмической границы на глубинах 8—12 км принималось таким же, как и в первой модели. Ниже генерация тепла постепенно убывает с глубиной и становится равной 0,5 мкВт/м³ на границе между «гранитным» и «базальтовым» слоями и 0,21 мкВт/м³ в основании земной коры. Тепловой поток из мантии при таком распределении источников тепла $q_m = 15$, из земной коры $q_k = 27$ мВт/м².

В Предкарпатском прогибе (см. рис. 35) увеличивается мощность земной коры, а также мощность осадков и удельное тепловыделение

Таблица 10

Тепловой поток, генерируемый в земной коре и поступающий из мантии
в разных районах юго-западной части СССР, мВт/м²

Район	Средняя величина теплового потока	Коровый тепловой поток		Мантийный тепловой поток	
		Модель I	Модель II	Модель I	Модель II
Докембрийская платформа и Украинский щит					
Криворожско-Кременчугская зона	31	25	17	6,0	14
Орехово-Павлоградская зона	44	38	27	6,0	17
Одесско-Белоцерковская зона	31	27	16	4,0	15
Кировоградский блок	42	32	23	10	17
Днепро-Донецкий прогиб	44	34	25	10	19
Львовский палеозойский прогиб	42	33	25	9	17
юго-западная часть прогиба	55	38	25	17	30
Геосинклинальное обрамление древней платформы					
Предкарпатский прогиб	46 *	40	31	6	15
Складчатые Карпаты	75	45	30	30	45
Закарпатский прогиб	90	29	24	61	66
Скифская плита	60	33	27	27	27
Впадина Черного моря	56 *	19	16	27	40

* Значения, исправленные на осадконакопление.

в них. Расчеты дают следующие значения радиогенного теплового потока (в мВт/м²): $q_{\kappa_1} = 42-45$; $q_{\kappa_2} = 30-31$; $q_{m_1} = 4,0$; $q_{m_2} = 15$. В северной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба (район Рудки — Кохановка), где тепловые потоки увеличиваются до $65-70$ мВт/м², $q_{m_1} = 16-20$ и $q_{m_2} = 25-30$ мВт/м².

Результаты расчетов радиогенного теплового потока в разных тектонических зонах (см. табл. 10) показывают, что земная кора производит неодинаковое количество радиогенного тепла. Мантийная составляющая теплового потока в стабильных районах Восточно-Европейской платформы сохраняет довольно устойчивые значения — $15-17$ мВт/м². В геосинклинальных зонах мантийный тепловой поток увеличивается до $25-40$ мВт/м² и более, что указывает на дополнительный приток энергии из недр.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

Влияние геологического строения и тектоники на распределение тепловых потоков

Древние платформы. Докембрийским платформам соответствуют низкие и довольно устойчивые значения тепловых потоков. Отклонения от среднего, составляющего 45 мВт/м^2 , редко превышают 20—30%. Аномалии теплового поля возникают в основном в результате тектонической перестройки земной коры, нарушающей распределение радиогенных источников тепла и условия переноса тепловой энергии.

В строении фундамента древних платформ и докембрийских щитов важную роль играют протяженные трог, образовавшиеся в среднем и позднем протерозое при раздроблении архейских блоков земной коры. Эти трог заполнялись осадками и продуктами вулканизма преимущественно основного состава. В результате образовались мощные толщи обедненных радиоактивными элементами метаморфических пород. В тепловом поле подобные прогибы выделяются низкими значениями тепловых потоков ($29\text{—}33 \text{ мВт/м}^2$). К таким зонам относятся Печенгская мульда на Балтийском щите, Криворожско-Кременчугский прогиб на Украинском щите, зона Карусейсин на Канадском щите и др.

Низкие тепловые потоки ($21\text{—}33 \text{ мВт/м}^2$) соответствуют также зонам широкого распространения архейских пород с незначительной радиоактивностью. Эти зоны, очевидно, следует рассматривать как приподнятые блоки земной коры, в которых обогащенный радиоактивными элементами слой («гранитный») был денудирован. В результате на поверхности оказались породы гранулитовой фации метаморфизма. Такие условия наблюдаются, например, на территории Украинского щита в Приднпровье и Побужье. Аналогичные зоны выделяются на Канадском и Индийском щитах.

Иной характер имеет тепловое поле в зонах гранитизации, ультраметаморфизма и кислого магматизма. Как правило, в этих зонах наблюдаются повышенные значения теплового потока, составляющие $38\text{—}50 \text{ мВт/м}^2$.

На древних платформах выделяются зоны тектоно-магматической активизации разного возраста. Они связаны с глубинными разломами и представлены авлакогенами, валами, дислокациями, впадинами и пр. В большинстве случаев они характеризуются нормаль-

ными величинами тепловых потоков. В некоторых ограниченных участках отмечаются повышенные тепловые потоки.

Максимальная активность на древних платформах проявилась в авлакогенах. По строению и развитию авлакогены близки к геосинклинальным прогибам (Муратов, Хаин, 1968). Общими признаками являются линейность, ограниченность глубинными разломами, утонение в центральной части земной коры, темп накопления и мощность осадков, вулканизм, складчатость. Однако существуют и отличительные черты: простое внутреннее строение, платформенный тип эффузивного вулканизма, отсутствие типичных геосинклинальных формаций, гранитных батолитов, надвигов и шарьяжей.

В настоящее время большинство авлакогенов древнего заложения характеризуется нормальными тепловыми потоками. В Пачелмском и Днепровско-Донецком прогибах (за исключением складчатого Донбасса) они фактически не отличаются от средней величины теплового потока для всей Восточно-Европейской платформы.

Иное распределение тепловых потоков присуще молодым структурам подобного типа на подвижных платформах (Индийской, Южно-Африканской). К таким новообразованным структурам можно отнести, например, грабенообразный прогиб Годавари на Индийском щите. Прогиб ограничен глубинными разломами. Он сформировался в третичное время и выполнен осадками от эоцена до современных. Тепловые потоки здесь изменяются от 42 до 92 мВт/м² (Gupta, Rao, 1971). Высокие тепловые потоки не образуют сплошной аномальной зоны, а проявляются отдельными аномалиями, приуроченными к областям гидротермальной деятельности или глубинным интрузиям. Связь аномалий теплового потока с интрузиями подтверждается совпадением их с положительными аномалиями силы тяжести.

Процессы активизации платформ всегда сопровождалась интенсивной магматической деятельностью. На территории Восточно-Европейской платформы усиление магматической деятельности происходило неоднократно начиная с рифея. Наиболее молодые вулканические образования относятся к мезозою. Рифейские магматические породы встречены на западном и юго-западном склонах платформы. В палеозое магматическая деятельность охватила Подольскую плиту, Балтийский щит, Днепровско-Донецкую впадину и другие области. Возраст диабазов некоторых солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины составляет 520—610 млн. лет. Возраст эффузивов из Черниговской скважины 326—422 млн. лет, а вулканических образований зоны сочленения Украинского щита с Донбассом — 292—318 млн. лет (Бернадская, 1961). Продукты вулканизма относятся к щелочно-основной и щелочно-базальтовой формациям, характерным для консолидированных платформ (Гоньшакова и др., 1966).

Во всех перечисленных областях повышенной магматической активности в палеозое наблюдаются нормальные тепловые потоки. Некоторое повышение потоков (50—56 мВт/м²) соответствует щелочным массивам Украинского и Балтийского щитов, меднорудным

поясам Индийского щита и другим районам. Увеличение тепловых потоков в таких зонах может вызываться двумя причинами: во-первых, возможен дополнительный приток энергии из недр благодаря повышенной проницаемости земной коры в этих зонах; во-вторых, для таких зон характерна более высокая теплогенерация в земной коре вследствие повышенной концентрации радиоактивных элементов в магматических телах. Многие исследователи (Hydman et al., 1968; Roy et al., 1968; Gupta, Rao, 1971, и др.) при объяснении аномалий в таких зонах отдают предпочтение второй причине, но в некоторых раздробленных зонах преобладают основные и ультраосновные магматические породы с низким содержанием радиоактивных элементов, поэтому повышение тепловых потоков достаточно обоснованно можно увязывать с более поздней активизацией и выносом тепла из недр (Кутас, Смирнов, 1974). Очевидно, роль того или другого фактора должна определяться в каждом конкретном случае. Если достаточно протяженная зона, тяготеющая к региональному глубинному разлому, сохраняла свою тектоническую и магматическую активность вплоть до мезозоя или кайнозоя, то в ее пределах, естественно, должно наблюдаться и повышение температур и тепловых потоков. Это не исключает, конечно, дополнительное тепловыделение вследствие повышенной радиоактивности пород.

Очевидно, сложный характер имеет тепловое поле в зонах проявления траппового магматизма. Однако в настоящее время эти зоны исследованы еще недостаточно детально. Имеющиеся одиночные замеры показывают, что древние траппы отличаются низкими тепловыми потоками (траппы Волыни и др.). В зонах относительно молодого траппового вулканизма потоки изменяются от 42 до 70 мВт/м². В декканских траппах Индийского щита, образовавшихся в конце мела — начале эоцена, тепловые потоки составляют 46—60 мВт/м² (Gupta, Rao, 1971). Более высокие потоки тяготеют к глубинным разломам и грабенообразным прогибам.

С активными тектоническими движениями на платформенном этапе развития связано формирование дислокаций, нарушающих характер теплового поля. Образование сводовых поднятий, флексур, раздробленных зон приводит к перераспределению теплового потока и существенным его изменениям. Так, в зоне Доно-Медведицких дислокаций тепловые потоки составляют 50—65 мВт/м².

Области молодой активизации. В тектонически активных зонах преобладают высокие тепловые потоки. Наиболее сложный характер имеет тепловое поле в альпийском геосинклинальном поясе. В областях герцинской и альпийской складчатости высокими значениями теплового потока характеризуются эвгеосинклинальные зоны, в которых проявился основной и кислый магматизм. Некоторое понижение тепловых потоков соответствует миогеосинклиналям. Почти во всех геосинклинальных областях потоки уменьшаются в сторону краевых прогибов, которые отличаются в основном низкими тепловыми потоками. Исключение составляют те части

краевых прогибов, которые сформировались на геосинклинальном основании. Более детальный анализ теплового поля краевых прогибов показывает, что тепловые потоки в них, как правило, по величине приближаются к тепловым потокам тех разновозрастных зон, на основании которых они образовались, но в целом несколько занижены, что объясняется отложением мощного слоя осадочных пород с низкой теплопроводностью. Так, Предальпийский, западная часть Предкарпатского, Восточно-Кубанский прогибы, сформировавшиеся на эпигерцинской платформе, отличаются повышенными значениями потока, а восточная часть Предкарпатского прогиба, частично Индольский и Западно-Кубанский прогибы, в основании которых лежат древние блоки,— пониженными. Только во внутренних зонах этих прогибов, представляющих погруженные части геосинклинали, потоки повышаются.

Низкие тепловые потоки характерны для большинства межгорных впадин, хотя в некоторых из них наблюдаются очень высокие тепловые потоки. Так, низкие потоки отмечаются в Рионской, Куринской, Араксинской, Трансильванской впадинах, высокие — в Большой и Малой Венгерской впадинах, в Закарпатском прогибе. Очевидно, различия в характере теплового поля межгорных впадин возникают в процессе их формирования. Если впадины образуются на геосинклинальном основании, в них сохраняются и высокие тепловые потоки, свойственные этой геосинклинали. При наложении впадины на более древнее основание срединного массива тепловые потоки могут быть, по-видимому, и высокие, и низкие, что зависит от того, какую роль играет срединный массив в геосинклинальном процессе.

В областях герцинской и альпийской складчатости выявлены многочисленные массивы ранней консолидации. Они, очевидно, являются останцами той древней коры, на которой заложилась более поздние геосинклинальные прогибы. Некоторые из них были втянуты в геосинклинальный процесс и образовали ядра мегантиклинорий, другие — разделяли отдельные трог и после их инверсии испытали погружение. На их месте сформировались межгорные впадины, заполненные молассаами. Тепловые потоки в таких массивах древней консолидации могут быть самые различные. В массивах небольших размеров наблюдаются такие же потоки, как и во всей геосинклинальной области. Тепловое поле более крупных массивов, разделяющих отдельные трог, зависит от степени их тектонической активности. Массивы, втянутые в геосинклинальный процесс, характеризуются высокими тепловыми потоками (Лабинно-Малкинский массив и древнее ядро Большого Кавказа, массивы Альп), а межгорные массивы, не затронутые тектоническими и магматическими процессами, отличаются низкими тепловыми потоками (например, Среднегерманское поднятие внутри герцинид Средней Европы, Дзирульский массив и др.). Тепловое поле срединных массивов зависит от их активности. Высокие тепловые потоки наблюдаются в активных массивах, отличающихся интенсивной магмати-

ческой деятельностью, раздробленностью и переработкой земной коры; низкие — в пассивных массивах со слабым проявлением магматизма. Первые в основном являются центральной частью геосинклинальной системы с центробежной симметрией, вторые — с центростремительной.

Высокими тепловыми потоками характеризуются зоны молодой тектонической активизации и вулканизма. К ним, например, можно отнести Гессенский, Нижне- и Верхнерейнский грабены, крупные тектонические нарушения и проявления вулканизма в Чешско-Силезской области, на Кавказе и др. Эти активизированные зоны в основном контролируются глубинными разломами или системами таких разломов. Очевидно, многие активные разломы играют важную роль в выносе тепла из недр. К ним приурочены узкие вытянутые аномалии тепловых потоков. Такие аномалии наблюдаются в зонах Иссык-Кульского, Транскавказского, Ялтинско-Анкарского и других разломов. Особенно высокие потоки прослеживаются при пересечении крупных тектонических нарушений (например, аномалии в зонах пересечения Гессенского, Верхне- и Нижнерейнского грабенов, Транскавказского и Тырнаузского разломов). С неотектонической активизацией связаны аномалии Южно-Германской впадины, Чешского кристаллического массива, Ставропольского свода и Невинномысского вала. Однако в тепловом поле проявляются лишь отдельные активные разломы. Они в основном связаны с растяжением земной коры и к ним, как правило, приурочены проявления вулканизма. Большинство же разломов не отражаются в тепловом поле, хотя многие из них сохраняли свою активность и в неоген-четвертичное время. К таким разломам можно отнести глубинные краевые разломы, отделяющие области устойчивых платформ от краевых прогибов, а также последние от геосинклинали.

Большой интерес представляет изучение теплового поля областей эпиплатформенного орогенеза. Однако в настоящее время они исследованы в геотермическом отношении очень слабо, что не позволяет делать однозначные выводы. В основном преобладают низкие и средние тепловые потоки. Низкие тепловые потоки получены в Алтае-Саянской области. В Горном Крыму потоки составляют 50—56, на Тянь-Шане — 50—70, на плато Коллорадо — 50—63 мВт/м². Более высокие потоки приурочены к зонам гидротермальной активности и вулканизма. Следует отметить, что области эпиплатформенного орогенеза, как правило, не отличаются по величине теплового потока от разновозрастных платформ. Так, Тянь-Шань и Туранская плита характеризуются фактически одинаковыми средними значениями потока.

Таким образом, анализ региональных особенностей теплового поля показывает, что тектонический фактор существенно влияет на распределение тепловых потоков. Это выражается в соответствии тектонической и геотермической зональности, а также в увеличении тепловых потоков при усилении тектоно-магматической активности.

Влияние тектонических процессов на тепловое поле проявляется двояко. С одной стороны, с усилением тектонической активности изменяется структура земной коры и ее строение, что приводит к перераспределению источников тепла и нарушению условий теплопереноса. В результате изменяется распределение температур и тепловых потоков в земной коре, образуются зоны повышенных и пониженных тепловых потоков. С другой стороны, в период тектонической активности из недр поступает дополнительная тепловая энергия. Она в основном выносится с продуктами дифференциации

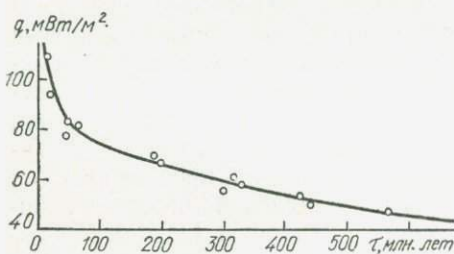


Рис. 22. Зависимость теплового потока от возраста структур, построенная по средним величинам потоков в юго-западной части СССР.

мантии и приводит к общему повышению температур и тепловых потоков в земной коре.

Наиболее четко повышение тепловых потоков фиксируется в следующих тектонических элементах: в областях молодой геосинклинальной складчатости; в срединных и внутренних массивах древней консолидации, в которых произошли значительные растяжения земной коры, ее переработка и утонение, сопрово-

ждавшиеся интенсивным магматизмом; в рифтовых впадинах; в региональных зонах дробления и проявления основного и кислого магматизма.

Во всех перечисленных тектонических элементах отмечаются повышенные тепловые потоки, но они отличаются характером поля. С геосинклиналями совпадают региональные аномалии с относительно устойчивыми значениями теплового потока. В рифтовых зонах высокие тепловые потоки образуют узкие протяженные аномалии. Современные вулканические пояса выделяются отдельными аномалиями, которые совпадают с вулканами или зонами проявления гидротермальной активности.

Влияние тектонической активности на величину теплового потока подтверждается не только увеличением потока в зонах неотектонической активизации. Анализ большого фактического материала, полученного по геосинклинальным областям разного возраста, показывает, что величина теплового потока уменьшается при увеличении возраста складчатости (Поляк, Смирнов, 1968; Смирнов, 1968; Любимова, 1968; Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас, 1972). Эта закономерность подтверждается фактическим материалом, полученным в геосинклинальном поясе, обрамляющем Восточно-Европейскую платформу (рис. 22), а также данными по другим континентам (рис. 23). Следует отметить, что в отдельных тектонических циклах тепловые потоки довольно значительно изменяются, но в целом зависимость не нарушается. Эти колебания, очевидно, связаны с ошибками при оценке исходных величин. Во-первых, усредняется возраст

структур, хотя известно, что процесс складкообразования происходит многофазно в течение длительного времени, постепенно смещаясь от внутренних зон к периферии геосинклинали. Во-вторых, используются наблюдаемые значения тепловых потоков, которые могут быть искажены в результате влияния различных факторов. В-третьих, не учитываются вариации тепловых потоков, связанные с неравномерным распределением радиоактивных элементов. Учесть

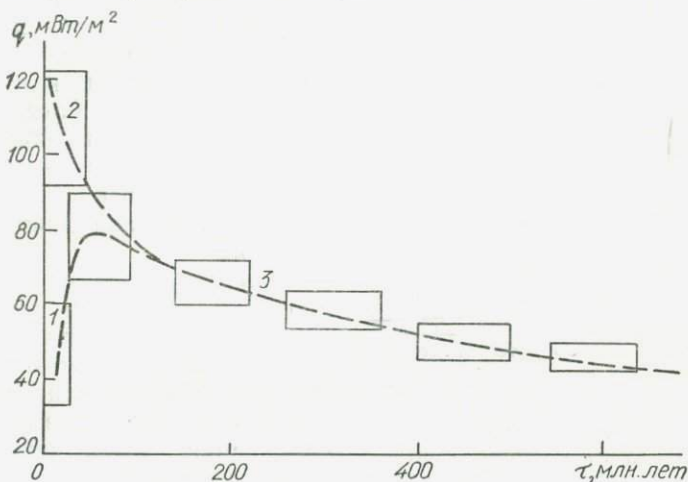


Рис. 23. Зависимость теплового потока от возраста континентальных структур. Прямоугольники отражают длительность тектонических циклов и пределы изменения тепловых потоков. Отрезки кривых 1—3 характеризуют изменение средних величин тепловых потоков.

этот фактор фактически невозможно, так как в настоящее время нет данных об истинном распределении радиоактивных элементов.

Зависимость между величиной теплового потока и возрастом складчатости свидетельствует о притоке дополнительной энергии в период геосинклинального развития. Максимальное повышение температур и тепловых потоков приходится на заключительный этап развития геосинклинали. Поступающая из недр энергия рассеивается в виде теплового потока в течение продолжительного времени. Период полного выравнивания теплового поля составляет 500—600 млн. лет.

Зонам молодых рифтов и тектоно-магматической активизации также соответствуют высокие тепловые потоки. Но характер их изменения со временем не совсем ясен из-за отсутствия достаточного количества фактического материала. Зоны платформенного палеозойского и мезозойского вулканизма иногда отличаются повышенными тепловыми потоками, удовлетворяющими приведенной выше зависимости, но в большинстве случаев они не выделяются на фоне типичных платформенных потоков.

С продуктами вулканизма выносятся на поверхность большое количество тепла, но, как показывают расчеты, эффузивы и лавовые покровы остывают относительно быстро. Даже тела мощностью несколько километров почти полностью остывают в течение первого миллиона лет (рис. 24). Эти результаты получены при предположении, что тепло переносится только кондуктивным путем при среднем значении коэффициента теплопроводности $2,5 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$.

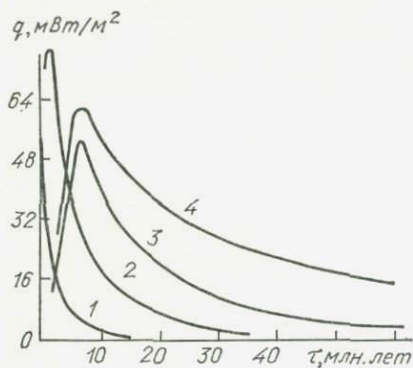


Рис. 24. Тепловые потоки при остывании пластовых тел, нагретых до температуры 800°C :

1 — пласт мощностью 5 км на поверхности Земли; 2 — пласт мощностью 10 км на глубине 10 км; 3 — пласт мощностью 20 км на глубине 20 км; 4 — пласт мощностью 50 км на глубине 20 км.

Из рис. 24 видно, что величина потока и его изменение со временем зависят от глубины залегания тела, его мощности и избыточной температуры. Следовательно, только при остывании больших масс пород возможны существенные изменения тепловых потоков в течение длительного времени.

При установлении природы аномалий теплового потока в вулканических областях следует также учитывать возможное влияние дополнительных источников тепла вследствие повышенного содержания радиоактивных элементов в продуктах вулканизма. В некоторых районах неравномерное распределение тепловых потоков достаточно хорошо увязывается с данными о радиоактивности пород (Roy et al., 1968),

и тогда нет необходимости привлекать для их объяснения глубинное тепло.

Хотя тектонические процессы существенно влияют на распределение тепловых потоков, тем не менее не всякая тектоническая активность сопровождается выносом тепловой энергии. Повышенные тепловые потоки характерны для зон растяжения земной коры и основного вулканизма. Области геосинклинальной складчатости не являются исключением, так как начальный этап формирования геосинклинали также сопровождается растяжением земной коры и проявлением основного вулканизма. Максимальное развитие в их пределах термальных явлений приходится на период складкообразования и формирования гранитных батолитов.

Тепловые потоки почти не изменяются при таких тектонических процессах, как образование платформенных впадин и поднятий, синеклиз и антеклиз, краевых прогибов альпийского геосинклинального пояса и др. Очевидно, мало меняется тепловой поток при вертикальных перемещениях отдельных блоков земной коры и при платформенном орогенезе. Так, подъем в альпийское время Горного Крыма, Южных Карпат не вызвал существенного повышения по-

токов. Вариации тепловых потоков и температур в таких структурах вполне обоснованно объясняются изменением условий теплопереноса в самой верхней части разреза земной коры (отложение осадков низкой теплопроводности, образование выступов фундамента и антиклинальных поднятий и пр.). Они не могут идти ни в какое сравнение с нарушениями теплового поля, например, в эвгеосинклинальных зонах, в которых тепловые потоки увеличиваются в два—четыре раза. Поэтому тектонические процессы с точки зрения их проявления в тепловом поле можно разделить на две группы: процессы, сопровождающиеся и не сопровождающиеся выносом тепловой энергии. Для выяснения природы этих закономерностей необходимо совместно рассмотреть геологическую и тепловую историю различных активных областей.

Тепловое поле геосинклинальных областей

Среди подвижных поясов Земли наибольшей активностью отличаются геосинклинали. В последние годы в связи с развитием мобилистских представлений о причинах и механизме тектонических движений наметились определенные тенденции к пересмотру учения о геосинклиналях и даже полного отрицания геосинклиналей как таковых. Одновременно предпринимаются попытки взглянуть на развитие геосинклиналей с позиций неомобилизма.

Это критическое отношение к учению о геосинклиналях обусловлено отсутствием единой теории о механизме развития геосинклинальных областей и появления новых данных о строении земной коры континентов и океанов, которые не всегда удается согласовать с классическими идеями геосинклинальной теории. Тем не менее основные положения этого учения дают представление о становлении и развитии земной коры.

Показательными признаками геосинклинальных областей являются большой размах и контрастность тектонических движений, высокая проницаемость земной коры, мощная толща осадочных отложений, особый тип складчатости, значительные колебания мощности земной коры, интенсивная магматическая деятельность с обязательным наличием специфических формаций, высокий тепловой поток, региональный метаморфизм и др. В развитии геосинклиналей выделяется несколько стадий, каждая из которых характеризуется определенным типом магматизма и тектонических движений (Билибин, 1948; Кузнецов, 1964; Муратов, 1975, и др.).

На ранней стадии происходит общее погружение и растяжение земной коры, формирование глубинных разломов и заложение эвгеосинклинального прогиба. В этот период накапливаются мощные толщи морских осадков сланцево-граувакковой и аспидной формаций, а также продуктов вулканической деятельности, в совокупности образующих спилито-диабазо-кератофировую формацию.

Встречаются также внедрения ультраосновных пород (формация альпинотипных гипербазитов).

К концу раннего этапа происходит раздробление прогиба и образование поднятий в наиболее опущенной его части. Поднятия сопровождаются складкообразованием и внедрением гранитоидных интрузий. Период дальнейшего расширения и раздробления геосинклинального прогиба характеризуется флишевой и карбонатной формациями. Продукты вулканизма становятся более кислыми. В период замыкания геосинклинали, формирования складчатости и сводовых поднятий наблюдается базальт-андезит-липаритовый вулканизм. С общим воздыманием геосинклинали совпадает образование синорогенных батолитов гранитоидов, которые распространены не только в эвгеосинклинальных, но нередко встречаются и в миогеосинклинальных зонах. К этой фазе гранитизации приурочен интенсивный метаморфизм и гидротермальная активность. В дальнейшем при общем воздымании геосинклинальной области образуются сводовые поднятия мегантиклинорий, межгорные и предгорные прогибы, в которых накапливаются молассовые отложения. В этот период к глубинным разломам, отделяющим горную страну от прогибов, а также секущим сводовые поднятия и мегантиклинории, приурочен андезитовый и базальтовый вулканизм.

В целом развитие тектоно-магматической активности в геосинклинальных зонах не всегда происходит по такой идеализированной схеме. Часто отдельные этапы развития или типы магматизма проявляются более четко или отсутствуют совсем.

Успехи в изучении геосинклинальных областей позволяют в общих чертах восстановить их историю формирования и характер тектонических движений. Однако проследить изменение теплового состояния недр на разных этапах развития земной коры значительно труднее. Здесь не существует достаточно четких реперов или критериев, с помощью которых можно восстановить тепловую историю геосинклинали подобно тому, как по набору и последовательности формаций, интенсивности и типу складчатости и другим признакам удастся проследить развитие тектоно-магматической активности. Это препятствие можно попытаться преодолеть путем анализа наблюдаемых тепловых потоков в геосинклинальных областях, находящихся на разных стадиях развития.

К современным геосинклиналям на ранней стадии развития многие исследователи (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Муратов, 1975; Хаин, 1973, и др.) относят островные дуги с обрамляющими их глубоководными желобами. Тепловое поле в островных дугах сильно дифференцировано. Величина теплового потока изменяется от 30—40 в желобах до 100—120 мВт/м² и более в зонах активного вулканизма и в глубоководных впадинах окраинных морей, прилегающих с внутренней стороны к островной дуге. В среднем островные дуги характеризуются не очень высокими тепловыми потоками, близкими к среднему мировым значениям (55—65 мВт/м²). Большая роль в выносе тепла принадлежит вулканической и гидротермальной активности.

Распределение тепловых потоков в геосинклинальных областях, закончивших свое развитие, подчиняется определенным закономерностям — тепловые потоки уменьшаются постепенно от молодых альпийских геосинклинальных областей к древним, а в пределах одной геосинклинали — от эвгеосинклинальной зоны к предгорному прогибу.

Таким образом, величина теплового потока зависит от степени развития или возраста геосинклинали. Эта зависимость имеет три ветви: две в области малых времен и одну в области больших времен (рис. 23). Одна из ветвей в области малых времен характеризует постепенное возрастание тепловых потоков на ранних этапах развития геосинклинали. Максимальных значений тепловые потоки достигают в завершающую стадию развития. Вторую ветвь образуют высокие тепловые потоки в зонах нарушений и вулканизма в пределах геосинклиналей. Третья ветвь зависимости отражает постепенное убывание тепловых потоков при увеличении возраста структур.

Установленные пространственно-временные закономерности в распределении тепловых потоков свидетельствуют о том, что тектоническая эволюция очень тесно связана с термодинамической обстановкой в недрах. При изменении теплового состояния земной коры и верхней мантии изменяется характер тектонических движений и магматизма. На ранней стадии развития геосинклинали тепловые потоки низкие. Для этого периода характерна оливин-толеитовая магма, образующаяся при высоких температурах и на больших глубинах, превышающих, вероятно, 150—200 км (Шейнманн, 1967; Белоусов, 1976, и др.). В зависимости от проницаемости литосферы она может подниматься быстро или медленно. Быстрый подъем магмы происходит только в том случае, если в мантии есть ослабленные зоны, являющиеся путями относительно свободного перемещения продуктов расплава и дифференциатов. Такие условия существуют при зарождении глубинных очагов плавления в зонах растяжения и образования глубинных разломов. При быстром подъеме магма не успевает отдать свое тепло массиву окружающих пород или вступить с ними в реакцию. Она достигает верхних горизонтов Земли значительно перегретой и малоизмененной. Подобный тип магматической деятельности существенно не нарушает тепловое состояние земной коры, поскольку магма в подводящих каналах прогревает лишь ограниченную зону в массиве пород, а излившиеся лавы в подводных условиях остывают очень быстро.

В период зарождения геосинклинального прогиба тепловой режим заметно изменяется главным образом на больших глубинах, где в результате повышения температуры образуются очаги плавления. Но температурные возмущения на этих глубинах в верхних слоях Земли фактически не отмечаются из-за медленного распространения тепла в недрах путем теплопроводности. Избыток энергии выносятся продуктами вулканической и гидротермальной деятельности.

Следовательно, на ранней стадии развития геосинклинали, когда тепловая энергия концентрируется на больших глубинах, поверхностный тепловой поток не должен претерпевать заметных изменений и в среднем должен быть близким к нормальному, хотя и отличаться значительной дифференциацией, которая возникает в связи с выносом тепла продуктами вулканизма, быстрым погружением отдельных блоков земной коры, неравномерным накоплением мощных толщ осадков и т. п. Подобные закономерности в распределении теплового потока наблюдаются в настоящее время в молодых островных дугах, где тепловые потоки значительно изменяются на не очень высоком общем фоне. Относительно низкие температуры в земной коре на ранней стадии развития геосинклинали подтверждаются также данными о степени метаморфизма горных пород. Для этого периода характерны в основном низкотемпературные фации регионального метаморфизма и контактовый метаморфизм (Семененко, 1966; Марков, 1970).

Медленное движение магмы вверх должно наблюдаться при низкой проницаемости литосферы (в условиях сжатия). При медленном движении магма приспосабливается к изменяющимся термодинамическим условиям и свободно взаимодействует с окружающими породами. В очаге происходит интенсивная дифференциация и с ним могут быть связаны магмы, состав которых изменяется от основных до кислых. В верхней части такого очага накапливается большое количество низкоплавких и летучих компонентов. Растворы и летучие, состоящие главным образом из воды и щелочей (Коржинский, 1968), обладают большой подвижностью и играют важную роль в переносе тепла. Они относительно быстро достигают земной коры, прогревают ее и способствуют образованию локальных очагов плавления. В местах выхода флюидов фактически все тепло выносится гидротермами, а кондуктивная составляющая теплового потока приближается к нулю. На участках с низкой проницаемостью и слабой гидротермальной активностью тепло преимущественно переносится теплопроводностью, что приводит к существенному увеличению теплового потока. Столь сложные условия теплопереноса в земной коре и особенно в ее верхней части создают значительные колебания тепловых потоков, которые изменяются от 0 до 1000 мВт/м^2 . Подобное распределение тепловых потоков наблюдается во многих геосинклинальных и современных тектонически активных районах.

Вынос тепла кондуктивным тепловым потоком и особенно потоком летучих и растворов повышает температуру в земной коре. Слагающие ее породы подвергаются региональному метаморфизму с образованием высокотемпературных фаций. При этом изменяется объем пород. Они приобретают текучесть, что в условиях интенсивной тектонической подвижности и постепенной смены растяжения земной коры сжатием (Хаин, 1973) приводит к формированию складчатости. Высокие температуры обуславливают зарождение очагов плавления в земной коре и образование гранитных батолитов.

В очагах плавления происходит интенсивное перемешивание масс, что способствует выведению избыточной энергии.

После того как запасы энергии исчерпываются, наступает период остывания земной коры и верхней мантии, который и выражается зависимостью величины теплового потока от возраста тектогенеза. Начало этой зависимости совпадает со временем максимального развития термальных явлений, метаморфизма, образования в земной коре очагов плавления и гранитных батолитов. С момента остывания земная кора становится более жесткой, и ее деформации проявляются тектоническими нарушениями и относительными перемещениями отдельных блоков. В этот период роль движения масс в переносе тепловой энергии уменьшается, но существенно возрастает значение теплопроводности, что приводит к увеличению кондуктивного теплового потока.

Высокие тепловые потоки наблюдаются во всех геосинклинальных областях, прошедших этап складкообразования, в то время как зоны со слабо выраженной складчатостью отличаются относительно низкими тепловыми потоками. По-видимому, зависимость между складчатостью и тепловым потоком характеризует интенсивность развития термальных процессов и нагрев земной коры, определяющий подвижность пород.

Разогрев верхних горизонтов Земли в различных геосинклиналях может проходить по-разному: в одних — интенсивно, в других — медленно и в несколько этапов. В связи с этим и период разогрева в одних геосинклиналях относительно короткий, в других более продолжительный. Но независимо от того, как происходило нагревание, период остывания для всех геосинклинальных областей должен иметь подобный характер, поскольку остывает примерно одинаковая часть верхней мантии и земная кора (0—200 км), нагретые до температур, близких к температуре плавления. Поэтому величины тепловых потоков для складчатых областей одного возраста хорошо согласуются между собой, а для областей разного возраста образуют однозначную зависимость от времени. При этом влияние земной коры и верхней мантии на суммарную величину теплового потока существенно отличается. Земная кора остывает относительно быстро и не может обеспечить высокие тепловые потоки в течение продолжительного времени (рис. 27). При остывании земной коры аномалия теплового потока через 50 млн. лет уменьшается более чем в два раза, а через 150 млн. лет практически полностью исчезает. Верхняя мантия остывает значительно медленнее, и здесь в течение длительного времени существуют очаги плавления, являющиеся источниками тепла и магмы после завершения складчатости. Глубина залегания этих очагов в момент максимального развития термальных явлений может быть определена по наблюдаемым пространственным аномалиям теплового потока и оценивается в 40—60 км. Наличие подобных очагов в активных районах подтверждается в настоящее время сейсмическими методами (Горшков, 1958; Matumoto, Molnar, 1967; Федотов, 1974).

Таким образом, совместный анализ тепловых потоков и истории развития геосинклинального процесса дает возможность достаточно обоснованно увязать закономерное изменение характера тектонических движений и типа вулканизма по мере развития геосинклинального процесса с тепловым состоянием и условиями теплопереноса в верхней мантии. Высокие тепловые потоки в земной коре создаются перераспределением тепловой энергии, связанным с динамикой недр. Образование гранитных батолитов, региональный метаморфизм, складкообразование, которые являются основными показателями завершающего этапа развития геосинклинали, связаны с постепенным смещением фронта прогрета вверх и повышением температур в земной коре.

Тепловое состояние активных платформ, зон эпиплатформенного орогенеза и континентальных рифтов

По сравнению с геосинклинальными областями континентальные платформы представляют собой более жесткие и устойчивые участки земной коры. Но несмотря на это в процессе развития они неоднократно подвергались тектоно-магматической активизации и раздроблению.

В развитии платформ как древних, так и молодых большую роль играют глубинные разломы, создающие блоковую структуру земной коры и контролирующую магматическую деятельность. Платформенный магматизм не отличается большим разнообразием. Выделяются в основном такие типы магматизма: базальтовый с образованием трапповой формации и щелочно-базальтовый, а также щелочно-ультраосновной (Кузнецов, 1964; Гоньшакова и др., 1966).

Усиление тектонической деятельности, а тем более проявление вулканизма в платформенных областях свидетельствует о повышении температур и накоплении энергии. Однако области палеозойского и более древнего вулканизма на платформах фактически не проявляются в тепловом поле повышенными потоками.

Области молодого вулканизма характеризуются более дифференцированным тепловым полем. Однако высокие потоки не образуют протяженных аномалий. Они связаны с отдельными интрузиями, а не с общим повышением температуры в земной коре.

Развитие платформенного вулканизма следует увязывать с нарушением температурного режима на относительно больших глубинах (не менее 150—200 км). Глубинный очаг в платформенных условиях, по-видимому, не обладает достаточным запасом энергии, чтобы подняться до уровня верхов мантии или земной коры. Магма поднимается вверх только при наличии разломов, причем подъем должен происходить быстро, так как в противном случае магма отдаст тепло окружающему массиву пород и потеряет подвижность. Изливаясь на поверхности, магма в течение относительно короткого

времени отдает тепло в окружающее пространство и фактически не изменяет температуру земной коры. Образуются лишь локальные аномалии теплового потока в непосредственной близости от магматических каналов и глубинных интрузий. Следовательно, платформенный магматизм не может существенно нарушить тепловое состояние верхних горизонтов Земли и вызвать значительное повышение теплового потока. Глубинный характер платформенного магматизма подтверждается также составом магм и условиями проявления вулканизма, свидетельствующими об относительно низкой проницаемости земной коры и высоких давлениях в очагах и выводящих каналах.

Высокой тектонической активностью на континентах отличаются эпиплатформенные орогенные пояса, представляющие собой сводово-глыбовые структуры, возникшие на месте территорий, развивавшихся в течение длительного времени как платформы. В период альпийского тектогенеза образовались горные сооружения этого типа на основе герцинских, каледонских и более древних структур. Их общая площадь превышает площадь альпийских геосинклиналей (Хаин, 1973).

По положению, строению, развитию и структуре земной коры эпиплатформенные области можно разделить на два типа. К одному типу относятся преимущественно окраинные части платформ, примыкающие к геосинклинальным системам. Они отличаются глыбовым строением, утолщенной земной корой, относительно слабой магматической активностью. Второй тип объединяет расчлененные рифтами сводовые структуры внутриконтинентальных областей.

Образование рифтовых зон континентов тесно связано с заложением или активизацией глубинных разломов. Их основным элементом является вытянутый узкий грабен или несколько таких грабенов. Земная кора в рифтовых зонах утонена и подстилается слоем с пониженными скоростями сейсмических волн (7,4—7,8 км/сек). Для рифтов часто характерны отрицательные аномалии силы тяжести, повышенная сейсмичность с очагами землетрясений в земной коре.

Формирование современных эпиплатформенных горных сооружений и рифтовых систем примерно совпадает с орогенным этапом развития альпийских геосинклиналей. Этот факт указывает на глобальную активизацию орогенеза и его общую глубинную причину. В настоящее время доступны исследованию структуры, образовавшиеся в период от олигоцена до четвертичного периода. Горные сооружения подобного типа более древнего заложения пока достоверно не установлены, что затрудняет восстановление их тепловой истории. Не совсем ясна также геологическая история рифтовых зон. Некоторые исследователи склонны видеть в них начальный этап развития океанов, другие отождествляют современные рифты с древними грабенами и авлакогенами (Милановский, 1970; Мясников и др., 1971; Хаин, 1973).

Области эпиплатформенного орогенеза и рифтообразования характеризуются сложными геотермическими условиями. Потоки в их пределах изменяются от 35—40 до 80—120 мВт/м². Несмотря на значительную дифференциацию теплового поля сохраняются некоторые общие закономерности в распределении тепловых потоков, которые следует считать весьма приближенными в связи со слабой изученностью этих областей в геотермическом отношении и большим разнообразием тектоно-магматических условий. На значительной части областей эпиплатформенного орогенеза наблюдаются нормальные или повышенные потоки. Высокие потоки, очевидно, образуют ограниченные зоны, приуроченные к глубинным разломам и проявлениям вулканизма. Возможно, что различные типы эпиплатформенных областей имеют свои особенности в распределении тепловых потоков. В рифтовых зонах высокие тепловые потоки совпадают с центральной частью грабенообразного прогиба и связаны с проявлением вулканической деятельности или гидротермальными процессами. Они не образуют протяженных зон, а проявляются в виде цепочки отдельных аномалий разной амплитуды и размеров.

Если проводить аналогию между древними грабенообразными прогибами и современными рифтовыми системами, то можно сделать вывод, что возмущения теплового поля, возникающие при образовании рифтов, затухают относительно быстро. Как правило, грабены и рифты, развивавшиеся активно в палеозое, характеризуются нормальными тепловыми потоками, тогда как геосинклинальные области того же возраста отличаются повышенными значениями. Такое же быстрое затухание возмущенного теплового состояния наблюдается в срединно-океанических хребтах (Sclater, 1972).

Общий анализ теплового поля и геологической истории зон эпиплатформенного орогенеза и рифтообразования показывает, что в них, как и в геосинклинальных областях, повышение тепловых потоков и температур связано с выносом дополнительного тепла из недр движущимися массами. Однако механизм движения масс в геосинклинальных и рифтовых зонах, очевидно, отличается. В геосинклиналях аномалии высоких тепловых потоков занимают обширные территории. Повышение потоков происходит относительно медленно. Период между зарождением геосинклинального прогиба и максимальным разогревом земной коры составляет несколько десятков миллионов лет. Эти особенности теплового поля можно увязать с постепенным прогреванием больших объемов пород земной коры и верхней мантии, в которых могут существовать отдельные каналы с более интенсивным движением масс.

В рифтовых зонах тепло выносится, очевидно, нагретыми глубинными массами, которые внедряются в виде крупных диапиров и отдельных интрузий по нарушенным и ослабленным зонам. Поведение и подвижность этих масс зависит от их свойств, запасов энергии, а также от общей проницаемости литосферы. При наличии глубинных разломов и раскрытости литосферы (сосредоточенная проницаемость, Белоусов, 1974) магматические расплавы и другие про-

дукты дифференциации мантии относительно легко достигают верхов мантии и земной коры. Они образуют узкие и вытянутые в глубину каналы. В таких каналах процессы тепломассообмена происходят более интенсивно, чем в плоском слое ограниченной мощности (Кадик и др., 1971), что способствует быстрому отводу избыточной энергии.

Если в земной коре нет каналов для выхода продуктов плавления, то тепло выносится в основном кондуктивным путем, а также потоками летучих и растворов, движущимися через раздробленные и трещиноватые зоны земной коры. Интенсивная гидротермальная активность характерна почти для всех рифтовых зон как вулканических, так и невулканических. Гидротермальные проявления наблюдаются часто и в зонах эпиплатформенного орогенеза. Здесь они приурочены в основном к глубинным разломам, ограничивающим орогены или межгорные впадины.

Тепловая энергия в тектоно-магматических процессах

Рассмотренные закономерности в распределении тепловых потоков в геосинклинальных и рифтовых областях континентов, активизированных зонах платформ показывают, что тектоно-магматическая деятельность и динамика теплового поля находятся в сложной генетической связи и, очевидно, являются следствием одних и тех же глубинных энергетических процессов, в которых определяющую роль играет тепловая энергия. Внутреннее тепло Земли рассматривается как основная движущая сила тектогенеза почти во всех современных тектонических гипотезах. В одних оно принимается единственным и определяющим источником энергии во всех глубинных процессах, и Земля представляется в виде своеобразной «тепловой машины»; в других — тепловая энергия рассматривается совместно с физико-химическими процессами в недрах, которые в конечном счете также зависят от термодинамических условий; в третьих — она объединяется с внешними силами, возникающими под влиянием многих космических факторов (взаимодействие Земли с другими небесными телами, неравномерное ее движение и пр.).

Связь между тепловым состоянием и динамикой недр проявляется, в первую очередь, в существовании чисто качественного совпадения зон максимальной тектонической активности, напряженного состояния земной коры, интенсивной магматической деятельности и повышенного теплового потока. За этим совпадением стоит сложный комплекс процессов, обуславливающих развитие вулканической и тектонической деятельности. Ход этих процессов в настоящее время полностью восстановить невозможно. Однако некоторые закономерности проявляются довольно четко. По ним в какой-то мере можно судить о взаимосвязи и взаимообусловленности тепловых и тектоно-магматических явлений.

Связь между магматической деятельностью и тепловым состоянием недр наиболее очевидна, поскольку и высокие тепловые потоки, и плавление пород — следствие увеличения запасов тепловой энергии и повышения температур. Но вулканическая деятельность — не только неизбежное следствие нарушения термодинамических условий в недрах. Она также активно влияет на тепловое состояние верхних слоев Земли как особый вид теплопереноса.

Оценка количества тепла, выносимого продуктами вулканизма, производилась неоднократно (Люстих, 1951; Поляк, 1966; Поляк и др., 1972; Смирнов и др., 1974). Приводятся обычно различные величины суммарных теплотерь, но все они свидетельствуют о малой роли вулканизма в выносе тепла в глобальном масштабе. Они не превышают 1—5% кондуктивного теплопотока. В активных областях вклад вулканизма в суммарный тепловой поток существенно увеличивается. Удельная величина теплотерь составляет 40—80 мВт/м² и становится соизмеримой с кондуктивным потоком, а во многих случаях превышает его. На локальных участках потери тепла могут изменяться от 40 (или меньше) до десятков и даже сотен мВт/м².

Существенную роль в вулканических и тектонически активных областях играет также гидротермальная деятельность. Мощные гидротермальные системы выявлены в Исландии, Новой Зеландии, на Камчатке и в других районах. Например, в Курило-Камчатском регионе вынос тепла гидротермами близок к $25 \cdot 10^8$ Вт (Поляк, 1966), что в удельном выражении составляет около 23 мВт/м². В некоторых зонах эта величина возрастает до 40 мВт/м² и более.

Как показывает анализ общих теплотерь в тектонически активных областях, роль тех или иных форм переноса тепла изменяется на разных этапах развития. Так, в начальный период усиления активности происходит нарушение теплового состояния на больших глубинах в мантии. Тепло на этом этапе выносится преимущественно продуктами вулканической и гидротермальной деятельности. Затем по мере смещения фронта прогрева вверх и уменьшения проницаемости земной коры увеличивается роль кондуктивной составляющей теплового потока. Но суммарное количество выносимого тепла в течение всего цикла активности (от зарождения геосинклинали до инверсионного периода) остается примерно постоянным, а изменяется лишь характер проводимости среды.

Общие теплотери Земли (или эффективный поток тепла) определяются суммарной проводимостью среды — количеством тепла, которое выносится молекулярной теплопроводностью, вулканизмом, гидротермами и др. Роль каждого механизма теплопереноса может существенно изменяться по площади и глубине в зависимости от тектонической обстановки. При этом особенности теплового режима и тектонической активности будут зависеть от масштаба, типа и уровня движения масс. Перемещение масс на больших глубинах почти не изменит тепловой режим земной коры, но может вызвать существенную тектоническую ее перестройку в региональном мас-

штабе. Увеличение теплового потока наблюдается в том случае, если фронт прогрева смещается к поверхности и движение масс происходит в верхней мантии и земной коре. Подобное движение масс обуславливает иной тип тектонической активности. В реальных условиях сложность тектонической обстановки, очевидно, создается в результате наложения различных по своему характеру движений вещества в недрах на разных глубинах.

Движение масс в недрах Земли приводит к перераспределению энергии. Некоторое количество этой энергии расходуется на поддержание тектонических процессов, механическое перемещение масс, разрывные, пластические и упругие деформации. Часть затраченной на механическую работу энергии снова превращается в тепло. В настоящее время невозможно точно рассчитать энергию, расходуемую на поддержание тектонических процессов. Выполненные разными авторами (Кропоткин, 1948; Люстих, 1951; Гзовский, Михайлова, 1972; Поляк и др., 1972) определения энергетического эффекта отдельных явлений (пластических деформаций, складчатости, разрывов и т. п.) показывают, что количество энергии, расходуемое в тектонических процессах, намного меньше кондуктивных тепловых потерь. Она составляет по самым завышенным оценкам не более 10^{27} эрг/год, в то время как тепловым потоком ежегодно выносится около $1 \cdot 10^{28}$ эрг/год.

АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА АКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Выделение аномалий теплового потока

Величины тепловых потоков, регистрируемых в верхних слоях земной коры, зависят от большого количества факторов, с которыми связаны аномалии теплового поля разных размеров и амплитуд. Интенсивные региональные аномалии выделяются в зонах молодой тектонической и вулканической активности и особенно в зонах геосинклинальной складчатости. Амплитуда аномалий уменьшается при увеличении возраста складчатости, что определяет нестационарный характер теплового поля. Для установления природы аномалий необходимо выделить их в «чистом» виде, исключив фоновые значения. Для локальных аномалий в качестве фонового можно принять среднее значение потока в пределах крупной геологической структуры с относительно однородным тепловым полем. Значительно труднее установить уровень нормального фона в активных зонах. В этом случае среднее значение не будет соответствовать нормальному уровню поля, поскольку оно завышено из-за высоких тепловых потоков в активных зонах.

При выборе фонового значения, очевидно, следует исходить из установленных пространственно-временных закономерностей в распределении теплового потока и существующих представлений о его природе. Анализ этих закономерностей показывает, что поведение теплового поля определяется главным образом двумя факторами: радиогенными источниками тепла и тектоно-магматическими процессами. Следовательно, выделение аномалий теплового потока, связанных с тектонической активностью, сводится к нахождению радиогенной составляющей теплового потока, которую можно рассматривать как стационарную по отношению к нестационарным аномалиям, вызванным тектоническими процессами. Для определения радиогенной составляющей теплового потока необходимо иметь данные о распределении радиоактивных элементов в земной коре и верхней мантии. Поскольку достоверных данных о радиоактивности глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии нет, то, естественно, невозможно получить точное значение стационарной составляющей теплового потока.

В качестве фонового радиогенного потока континентальных областей, по-видимому, можно принять среднее значение потока докембрийских платформ, составляющее 46 мВт/м^2 . В этих областях

тектонические процессы очень мало влияют на величину теплового потока, а существующие неоднородности теплового поля в большинстве случаев связаны с неравномерным распределением радиоактивных элементов или с локальными факторами, влияние которых можно учесть.

Для оценки фоновой величины можно воспользоваться также экспериментально построенной кривой, характеризующей зависи-

Таблица 11

Аномальные значения тепловых потоков в некоторых зонах геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы

Регион	Средняя величина наблюдаемого теплового потока, мВт/м ²	Тепловой поток, мВт/м ²		Аномальный тепловой поток по отношению к	
		из коры	из мантии	рассчитанному по содержанию радиоактивных элементов	среднему для Восточно-Европейской платформы
Украинский щит	36	20	16	0	—10
Скифская плита	62	29	33	16	16
Саксоно-Тюрингинская область	61,5	27	34,5	17,5	15,5
Рено-Герцинская область	60	27	33	16	14
Донбасс	56	28	28	10	10
Складчатые Карпаты	71	30	41	25	26
Предкарпатский прогиб	46	31	15	0	0
Закарпатский прогиб	92	23	69	52	46
Большой Кавказ	80	34	46	29	34
Паннонская впадина	103	25	78	61	57

мость теплового потока от возраста структур. Асимптота этой кривой и должна определять уровень нормального поля. Его значение составляет 42 мВт/м².

При выислении аномальных тепловых потоков в активных областях юго-запада СССР в качестве фоновой величины нами принималась средняя величина потока для Восточно-Европейской платформы, а также рассчитанная величина радиогенного теплового потока по данным о содержании радиоактивных элементов в земной коре (табл. 11). Средняя величина радиогенного теплового потока из мантии равна 17 мВт/м². Как видно из табл. 11, аномальные значения теплового потока, полученные разными методами, практически совпадают. Амплитуда аномалий в альпийских геосинклиналях часто превышает величину радиогенного теплового потока.

При выделении аномалий теплового потока в активных зонах необходимо учитывать, что они нестационарны и каждое значение

теплового потока соответствует определенному интервалу временной шкалы. Изменение тепловых потоков во времени происходит очень медленно и его невозможно проследить на отдельно взятой структуре. Временная зависимость тепловых потоков может быть найдена только сопоставлением аномальных величин теплового потока на однотипных структурах разного возраста. Такой зависимостью для геосинклинальных областей является зависимость величины теплового потока от возраста геосинклинальной складчатости.

Анализ нестационарных аномалий теплового потока на основе теории теплопроводности

Нестационарные аномалии теплового потока в активных зонах связаны с глубинными процессами, нарушающими тепловое и динамическое равновесие земной коры и верхней мантии. По-видимому, наиболее полное представление об их природе и происхождении можно получить на основе всестороннего изучения глубинных процессов, их физической сущности и особенностей развития. Однако в настоящее время наши знания о природе этих процессов не выходят за пределы гипотез, причем всегда существует несколько альтернативных гипотез. Естественно, что при таком положении невозможно построить обобщенную физическую модель тектонического и магматического процесса. Поэтому обычно рассматриваются лишь отдельные стороны физических явлений — механическая, тепловая, энергетическая и пр. При изучении теплового состояния земной коры, в которой тепло переносится в основном кондуктивным путем, анализ аномалий теплового поля можно выполнять на основе теории теплопроводности, используя простые физические модели. При этом непостоянные во времени возмущения теплового потока можно связать с появлением дополнительных кратковременных источников тепла или с такими же кратковременными изменениями условий переноса тепла, или с обоими факторами одновременно.

В качестве дополнительных источников тепла могут служить различные глубинные процессы, сопровождающиеся выделением тепла: перестройка вещества при смене термодинамических условий, остывание интрузий, диссипативные явления и др. Изменение условий теплопереноса происходит главным образом в результате движения масс. При движении масс с постоянной скоростью v в интервале глубин h с перепадом температур ΔT количество выносимого тепла равно $vc_s\rho\Delta T$. Движение масс и конвективный теплоперенос играют существенную роль только в мантии Земли. Усиленный вынос тепла при движении масс можно учесть, введя более высокий коэффициент эффективной теплопроводности. Подобные попытки предпринимались неоднократно (Reynolds et al., 1966; Любимова, 1968; Тихонов и др., 1969). При аналитическом решении задачи о тепловом режиме земной коры приток тепла из мантии можно учесть соответствующим подбором граничных условий.

Повышение эффективной теплопроводности или дополнительное выделение тепла в конечном счете приводит к повышению температуры. Однако в условиях земных недр увеличение температуры не может происходить до бесконечности. Рост температуры ограничен температурой плавления. При дальнейшем поступлении энергии будет увеличиваться лишь объем расплавленных пород, которые выступают в роли аккумуляторов тепловой энергии. При прекращении притока дополнительной энергии расплавленные массы кристаллизуются и остывают, превращаясь в источник тепловой энергии. Таким образом, возмущения теплового поля могут быть связаны с определенным начальным распределением температур.

Анализ неоднородностей теплового поля, как и других физических полей Земли, проводится для определения основных параметров геологических объектов и процессов, с которыми эти неоднородности связаны. Решение этой задачи сопряжено со значительными трудностями, которые вызываются в первую очередь тем, что геологические объекты или процессы недоступны непосредственному наблюдению, а проявляются в виде возмущений физического поля на поверхности Земли. При этом различные по физическим характеристикам и природе процессы и объекты могут проявляться одинаково. Поэтому интерпретация аномалий теплового поля, как и других физических полей, всегда приближенна и степень приближения зависит от выбора исходной модели и ее параметров. Даже наличие строго разработанной теории не дает возможности получить точные значения различных параметров из-за неоднозначности решения обратной задачи.

Наиболее целесообразным методом решения обратной задачи при отсутствии точных данных о физических процессах является метод подбора. С его помощью можно строить достаточно сложные модели, учитывать различные гипотезы и вносить соответствующие изменения и дополнения в процессе решения задачи. В этом случае задача сводится к подбору основных параметров среды (тепловых свойств, генерации и поглощения тепла и др.) для наилучшего согласования теоретически рассчитанных тепловых потоков фактическим. При этом необходимо согласовать амплитуду, размеры и форму аномалии над отдельными активными зонами разного возраста и получить зависимость величины теплового потока от времени, аналогичную наблюдаемой.

Рассмотрим возмущения тепловых потоков в земной коре при действии дополнительных источников тепла, при повышении температур и дополнительных потоках тепла на границе.

Аномалии тепловых потоков, связанные с дополнительными источниками тепла. Аномалии тепловых потоков в активных зонах имеют ограниченные размеры, и амплитуда их уменьшается со временем. Поэтому их можно связывать с кратковременным тепловыделением в объектах конечных размеров. Распределение температур и тепловых потоков находится из решения нестационарного уравнения теплопроводности для полуплоскости или полупространства

с заданными граничными и начальными условиями. Аналитические решения такой задачи можно получить лишь для ограниченного количества частных случаев при введении многих предположений и упрощений. Обычно тепловыделяющие объекты аппроксимируются телами правильной геометрической формы или телами, вытянутыми на бесконечность; среда принимается однородной, температура в начальный момент и на поверхности — равной нулю или постоянной величине.

Наиболее простым двумерным телом является вытянутый на бесконечность линейный источник тепла. В первом приближении кратковременное тепловыделение можно принять мгновенным. Нестационарные температуры и тепловые потоки от такого источника, расположенного на глубине z_1 от поверхности, описываются известными из теории теплопроводности соотношениями (Карслоу, Егер, 1964; Лыков, 1967):

$$T = \frac{Q}{4\pi\lambda\tau} \left\{ \exp \left[-\frac{(z-z_1)^2}{4a\tau} \right] - \exp \left[-\frac{(z+z_1)^2}{4a\tau} \right] \right\} \exp \left[-\frac{(x-x_1)^2}{4a\tau} \right], \quad (V.1)$$

$$q = \frac{Qz_1}{4\pi a\tau^2} \exp \left[-\frac{z_1^2 + (x-x_1)^2}{4a\tau} \right], \quad (V.2)$$

где Q — интенсивность тепловыделения на единицу длины источника; λ и a — соответственно тепло- и температуропроводность; τ — время.

Учитывая значительные горизонтальные размеры аномалий теплового потока, источник тепла можно представить горизонтальной тепловыделяющей плоскостью на глубине z_1 , а в зонах вертикального контакта — вертикальной тепловыделяющей плоскостью, ограниченной интервалом глубин $z_1 \leq z \leq z_2$. Величина теплового потока находится из соотношений

$$q = \frac{Qz_1}{2\tau\sqrt{\pi a\tau}} \exp \left(-\frac{z_1^2}{4a\tau} \right), \quad (V.3)$$

$$q = \frac{Q}{4\pi\tau} \left[\exp \left(-\frac{z_1^2}{4a\tau} \right) - \exp \left(-\frac{z_2^2}{4a\tau} \right) \right] \exp \left[-\frac{(x-x_1)^2}{4a\tau} \right]. \quad (V.4)$$

Если мгновенный источник тепла можно представить вытянутой в одном направлении призмой с размерами $h_1 \leq z \leq h_2$, $-L \leq x \leq L$, то распределение тепловых потоков удовлетворяет следующему выражению:

$$q = \frac{Q\lambda}{c\rho\sqrt{\pi a\tau}} \left[\exp \left(-\frac{h_1^2}{4a\tau} \right) - \exp \left(-\frac{h_2^2}{4a\tau} \right) \right] \times \\ \times \left(\Phi \frac{x+L}{2\sqrt{a\tau}} - \Phi \frac{x-L}{2\sqrt{a\tau}} \right), \quad (V.5)$$

$$\Phi(u) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-u^2} du.$$

Решение двумерной задачи записывается в виде произведения двух одномерных задач. Изменение теплового потока в горизонтальном направлении не зависит от глубины залегания источника. Следовательно, по ширине аномалии можно найти только горизонтальные размеры тепловыделяющего объекта. Для определения глубины залегания объекта необходимо использовать дополнительную информацию.

В более общем случае, когда объект имеет конечные размеры, а тепловыделение происходит за конечный отрезок времени τ_0 , решение можно найти из (V.2). Если источник тепла можно представить прямоугольной призмой с размерами $L_1 \leq x \leq L_2$ и $h_1 \leq z \leq h_2$, тогда тепловой поток и температура определяются уравнениями

$$T = \int_0^{\tau_0} \int_{L_1}^{L_2} \int_{h_1}^{h_2} \frac{Q_0}{4\pi a c (\tau - \tau_1)} \exp \times \\ \times \left[-\frac{(x-x_1)^2 + (z-z_1)^2}{4a(\tau - \tau_1)} \right] dz_1 dx_1 d\tau_1, \quad (V.6)$$

$$q = \int_0^{\tau_0} \int_{L_1}^{L_2} \int_{h_1}^{h_2} \frac{Q_0 z_1}{4\pi a (\tau - \tau_1)} \exp \times \\ \times \left[-\frac{(x-x_1)^2 + z_1^2}{4a(\tau - \tau_1)} \right] dz_1 dx_1 d\tau_1. \quad (V.7)$$

Соотношения (V.6) и (V.7) использовались нами при интерпретации аномалий теплового потока в активных зонах. Тепловыделяющий объект (рис. 25) задавался прямоугольной призмой или цилиндром, вытянутыми на бесконечность в одном направлении. Такая аппроксимация не может вызывать особых возражений, если учесть значительную протяженность аномальных зон. Просчитывалось большое количество вариантов при разных размерах источника, глубинах его залегания и интенсивностях тепловыделения. Теплофизические свойства принимались постоянными. Основное количество вариантов просчитывалось при следующих значениях теплофизических констант: коэффициент теплопроводности $\lambda = 2,5 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$; коэффициент температуропроводности $a = 8,5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$; удельная теплоемкость $c = 1 \cdot 10^3 \text{ Дж/кг} \cdot \text{град}$; плотность $\rho = 2950 \text{ кг/м}^3$.

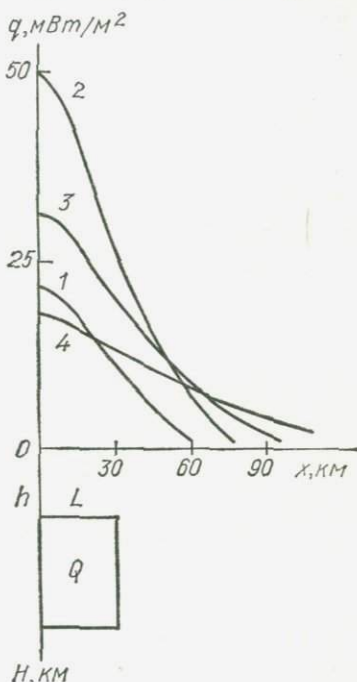


Рис. 25. Тепловые потоки при действии кратковременного источника тепла в виде прямоугольной призмы:

кривые 1—4 характеризуют изменение тепловых потоков через 10, 30, 100 и 200 млн. лет с момента «включения» источника тепла. Продолжительность тепловыделения 30 млн. лет, интенсивность тепловыделения 4 мВт/м , глубина залегания 30 км, полуширина 30 км, толщина 100 км.

Амплитуда и форма аномалии теплового потока зависят от интенсивности и продолжительности тепловыделения, глубины залегания источника и времени (рис. 25).

Ширина аномалии определяется в основном горизонтальными размерами тепловыделяющего тела. Темп восстановления теплового равновесия после прекращения действия источника (при $\tau > \tau_0$) зависит от безразмерного параметра (критерия Фурье) $\frac{h}{a(\tau - \tau_0)}$,

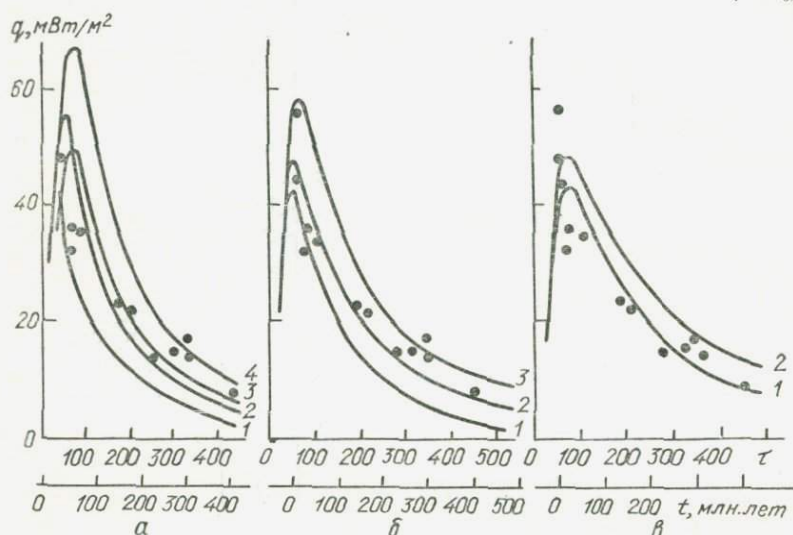


Рис. 26. Изменение тепловых потоков при действии дополнительных источников тепла; точки — средние величины наблюдаемых тепловых потоков; кривые — рассчитанные тепловые потоки при разных параметрах источников; t и τ — временные шкалы для наблюдаемых и рассчитанных тепловых потоков; τ_0 — длительность тепловыделения, млн. лет; Q — интенсивность тепловыделения, мкВт/м³; h — глубина залегания источника, км:

$a-h=20$; 1 — $Q=5$; $\tau_0=20$; 2 — $Q=5$; $\tau_0=30$; 3 — $Q=4$; $\tau_0=50$; 4 — $Q=4$; $\tau_0=70$; $b-h=40$; 1 — $Q=8,5$; $\tau_0=20$; 2 — $Q=5$; $\tau_0=30$; 3 — $Q=5$; $\tau_0=50$; $b-h=60$; 1 — $Q=4,2$; $\tau_0=50$; 2 — $Q=4,2$; $\tau_0=70$.

где h — глубина залегания источника; a — температуропроводность; τ — время; τ_0 — период тепловыделения. Следовательно, максимальную информацию о тепловыделяющем объекте можно получить при наличии пространственных и временных аномалий теплового потока. Если предположить, что установленная по экспериментальным данным зависимость теплового потока от возраста структур отражает процесс выравнивания возмущенного теплового состояния, связанного с действием дополнительного источника тепла, то тогда, очевидно, можно подобрать такие параметры источника и среды, при которых изменение теплового потока со временем будет наилучшим образом соответствовать наблюдаемым значениям потока на структурах разного возраста (рис. 26). Следует отметить, что теоретическая и наблюдаемая зависимости имеют разные временные шкалы.

В теоретической кривой время отсчитывается от начала действия источника, а наблюдаемые значения тепловых потоков сопоставляются с возрастом структур, который определяется по времени складчатости или метаморфизма пород и соответствует периоду максимального разогрева земной коры.

Удовлетворительное согласование рассчитанных и наблюдаемых значений теплового потока удастся получить, если источник тепла залегает на глубинах 30—40 км, удельное тепловыделение в источнике составляет 3,0—5,0 мВт/м³, или суммарное тепловыделение — 4000—6000 дж/см³, продолжительность тепловыделения — 40—60 млн. лет. Толщина тепловыделяющего слоя должна быть не менее 100—150 км. От такого источника тепла потоки достигают максимальных значений на поверхности Земли через 50—60 млн. лет в зависимости от выбора параметров среды.

Анализ рассчитанных кривых, характеризующих зависимость величины теплового потока от времени, показывает, что приведенные параметры источника тепла можно изменять ограниченно. Уменьшение глубины залегания источника ведет к смещению максимума кривой влево и быстрому затуханию аномалии на больших временах. Увеличение глубины залегания, наоборот, смещает максимум кривой вправо и понижает величину потока. С уменьшением толщины источника быстро уменьшается поток на больших временах, а с увеличением продолжительности тепловыделения максимум кривой смещается вправо. Продолжительность тепловыделения можно несколько увеличить при условии, что его интенсивность во времени постоянно уменьшается. При этом общее тепловыделение должно оставаться одним и тем же и равным примерно 4000—6000 дж/см³. Максимальный тепловой поток через верхнюю границу источника достигает 120—200 мВт/м², а суммарный поток тепла — около $6,0 \cdot 10^9$ дж/см².

Аномалии тепловых потоков, связанные с повышением температур. Если в земной коре или верхней мантии в результате нарушения условий теплопереноса температура повышается на ΔT в ограниченном объеме $h_1 \leq z \leq h_2$, $-L \leq x \leq L$, то возмущение теплового потока на поверхности Земли определится соотношением

$$q = \frac{\lambda \Delta T}{\sqrt{\pi a \tau}} \left[\exp\left(-\frac{h_1^2}{4a\tau}\right) - \exp\left(-\frac{h_2^2}{4a\tau}\right) \right] \times \\ \times \left(\Phi \frac{x+L}{2\sqrt{a\tau}} - \Phi \frac{x-L}{2\sqrt{a\tau}} \right). \quad (V.8)$$

В данном случае, как и при мгновенном тепловыделении, решение записывается в виде произведения решений двух одномерных задач, а изменение теплового потока по площади не зависит от глубины нагретого тела. Если повышение температур было столь значительным, что произошло частичное или полное плавление вещества, то при расчете теплового потока необходимо учитывать эффект выделения тепла при кристаллизации.

Расчет тепловых потоков при внезапном повышении температур выполнялся методом постепенного приближения. В качестве первого приближения принималось, что повышение температуры произошло на глубине 40 км в слое мощностью 50 км. Избыточная температура составляет 800°C . Остывание этого тела не обеспечивает ни величину наблюдаемых тепловых потоков, ни их изменение во

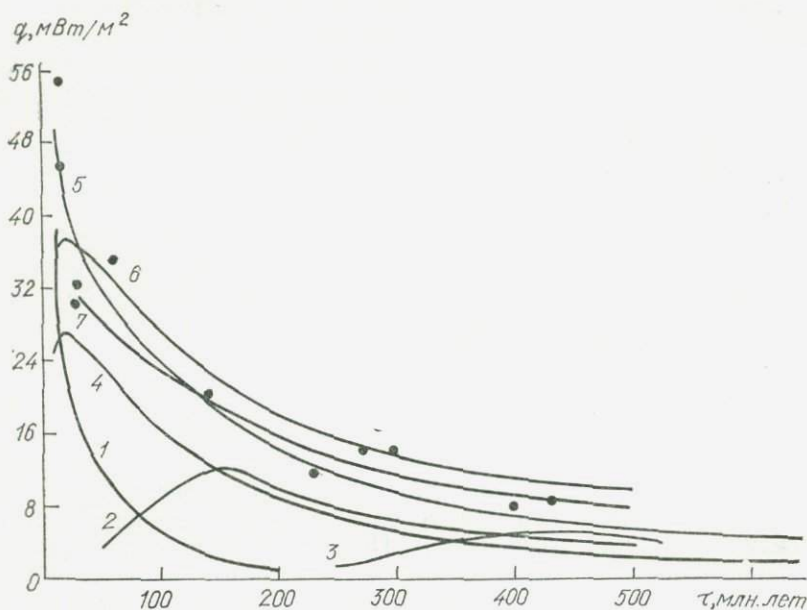


Рис. 27. Тепловые потоки при остывании земной коры и верхней мантии: точки — средние величины наблюдаемых тепловых потоков на структурах разного возраста:

кривые — рассчитанные значения; 1 — земная кора при температуре $T = 800^{\circ}\text{C}$; 2, 3 — слой мощностью 100 км при $T = 1000^{\circ}\text{C}$ на глубине соответственно 100 и 200 км; 4 — слой мощностью 50 км при $T = 1000^{\circ}\text{C}$ на глубине 40 км; 5 — земная кора и верхняя мантия, в которых температуры соответствуют кривой ΔT на рис. 28 при максимальном повышении температур $\Delta T_{\text{макс}} = 800^{\circ}\text{C}$ на глубине $h = 40$ км; 6 — $\Delta T_{\text{макс}} = 1000^{\circ}\text{C}$, $h = 40$ км; 7 — $\Delta T_{\text{макс}} = 800^{\circ}\text{C}$, $h = 60$ км.

времени (рис. 27). Отметим, что расчеты выполнены для слоя бесконечного простираения. Для ограниченного тела значения потоков будут еще ниже. Даже слой мощностью 100 км с температурой перегрева 1000°C не может обеспечить при остывании требуемое количество тепла и необходимую величину теплового потока. Средний тепловой поток через верхнюю границу остывающего тела в начальный период остывания не будет превышать 42 мВт/м^2 , а для получения наблюдаемой поверхностной аномалии необходимо не менее 80 мВт/м^2 .

Для согласования расчетных тепловых потоков с наблюдаемыми необходимо увеличить мощность перегретого слоя и повысить его температуру. Но для повышения температур существует предел,

которым является температура плавления. Температура плавления на глубинах 40—100 км, судя по экспериментальным данным, ограничена интервалом 1300—1700°С (Йодер, Тилли, 1967; Грин, Рингвуд, 1968; Кадик и др., 1971; Хитаров, Пугин, 1974, и др.). Для устойчивых областей рассчитанные стационарные температуры на тех же глубинах составляют 500—800°С (Любимова, 1968; Смирнов, 1968; Кутас, Гордиенко, 1971, и др.). Следовательно, максимальный перегрев не может превышать 800—1000°С.

Перебор множества вариантов температурного распределения в верхней мантии показал, что можно согласовать высокие тепловые потоки на поверхности с определенными температурами (рис. 28). При их вычислении земная кора и верхняя мантия представлялись в виде нескольких слоев. Для каждого слоя подбиралась такая величина температуры, которая наилучшим образом соответствовала бы наблюдаемым тепловым потокам.

Для обеспечения наблюдаемых высоких тепловых потоков необходимо, чтобы зона повышенных температур охватывала интервал глубин от поверхности до 200—250 км. На малых временах высокие тепловые потоки обеспечиваются повышением температур в земной коре на глубинах 20—30 км в среднем на 300—400°С и в верхней мантии на глубинах 40—120 км на 800—1000°С. Породы в интервале 40—100 км должны быть частично расплавлены, что обеспечит дополнительное тепловыделение при их кристаллизации. Суммарное выделение тепла в этом интервале составит около 3000—4000 дж/см³ за счет перегрева и около 1000 дж/см³ при кристаллизации. Для получения наблюдаемых потоков на больших временах необходимо, чтобы тепло поступало с глубин свыше 150 км. Здесь

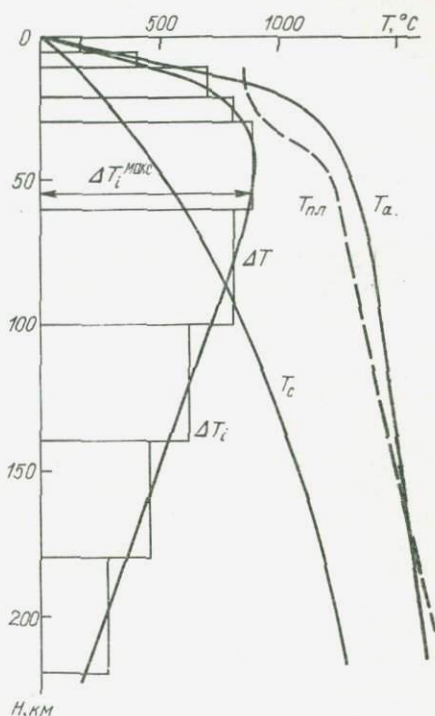


Рис. 28. Модель расчета аномальных температур в активных областях: T_c — распределение температур в земной коре и верхней мантии стабильных областей;

T_α — распределение температур в активных зонах; ΔT — аномальные температуры в активных областях ($\Delta T = T_\alpha - T_c$); ΔT_i — многослойная модель распределения аномальных температур, принятая при расчетах; $\Delta T_{\text{макс}}$ — максимальное значение аномальных температур; $T_{\text{пл}}$ — кривая плавления (солидус), по троекратной по данным Д. Грина и А. Рингвуда (1968), Г. Йодера и К. Тилли (1967), А. А. Кадика и др. (1971), Н. И. Хитарова, В. А. Пугина (1974) и др.

достаточно повышения температур на $300\text{--}500^\circ\text{C}$. Кратковременные температурные возмущения на глубинах около $250\text{--}300\text{ км}$ и больше при распространении тепла путем теплопроводности не влияют на распределение тепловых потоков на поверхности.

Используя полученные значения температурных возмущений, можно оценить температуры в земной коре и верхней мантии тектонически активных областей. Для этого избыточные температуры необходимо прибавить к стационарным температурам, рассчитанным на основе решения стационарного уравнения теплопроводности по содержанию радиоактивных элементов (см. рис. 28, кривая Та). Полученные таким образом температуры приближаются к температурам плавления пород в земной коре и верхней мантии, а в интервале глубин $20\text{--}150\text{ км}$ превышают их.

Полученное распределение температур соответствует моменту максимального развития термальных процессов. С этого времени приток энергии, вызывающий повышение температур, прекращается, и наступает период охлаждения. Если, например, предположить, что вынос дополнительной энергии связан с движением масс, то приведенное распределение температур соответствует тому моменту, когда движение масс прекращается и начинается их остывание. Очевидно, можно с достаточным основанием считать, что начиная с этого момента тепло передается преимущественно кондуктивным путем, а распределение температур и тепловых потоков удовлетворяет уравнению теплопроводности.

Рассмотренная модель не характеризует динамику теплового поля в течение всего активного периода. В ней отражена вторая часть этого периода—охлаждение. Процесс нагрева в ней не рассматривается. Высокие температуры задаются в виде начального условия.

Таким образом, наблюдаемые закономерности и значения тепловых потоков в тектонически активных зонах удастся получить расчетным путем из решения уравнения теплопроводности при определенном задании начальных и граничных условий, которые выбираются с учетом имеющейся геологической и геофизической информации о возможном характере происходящих процессов. Рассмотренные упрощенные модели тепловых процессов, построенные на предположении о дополнительном потоке тепла из мантии, дают возможность оценить некоторые параметры этого теплопотока независимо от его природы. Активный период, в течение которого происходит усиленный вынос тепла, должен составлять $30\text{--}60$ млн. лет. Количество выносимого тепла эквивалентно действию источника тепла в интервале глубин $40\text{--}200\text{ км}$ с суммарной интенсивностью $4000\text{--}5000\text{ дж/см}^3$. Поток через кровлю источника составляет $120\text{--}200\text{ мВт/м}^2$. Глубина залегания источника равна $30\text{--}50\text{ км}$ и фактически совпадает с мощностью земной коры.

В тектонически активных областях указанные глубины, очевидно, разделяют слои с существенно различными параметрами. Слой, залегающий выше, в основном сохраняет твердое состояние, и в нем тепло распространяется преимущественно кондуктивным путем.

В нижнем слое на определенных этапах геологической истории главную роль в переносе тепла играет движение масс, которое происходит в относительно короткие промежутки времени (30—50 млн. лет) и охватывает интервал глубин не менее 200 км. Очевидно, верхний слой можно отождествлять с литосферой, а нижний — с астеносферой. Существование мощных зон с нарушенным тепловым режимом подтверждается независимо геофизическими методами. На основании сейсмических данных в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса возможная зона отделения магмы находится в интервале глубин 30—230 км (Федотов, 1974).

Выполненные расчеты, естественно, носят приближенный характер, что связано не только с выбором модели и вводимыми при этом упрощениями, но и с выбором физических параметров среды, которые зависят от непрерывно изменяющихся термодинамических условий. Тем не менее результаты расчетов удовлетворительно согласуются с тепловым состоянием земной коры и величиной теплового потока на поверхности. Полученные оценки количества дополнительного тепла, которое поступает из мантии в тектонически активных зонах, согласуются с результатами анализа баланса тепла при образовании магматических очагов и метаморфизме в земной коре (Дударев и др., 1972). Основным критерием, определяющим количество тепла при магматизме, являются температура плавления пород и длительность существования очагов магмы. При низких тепловых потоках, незначительно превышающих среднеземные, очаги плавления в земной коре образоваться не могут. Высокие потоки, превышающие среднеземные почти на порядок, дают масштабы плавления и перегрев пород нереальные в условиях земной коры (3000—4000°С). Оптимальные дополнительные теплотокоты ограничены интервалом 80—200 мВт/м². Для образования очагов плавления в «базальтовом» слое необходимы дополнительные потоки тепла порядка 80—120 мВт/м². Такие же потоки обеспечивают метаморфизм пород в верхних слоях земной коры. Очаги плавления в «гранитном» или осадочном слоях образуются при дополнительном теплотокоте около 120 мВт/м².

Таким образом, анализ данных по тепловым потокам в тектонически активных областях на основе теории теплопроводности позволяет объяснить некоторые закономерности в распределении тепловых потоков и увязать их с конкретными особенностями геологической истории и тектоно-магматической активности. В частности, удастся удовлетворительно объяснить зависимость величины теплового потока от возраста складчатости и дать ее интерпретацию.

Анализ зависимости величины теплового потока от возраста структур. Зависимость теплового потока от возраста структур, построенная по наблюдаемым значениям потоков в пределах геосинклинальных систем разного возраста, имеет максимум на временах 30—80 млн. лет. Эта зависимость при определенных предположениях может быть использована для оценки параметров возмущающих объектов. Предполагается, что, во-первых, возму-

щения теплового потока связаны с источником тепла; во-вторых, источник имеет конечные размеры и правильную геометрическую форму; в-третьих, источник выделяет тепло относительно быстро, что позволяет рассматривать его близким к мгновенному. При таких предположениях по времени максимума на кривой тепловой поток — возраст складчатости можно определить глубину залегания возмущающего объекта, используя известные соотношения теории теплопроводности (Карслоу, Егер, 1964; Лыков, 1970). Так, для цилиндрического источника глубина залегания может быть вычислена как $h = 2\sqrt{at}$. Если кривая имеет максимум на временах 20—60 млн. лет, то этим временам соответствуют глубины залегания тепловыделяющего объекта 40—80 км.

Наблюденная кривая, характеризующая зависимость теплового потока от времени тектоно-магматической активизации, дает возможность рассчитать также общие потери тепла с единицы площади геосинклинали. Они равны площади, ограниченной этой кривой и осью абсциссы, и составляют около $(2 \div 3) \cdot 10^{14}$ дж/м³.

Предположения о природе источника тепла аномального теплотока

В недрах Земли могут происходить различные процессы, нарушающие их тепловое состояние. Проведенный анализ аномальных тепловых потоков не учитывает физическую сущность этих процессов. В настоящее время еще нет достаточно данных, чтобы представить физику таких процессов даже на качественном уровне, не говоря уже о количественной стороне вопроса. Тем не менее полученные результаты дают возможность сделать некоторые общие предположения о природе дополнительного теплотока в тектонически активных районах. Последний в верхних слоях Земли может быть создан повышенной относительно кратковременной генерацией тепла в ограниченном объеме верхней мантии или изменением условий теплопередачи, с которым связан вынос тепла с больших глубин.

Наиболее вероятными источниками тепла в верхней мантии могут быть неоднородности ее строения, движение масс, перестройка вещества, химические реакции, приливное трение и пр. Наличие неоднородностей в зонах повышенных тепловых потоков подтверждается всеми геофизическими данными (повышенная электропроводность, пониженные скорости распространения сейсмических волн и др.). Эти неоднородности могли сохраниться со времени образования Земли или возникнуть в процессе ее развития. Если неоднородности имеют первичную природу, то наиболее вероятно, что с ними связана повышенная концентрация радиоактивных элементов. Но аномалии тектонически активных зон не могут быть обусловлены радиогенным теплом, поскольку они относительно непродолжительны, и в этих зонах повышенной радиоактивностью не отличаются ни осадочные, ни изверженные породы.

Вторичные неоднородности верхней мантии могут быть следст-

нием преобразования вещества, обусловленного изменением термодинамических условий. Накопившийся в последние годы экспериментальный материал подтверждает возможность таких переходов в пределах изучаемых глубин, как кварца в коэзит, а при определенных условиях — стиповерит, габбро — в эклогит, шпинелевого перидотита в гранатовый и т. п. (Магницкий, 1965; Грин, Рингвуд, 1968; Субботин и др., 1968, и др.). Эти переходы осуществляются при определенных термодинамических условиях, сопровождаются изменением физических свойств и объема вещества, выделением или поглощением тепла. Однако количество выделяемого тепла в основном не превышает 200—400 дж/см³, что примерно на порядок меньше, чем требуется для получения наблюдаемых высоких тепловых потоков. Поэтому с энергетической точки зрения процессы перестройки вещества в верхней мантии нельзя рассматривать в качестве источников тепла тектонически активных областей.

Тем не менее нельзя полностью отрицать влияние подобных процессов на формирование теплового режима верхней мантии и развитие тектоно-магматических процессов. Именно перестройка вещества и образование более плотных или, наоборот, легких фаз может нарушать механическое равновесие в мантии Земли. Возникающее движение масс способствует перераспределению тепловой энергии.

Значительное количество тепла выделяется при серпентинизации оливина в присутствии воды (Hess, 1965). Если этот процесс охватывает большую часть верхней мантии, то он существенно нарушает тепловой режим земной коры. Однако серпентинизация оливина происходит при относительно низких температурах (не более 500° С) и, очевидно, не может иметь широкого распространения в условиях высоких температур активных зон.

Заметную роль в термической истории Земли могла играть энергия приливного трения (Любимова, 1968). В настоящее время она выделяется преимущественно в слое пониженной вязкости, который, очевидно, опоясывает весь земной шар. Большие трудности возникают при попытке объяснить, почему диссипация энергии приливной волны происходит в определенных районах в относительно небольшом объеме мантии за короткий промежуток времени.

Таким образом, в настоящее время не известны такие источники тепла в самой верхней части мантии, которые могли бы обеспечить наблюдаемое в тектонически активных областях повышение температур и тепловых потоков. Очевидно, следует считать более приемлемым вынос тепла с больших глубин вследствие кратковременного изменения механизма переноса тепла в недрах. В этом случае вопрос о переносе тепла должен рассматриваться как часть более общего вопроса о перемещении масс в недрах и движущих силах тектоногенеза. По современным представлениям, заметную роль в перераспределении энергии и вещества в недрах могут играть такие процессы, как зонная плавка (Виноградов, 1964; Виноградов, Ярошевский, 1965; Магницкий, 1965; Тихонов и др., 1969), поднятие астенолитов (Белюсов, 1966), конвекция (Артюшков, 1970; Мясни-

ков и др., 1971; Сорохтин и др., 1971), фильтрация по проницаемым зонам потоков растворов и летучих — «трансмагматических» потоков (Коржинский, 1968). Почти во всех этих процессах исходным является положение об общей дифференциации Земли и образовании земной коры за счет более легких фракций, выделяющихся при частичном или полном плавлении вещества недр. Однако в разных гипотезах рассматриваются различные механизмы этого явления.

Процесс зонной плавки увязывается с появлением очага плавления в неоднородной среде верхней мантии. Выплавляющаяся легкая фаза выносится вверх, в то время как тугоплавкие и более плотные компоненты оседают у нижней границы расплавленного слоя. Кристаллизуясь, они выделяют дополнительное количество тепла. В расплавленном слое, таким образом, происходит интенсивное перемешивание, что способствует усиленному переносу тепла. Дополнительный поток тепла обеспечивает постепенное подплавление кровли и движение зоны вверх. Очаг плавления, зародившись на глубинах 200—400 км, при благоприятных условиях может подняться до уровня верхов мантии. Скорость прохождения зоны зависит от величины эффективной теплопроводности в ней. Чем выше эффективная проводимость, тем скорее зона подходит к поверхности (Тихонов и др., 1969).

Увеличение теплового потока при зонной плавке создается в результате перегрева пород в зоне плавления, мощность которой примерно 200 км, и выделения тепла при кристаллизации. Остывание такой толщи пород может обеспечить тепловые потоки, близкие к наблюдаемым. Сам процесс движения фронта расплава фактически не влияет на характер распределения теплового потока на поверхности. Определяющим является предельное положение верхней границы зоны, ее мощность и перегрев. Очевидно, важную роль в переносе тепла могут играть потоки растворов и летучих, которые отделяются при проплавлении и двигаются быстрее фронта плавления.

При подъеме нагретых глубинных масс в виде диапиров или астенодитов количество выносимого тепла определяется перегревом внедрившихся масс по отношению к окружающим породам и выделением тепла при кристаллизации, если эти массы находятся в расплавленном состоянии. Выше было показано, что только перегревом невозможно обеспечить наблюдаемые высокие значения тепловых потоков даже при очень больших объемах остывающих масс (мощность 100 км и более). Для получения реальных величин теплового потока необходимо предположить существование хотя бы частично расплавленного слоя, ограниченного глубинами 40—120 км. Более удовлетворительные результаты можно получить, если предположить, что в диапире, корни которого уходят на глубину свыше 200 км, происходит интенсивное конвективное перемешивание, благодаря чему все новые и новые порции нагретого и легкого вещества поднимаются вверх. Этот процесс длится 30—50 млн. лет, после чего наступает период остывания.

При конвективном переносе тепла (независимо от природы по-

добных течений) количество выносимого тепла определяется скоростью движения, сверхадиабатическим градиентом температуры и мощностью конвектирующего слоя. Необходимый приток тепла можно получить при сверхадиабатическом градиенте $1-2^{\circ}\text{C}/\text{км}$ и скорости движения $1-2\text{ см}/\text{год}$ в слое $300-400\text{ км}$. Количество выносимого тепла достигает $80-120\text{ мВт}/\text{м}^2$. Высокие тепловые потоки создаются в начальный период за счет тепла, выносимого движущимися массами, а на втором этапе, когда движение масс прекращается, в результате остывания земной коры и верхней мантии. Подобная модель переноса позволяет получить необходимые значения тепловых потоков без предположения о существовании мощных слоев расплавленных пород.

Нагревание пород при конвективном движении в них теплоносителя со скоростью v в первом приближении равносильно действию дополнительного источника тепла (Чекалюк, 1965). При этом предполагается, что в элементе пористой среды температуры между теплоносителем и скелетом породы мгновенно выравниваются. Адиабатический и дроссельный процессы не учитываются. При заданном начальном градиенте температур γ в результате движения жидкости установится распределение температур

$$T = \gamma z + \gamma v \tau \left[1 - 4i^2\Phi \frac{z}{2\sqrt{a\tau}} \right]. \quad (\text{V.9})$$

Тепловой поток на поверхности будет равен

$$q_{\infty} = \lambda \gamma + 2\lambda \gamma v \sqrt{a\tau} i\Phi \frac{z}{2\sqrt{a\tau}}, \quad (\text{V.10})$$

где
$$i^2\Phi(u) = \int_0^{\infty} i\Phi(u) du; \quad i\Phi(u) = \int_0^{\infty} \Phi^*(u) du;$$

$$\Phi^*(u) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-v^2} dv.$$

Необходимые значения потока на поверхности можно получить при скоростях движения теплоносителя $5-10\text{ см}/\text{год}$ в течение $20-40\text{ млн. лет}$. Это вполне приемлемые значения.

Таким образом, приближенные оценки теплового эффекта различных процессов показывают, что наиболее существенные тепловые возмущения вызываются тепломассопереносом в верхней мантии. Удовлетворительные результаты можно получить при разных типах движения масс. Когда есть альтернатива в выборе механизма движения, предпочтение следует отдать тем формам движения, которые наилучшим образом удовлетворяют фактическим данным и обеспечивают: 1) устойчивый приток энергии в течение $30-50\text{ млн. лет}$; 2) интенсивность теплотока в пределах $80-200\text{ мВт}/\text{м}^2$; 3) повышение температур в интервале глубин до $200-250\text{ км}$; 4) закономерное изменение типа магмопроявлений. Не исключено, что одновременно существуют разные типы движения или происходит их взаимная смена во времени и по глубине.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ С ФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ ЗЕМЛИ И СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Поведение физических полей Земли (гравитационного, магнитного, теплового и др.) определяется физическими свойствами (плотностью, намагниченностью, теплопроводностью, упругостью и пр.) горных пород, которые зависят от их минералогического состава, а также от давления и температуры. Роль двух последних факторов неодинакова. Давление на одних и тех же глубинах практически остается постоянным, а температура значительно изменяется в зависимости от величины теплового потока. В некоторых районах колебания температур могут оказывать определяющее влияние на поведение физических параметров и, следовательно, на характер физических полей. Особенно чувствительны к изменению температур электропроводность и намагниченность.

Таким образом, между распределением тепловых потоков и другими геофизическими полями должны существовать достаточно тесные связи. Они основываются, с одной стороны, на чувствительности этих полей к колебаниям физических параметров горных пород, которые определяются их литолого-петрографическими особенностями, минералогическим составом и характером залегания, а с другой — на зависимости этих параметров от температуры, изменяющейся в соответствии с величиной теплового потока. В конкретных условиях роль геолого-структурного и температурного факторов может существенно изменяться, что создает сложный характер взаимоотношений между полем тепловых потоков и другими физическими полями Земли.

Анализ геотермических и сейсмических данных

В настоящее время при геологической интерпретации данных ГСЗ колебания скоростей сейсмических волн увязываются исключительно с изменением петрографического состава отдельных слоев земной коры: ультраосновные породы характеризуются более высокими упругими параметрами, чем основные, последние — большими, чем кислые. При этом совсем не учитывается температурный фактор, влияние которого в областях высокого теплового потока должно быть существенным.

Необходимость учета изменения температур в земной коре стала особенно актуальной в последнее время в связи с обнаружением в земной коре и верхах мантии слоев с пониженными скоростями (Косминская, 1968; Павленкова, 1974; Соллогуб, 1975; Беляевский, 1975), геологическая природа которых не ясна.

Изменение продольных скоростей сейсмических волн с глубиной для однородной породы определяется уравнением

$$\frac{\partial v_P}{\partial z} = \left(\frac{\partial v_P}{\partial P} \right)_T \frac{dP}{dz} + \left(\frac{\partial v_P}{\partial T} \right)_P \frac{dT}{dz}, \quad (\text{VI.1})$$

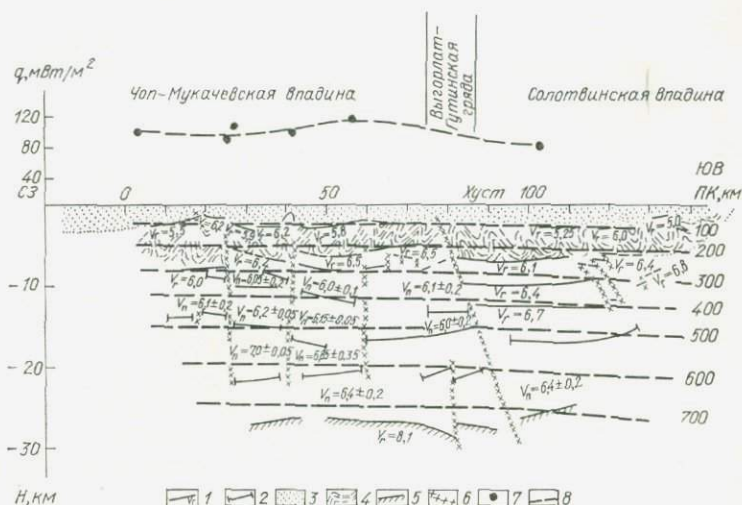


Рис. 29. Геотермический профиль через Закарпатский прогиб:

1 — преломляющие горизонты и значения граничных скоростей, км/с; 2 — отражающие горизонты; 3 — о.адки; 4 — породы фундамента; 5 — граница Мохо; 6 — глубинные разломы; 7 — значения теплового потока; 8 — изотермы; V_P — пластовые скорости, км/с.

где v_P — скорость продольных сейсмических волн; z — глубина; P и T — соответственно давление и температура. В этом уравнении градиент давления можно считать известным. $\frac{dT}{dz}$ меняется от региона к региону и может быть вычислен при известных тепловом потоке, теплопроводности и распределении источников тепла в земной коре. Градиент скорости при переменном давлении и постоянной температуре $\left(\frac{\partial v_P}{\partial P} \right)_T = \alpha$ и градиент скорости при переменной температуре и постоянном давлении $\left(\frac{\partial v_P}{\partial T} \right)_P = \beta$ находятся по экспериментальным данным (Берч, 1964; Волоревич, 1964; Хьюз, Моретт, 1964; Лебедев и др., 1972, и др.). При увеличении только давления скорости вначале (до давления около 1 кбара) возрастают очень быстро, а затем происходит достаточно плавное увеличение скорости

с градиентом $1 \cdot 10^{-5} \div 7 \cdot 10^{-5}$ км/с·бар. При увеличении температуры скорости уменьшаются, причем эффект температуры преобладает над воздействием давления. β для гранитов изменяется от $-0,1 \cdot 10^{-3}$ до $-2,0 \cdot 10^{-3}$, для основных пород — от $-0,1 \cdot 10^{-3}$ до $-1,0 \cdot 10^{-3}$ км/с·град. Но при наличии даже относительно небольших компенсирующих давлений температурный градиент уменьшения скорости существенно снижается.

На основе приведенной выше зависимости градиента скорости от температуры и давления Е. А. Любимова (1968) предприняла попытку уменьшить неоднозначность построения сейсмических моделей земной коры и согласовать их с поведением геотермического градиента. Оказалось, что многие модели земной коры в районе Средней Азии соответствуют отрицательному геотермическому градиенту и, следовательно, не имеют физического смысла.

При истолковании разрезов земной коры в Закарпатском прогибе, который является районом с повышенными значениями теплового потока, нами совместно с А. В. Чекуновым и др. (1971) были использованы геотермические данные. Земная кора Закарпатья имеет многослойное строение. Многочисленные разломы обуславливают сложный слоисто-блоковый характер структур (рис. 29). Верхний слой сложен низкоскоростными породами неогеновой молассы. Ниже залегают породы «гранитного» слоя со скоростями 6,0—6,4 км/с, внутри которых выделяется горизонт со скоростями 6,0—6,1 км/с. На глубине 12—18 км сейсмические скорости имеют значения, свойственные «базальтовому» слою (6,7—7,0 км/с). В низах этого слоя выделяется вторая толща с пониженными скоростями, равными 6,2—6,6 км/с.

Для Закарпатского прогиба по тепловому потоку были рассчитаны температуры и геотермический градиент (рис. 30). По градиенту температуры, а также средним значениям α и β вычислялся градиент скорости (рис. 31), который в условиях Закарпатского прогиба уменьшается с глубиной и становится отрицательным для кислых пород на глубинах около 6—7 км и для основных пород — на глубинах 18—20 км. Эти глубины соответствуют слоям с пониженными скоростями по данным ГСЗ. Таким образом, не исключено, что появление слоев с пониженными скоростями в земной коре Закарпатского прогиба связано с влиянием температуры на упругие свойства пород.

Аналогичные расчеты были выполнены для юго-западного склона Восточно-Европейской платформы (Волыно-Подольской плиты), где наблюдаются низкие тепловые потоки (см. рис. 6 и 7). Вычисленные градиенты скорости в этом районе также уменьшаются с глубиной, но остаются положительными в пределах всего «гранитного» слоя. В «базальтовом» слое инверсия скорости возможна на глубинах свыше 30 км.

Рассмотренные примеры показывают, что сейсмические данные качественно хорошо согласуются с результатами геотермических

исследований. В районах с высоким тепловым потоком появление в земной коре слоев с пониженными скоростями в той или иной степени объясняется влиянием высоких температур на упругие параметры среды. Однако абсолютную величину уменьшения скорости нельзя определить с достаточной степенью точности, так как все выполненные расчеты основываются на приближенных и усредненных значениях параметров α и β , которые непостоянны в разных

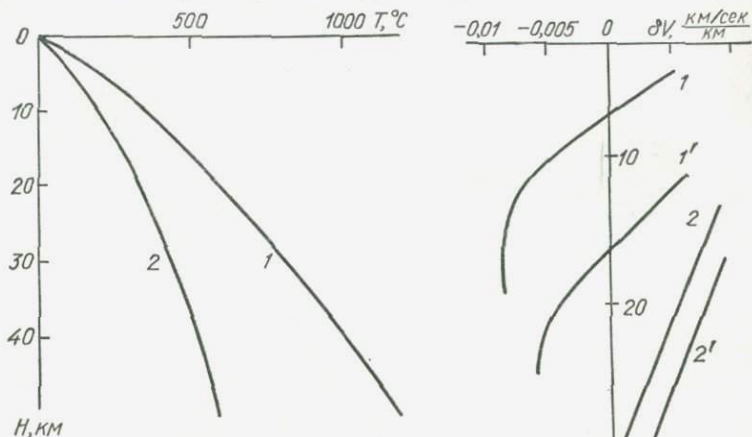


Рис. 30. Температуры в земной коре Закарпатского прогиба (1) и Вольно-Подольской плиты (2).

Рис. 31. Рассчитанные градиенты скоростей сейсмических волн в земной коре Закарпатского прогиба (1, 1') и Вольно-Подольской плиты (2, 2'). Кривые 1 и 2 рассчитаны для пород кислого состава, кривые 1' и 2' — для пород основного состава.

интервалах температур и давлений, а также зависят от условий эксперимента и состава пород. Повышение давлений и температур оказывает противоположное воздействие на градиент скорости, что обуславливает весьма сложную зависимость $v = f(P, T) = f(z)$. Наиболее точные представления о поведении скоростей сейсмических волн, очевидно, могут дать измерения при программном изменении термодинамических условий, соответствующих данному конкретному региону, когда образец как бы погружается постепенно на большие глубины.

Такие измерения выполнили Т. С. Лебедев, В. И. Шаповал и В. А. Корчин (1972) по заданному нами распределению температуры для центральной части Украинского щита. Они показали, что для многих разновидностей пород в интервале глубин 15—20 км в условиях низких температур Украинского щита возможно уменьшение сейсмических скоростей (рис. 32). При повышении температур минимум скоростей смещается в сторону меньших глубин и становится более выразительным.

Температурный фактор несомненно влияет на распределение скоростей сейсмических волн и в верхней мантии. Об этом свидетельствует уменьшение скоростей на границе Мохо от 8,1—8,2 до 7,6—7,9 км/с в зонах с высоким тепловым потоком. Уменьшение скоростей наблюдается, в частности, в районах Байкальского рифта (Пузырев, 1974), Рейнского грабена (Mueller, 1972), Бассейнов и Хребтов (Masse e. a., 1972).

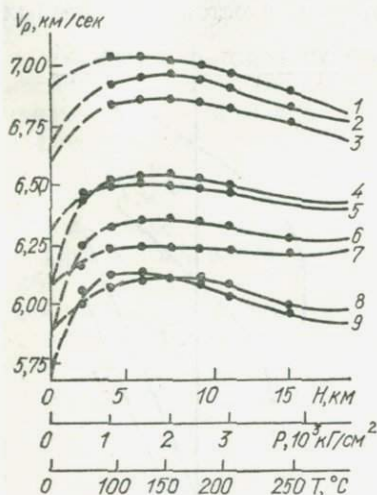


Рис. 32. Экспериментальные зависимости скоростей сейсмических волн от температуры и давления (по Т. С. Лебедеву и др., 1972): 1 — лабрадориты; 2 — габбро-амфиболиты; 3 — габбро-нориты; 4 — граниты; 5 — чарнокиты; 6 — граниты рапакиви; 7 — габбро-монцититы; 8 — мигматиты; 9 — гнейсы.

сохраняется и в отдельных тектонических зонах. Так, на Украинском щите в Криворожско-Кременчугской зоне, где мощность земной коры превышает 50 км, тепловые потоки низкие (25—33 мВт/м²), в Кировоградском блоке тепловые потоки увеличиваются до 40—45 мВт/м², а мощность земной коры уменьшается до 40—45 км.

Мощность земной коры в Карпатском регионе постепенно возрастает от Паннонской впадины (25—27 км) к Внешним Карпатам и Предкарпатскому прогибу, достигая максимальных значений (55—56 км) под Скибовой зоной Карпат и Предкарпатским прогибом. Тепловые потоки в том же направлении уменьшаются от 80—90 до 35—45 мВт/м². Подобные закономерности наблюдаются в пределах Чешского кристаллического массива, Средней Европы и в других районах.

Однако подобные корреляционные связи не очень тесны и однозначны. В некоторых районах молодой активизации и осадконакопления часто наблюдается прямая зависимость между величиной

Сопоставление мощности и структуры земной коры по данным ГСЗ с величиной теплового потока. Если сравнивать величину теплового потока с мощностью земной коры на обширной территории Восточно-Европейской платформы и ее геосинклинального обрамления, то довольно четко видна следующая закономерность: древней Восточно-Европейской платформе и прилегающим к ней предгорным прогибам присущи увеличенная мощность земной коры и низкие тепловые потоки; в геосинклинальном поясе и молодых платформах выделяется большое количество структур с утоненной земной корой, которым почти повсеместно сопутствуют высокие тепловые потоки (рис. 33—35). Тенденция к увеличению тепловых потоков в зонах с утоненной земной корой и понижению — в зонах с толстой корой

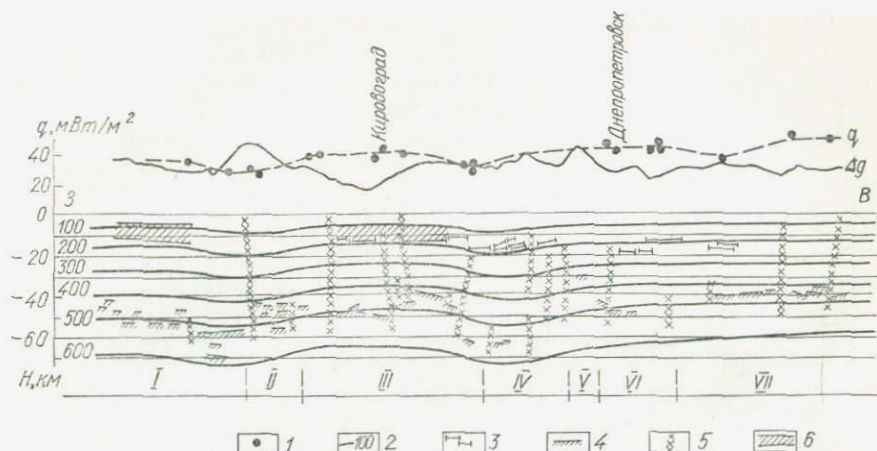


Рис. 33. Геотермический профиль Таганрог — Голованевск. Упрощенный сейсмический разрез приводится по В. Б. Соллогубу и А. В. Чекунову (1975):

1 — значения тепловых потоков; 2 — изотермы, °C; 3 — сейсмические границы в земной коре; 4 — раздел Мохо; 5 — глубинные разломы; 6 — слои с пониженными скоростями распространения сейсмических волн; Δg — кривая силы тяжести. Блоки: I — Подольский, II — Голованевский, III — Кировоградский, V — Запорожский, VII — Приазовский; зоны: IV — Криворожско-Кременчугская, VI — Орехово-Павлоградская

теплового потока и мощностью земной коры. Так, глубоководной впадине Черного моря с утоненной земной корой соответствуют низкие тепловые потоки, а мегантиклинорию Большого Кавказа и другим горноскладчатым районам с более мощной земной корой — высокие.

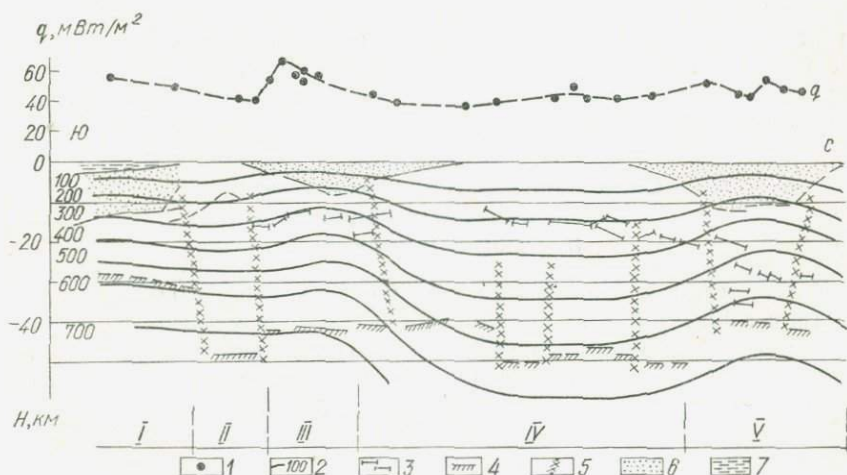


Рис. 34. Геотермический профиль Черное море — Воронежский кристаллический массив.

Условные обозначения 1 — 5 те же, что и на рис. 33; 6 — осадочный слой; 7 — вода; I — Черноморская впадина; II — Горный Крым; III — Скифская плита; IV — Украинский щит; V — Днепровско-Донецкая впадина.

Следовательно, мощность и строение земной коры не оказывают определяющего влияния на характер теплового поля. Изменения теплового потока, которые часто коррелируются со структурой земной коры или ее мощностью, в большинстве случаев объясняются неоднородностями в верхних горизонтах, создающих неравномер-

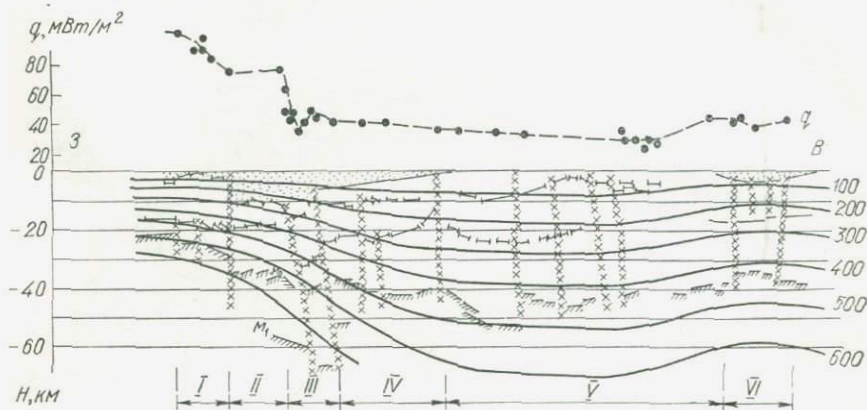


Рис. 35. Геотермический профиль Паннонская впадина — Воронежский кристаллический массив.

Условные обозначения те же, что и на рис. 33 и 34. I — Закарпатский прогиб; II — Складчатые Карпаты; III — Предкарпатский прогиб; IV — Воыно-Подольская плита; V — Украинский щит; VI — Днепровско-Донецкая впадина.

ное распределение радиоактивных элементов или теплопроводности. Увеличение тепловых потоков в зонах молодой тектонической активности вызывается притоком тепла из недр совместно с продуктами их дифференциации. Наиболее интенсивно этот процесс происходит в зонах растяжения и дробления земной коры, которые отличаются высокими тепловыми потоками независимо от структуры и мощности земной коры.

Сопоставление тепловых потоков с аномальным гравитационным и магнитным полями

Величина теплового потока и аномалии гравитационного поля в редукции Буге. Связь между аномалиями гравитационного и теплового полей должна основываться на зависимости теплофизических констант от плотности и плотности от температуры. Однако, как показывает сопоставление аномалий гравитационного поля в редукции Буге с полем тепловых потоков, эта связь неоднозначна.

На Украинском щите и в других областях древней консолидации положительным аномалиям гравитационного поля соответствуют низкие тепловые потоки, и наоборот, отрицательным аномалиям — повышенные. На профиле ГСЗ Таганрог — Голованевск,

пересекающем Украинский щит, выделяется несколько региональных аномалий силы тяжести (рис. 33). Наиболее крупные положительные аномалии соответствуют Приднепровскому и Голованевскому блокам, отрицательная — Кировоградскому. Кроме того, выделяется много более мелких положительных и отрицательных аномалий.

Все эти аномалии связаны с плотностными неоднородностями верхних горизонтов земной коры до глубин 10—15 км («Изучение тектоники докембрия», 1972; Голидра, 1973, и др.). Положительными аномалиями гравитационного поля отличаются блоки земной коры, которые на поверхности сложены породами высокой плотности. Это преимущественно основные или высокометаморфизованные породы с низким содержанием радиоактивных элементов. Отрицательные гравитационные аномалии создаются гранитоидами с повышенной радиоактивностью. Однако во многих случаях эта закономерность нарушается. Положительные аномалии гравитационного поля часто связаны с массивами изверженных пород (щелочные массивы), которые характеризуются повышенной плотностью и радиоактивностью, а отрицательные аномалии наблюдаются в зонах развития осадочно-вулканогенных формаций с низкой плотностью и радиоактивностью.

Если причиной аномалий гравитационного и теплового полей являются неоднородности земной коры с неравномерным распределением источников тепла и плотности, то они могут быть сопоставлены на основе соотношения (Simmons, 1969)

$$q = \frac{gQ}{4\pi G\rho}, \quad (\text{VI.2})$$

где q — тепловой поток; Q — генерация тепла в единице объема; G — гравитационная постоянная; ρ — плотность; g — гравитационное поле. Это соотношение вытекает из аналогии между потенциальными полями. Гравитационный потенциал массы M в точке, удаленной на расстояние r , равен

$$W = \frac{G \cdot M}{r}. \quad (\text{VI.3})$$

Тепловой потенциал (температура) в среде с теплопроводностью λ при суммарной интенсивности тепловыделения Q'

$$T = \frac{Q'}{4\pi\lambda r}. \quad (\text{VI.4})$$

Для гравитационного и теплового полей есть следующие соотношения:

$$g = -\frac{\partial W}{\partial r} = -GM \frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{r}, \quad (\text{VI.5})$$

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial r} = -\frac{Q'}{4\pi} \frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{r}. \quad (\text{VI.6})$$

Принимая во внимание, что в ограниченном объеме (V)

$$Q' = \int_V Q dV; \quad M = \int_V \rho dV, \quad (VI.7)$$

из (VI.5) и (VI.6) получим

$$q = \frac{gQ}{4\pi G\rho}. \quad (VI.2')$$

Соответствие между аномалиями гравитационного и теплового полей наблюдается и в том случае, когда они связаны с неоднородностями, отличающимися по плотности и теплофизическим свойствам. Положительные аномалии как гравитационного, так и теплового полей соответствуют зонам с утоненной земной корой и создаются за счет повышенной плотности и теплопроводности пород мантии, занимающих приподнятое положение. Отрицательными аномалиями гравитационного и теплового полей характеризуются депрессии, заполненные осадками низкой плотности и теплопроводности.

Рассмотренные аномалии гравитационного и теплового полей связаны с особенностями строения земной коры и верхней мантии, определяющими распределение плотности, теплопроводности и радиоактивных элементов. Они присущи в основном древним и устойчивым областям, в пределах которых колебания температур незначительны и фактически не влияют на плотностную характеристику земной коры.

По-видимому, иная природа корреляционной зависимости между полем тепловых потоков и аномалиями силы тяжести в геосинклинальных и других активных областях. Здесь, кроме неоднородностей земной коры, на распределение полей влияют глубинные процессы, создающие значительные температурные аномалии.

Повышение температуры в земной коре и верхней мантии активных областей создает изменение плотности

$$\Delta\rho = \alpha\rho_0\Delta T. \quad (VI.8)$$

Коэффициент термического расширения α в среднем можно принять равным $3 \cdot 10^{-5}$, повышение температуры $\Delta T = 800^\circ \text{C}$. Если $\rho_0 = 3,3 \text{ г/см}^3$, то уменьшение плотности составит $0,08 \text{ г/м}^3$. Частичное плавление пород заметно увеличит дефицит плотности. Таким образом, температурные возмущения в мантии могут создавать ощутимые изменения плотности и аномалии гравитационного поля. Например, если предположить, что нагретые на 800°C массы имеют форму вытянутого на бесконечность горизонтального цилиндра, ось которого залегает на глубине 60 км, а радиус равен 30 км, то связанная с ними аномалия гравитационного поля достигнет 50 мгл. Подобные аномалии отмечаются во многих районах. В частности, гравитационные аномалии Курильской островной дуги невозможно объяснить без предположения, что верхняя мантия в отдельных блоках характеризуется пониженной плотностью (Ващилов, Гайнанов, 1970). Поскольку в этом случае гравитационным

аномалиям соответствуют повышенные значения тепловых потоков, то их можно увязать или с повышением температур или с внедрением нагретых глубинных масс пониженной плотности.

В целом между аномальным гравитационным полем и распределением тепловых потоков существуют достаточно сложные соотношения, которые зависят от множества факторов и конкретной геологической обстановки. Но, несмотря на сложный и неоднозначный характер связей между тепловым и гравитационным полями, их совместный анализ может быть полезен при истолковании геологической природы неоднородностей этих полей, а также при изучении тектоники и истории развития отдельных участков земной коры.

Величина теплового потока и аномальное магнитное поле. Аномальное магнитное поле представляет собой сочетание положительных и отрицательных аномалий разного размера и интенсивности, связанных с неоднородной намагниченностью горных пород в слое переменной мощности между поверхностью Земли и изотермой Кюри. Температура Кюри для наиболее распространенных магнитных минералов не превышает $570-600^{\circ}\text{C}$. Но наибольшая дифференциация аномального магнитного поля создается из-за неравномерной намагниченности приповерхностных пород и не связана с распределением температур в земной коре, хотя часто наблюдается соответствие между локальными аномалиями геомагнитного поля и изменениями величины теплового потока. Однако это соответствие магнитного и теплового полей не имеет генетической основы, а вытекает из особенностей распределения магнитных минералов и радиоактивных элементов в породах, слагающих верхние горизонты земной коры.

На Украинском щите повышенной намагниченностью характеризуются пироксеновые и амфиболитовые гнейсы, железистые кварциты, изверженные основные и ультраосновные породы, тяготеющие к глубинным разломам. Все эти породы отличаются низкими концентрациями радиоактивных элементов. Слабо магнитными являются многие граниты, в которых наблюдается повышенное содержание радиоактивных элементов. Следовательно, создается соответствие отрицательных аномалий магнитного поля повышенным значениям теплового потока и наоборот. Интенсивная положительная аномалия магнитного поля и низкие потоки наблюдаются в Криворожско-Кременчугском районе. Аномалия связана с повышенной намагниченностью осадочно-вулканогенных метаморфизованных пород, среди которых большое место занимают железистые породы с низкой радиоактивностью.

В некоторых зонах, особенно в зонах относительно молодой тектонической активизации, положительные аномалии геомагнитного поля совпадают с высокими тепловыми потоками. Подобные аномалии связаны с молодыми интрузиями основных пород. В частности, аномалии такого типа наблюдаются в пределах Чешского кристаллического массива, Закарпатского прогиба, Черного моря и в других районах.

Глубоко залегающие магнитные массы вызывают региональные аномалии, охватывающие обширные территории. Следует, однако, отметить, что вопрос о выделении и природе региональных аномалий в настоящее время является во многом дискуссионным. Еще недостаточно разработана методика определения глубин до нижних кромок намагниченных масс и не совсем ясно, как меняется намагниченность пород при высоких давлениях и температурах. Тем не менее на основе анализа региональных магнитных аномалий предпринимались попытки определить глубину залегания подошвы магнитоактивного слоя. Для территории СССР такая работа была выполнена, в частности, А. А. Борисовым и др. (1972). В этой работе глубина до нижней кромки намагниченных пород дается в интервале 50—150 км. Глубины залегания изотермы Кюри для юго-запада СССР, полученные нами по геотермическим данным (см. гл. VII), изменяются от 20—30 до 70—80 км.

Сопоставление поля тепловых потоков с данными электромагнитных исследований

В последнее время методами глубинных электромагнитных исследований установлена значительная неоднородность земной коры и верхней мантии по электропроводности. Слой повышенной электропроводности обнаружен в Южно-Каспийской впадине на глубинах 40—60 км (Бердичевский и др., 1971; Авагамов и др., 1975), в Байкальской рифтовой зоне на глубинах 12—25 и 60—100 км (Поспеев, Михалевский, 1975), в Паннонской впадине на глубинах 40—60 км (Adam, 1976), в Закарпатском прогибе и Карпатах на глубинах 50—80 км (Бондаренко и др., 1969; Рокитянский, 1972). В Закарпатском прогибе отмечается также аномалия геомагнитных вариаций (Бондаренко и др., 1969). Максимальные значения амплитуд вариаций горизонтальной составляющей геомагнитного поля и смена знака вертикальной компоненты приурочены к Закарпатскому глубинному разлому. Наибольшая глубина залегания локализованного источника аномалии составляет 50 км. Происхождение аномалии увязывается с зоной повышенной электропроводности.

Зоны с приподнятым положением электропроводного слоя обычно отличаются высоким тепловым потоком, интенсивным развитием неоген-четвертичного вулканизма, утоненной и раздробленной земной корой. Повышение электропроводности в этих зонах связывают с высокими температурами. Допускается также частичное плавление (Бердичевский и др., 1971).

Как показывают экспериментальные данные, электропроводность очень сильно зависит от температуры (Бондаренко, 1970; Кадик и др., 1971; Хитаров и др., 1971; Пархоменко, Бондаренко, 1972, и др.). При повышении температуры до 1200°С электропроводность пород увеличивается на несколько порядков, особенно интенсивно при температурах выше 800°С. Резкий скачок электропроводности наблюдается при частичном плавлении пород.

Существенно повышает электропроводность твердых и расплавленных пород наличие воды.

Районы, в которых выявлены слои повышенной электропроводности, характеризуются высокими тепловыми потоками и температурами. По нашим расчетам, температуры в Паннонской впадине и Закарпатском прогибе на глубинах 40—60 км составляют 1000—1200° С (см. рис. 35). Это именно тот интервал температур, при котором резко уменьшается электрическое сопротивление и происходит частичное плавление горных пород. Примерно такие же температуры по геотермическим данным можно ожидать на тех же глубинах и в других районах с неглубоким залеганием электропроводного слоя. Таким образом, появление слоев повышенной электропроводности в зонах высокого теплового потока вполне обоснованно объясняется температурным эффектом.

Следует также обратить внимание на возможное повышение электропроводности земной коры и верхней мантии в зонах глубинных разломов. Этот рост электропроводности связан с миграцией глубинных растворов в ослабленных и нарушенных зонах и прямо не связан с высокими температурами, хотя часто к молодым разломам тяготеют и повышенные тепловые потоки.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Методы расчета температур

Фактические данные о температурах в земной коре ограничиваются глубинами скважин, которые в настоящее время достигают 3—4 и реже 5—7 км. Значения температур на больших глубинах могут быть получены только расчетным путем на основе фактических данных о тепловых потоках и теплофизических параметрах горных пород.

Тепловой режим земной коры, образовавшейся в течение длительной эволюции Земли, неразрывно связан с ее тепловой историей. Поэтому наиболее полное представление о тепловом состоянии Земли и, в частности, земной коры можно получить из анализа ее тепловой истории. Анализ тепловой истории Земли основывается на решении нестационарного уравнения теплопроводности с заданными начальными и граничными условиями. Задача записывается следующим образом:

$$c(r, T) \rho(r) \frac{\partial T(r)}{\partial \tau} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left[r^2 \lambda(r, T) \frac{\partial T}{\partial r} \right] + Q(r, \tau) \quad (\text{VII.1})$$

при начальных и граничных условиях

$$T(r, 0) = T_0(r), \quad (\text{VII.2})$$

$$T(R, \tau) = 0, \quad (\text{VII.3})$$

$$\lambda \frac{dT}{dr} = 0 \quad \text{при } r \rightarrow 0. \quad (\text{VII.4})$$

В приведенной системе уравнений T — температура; $\lambda(r, T)$ — коэффициент теплопроводности; $\rho(r)$ — плотность; $c(r, T)$ — удельная теплоемкость; R — радиус Земли; $Q(r, \tau)$ — генерация тепла в единице объема в единицу времени.

Решение уравнения (VII.1) сопряжено со значительными трудностями как математического, так и физического характера и может быть получено лишь при наложении многих ограничений. Для получения численных результатов необходимо знать параметры, которые в настоящее время известны приближенно или берутся условно, исходя из принятых гипотез о происхождении, строении и развитии Земли. В результате удается получить весьма общие закономерности о тепловой истории Земли.

Однако для верхних горизонтов Земли (до глубин 50—100 км) распределение температур удовлетворяет стационарному уравнению теплопроводности (Тихонов, 1937; Магницкий, 1965; Любимова и др., 1973, и др.). Для слоистой земной коры, в которой физические параметры (генерация тепла, теплофизические свойства) зависят от глубины, уравнение записывается как

$$\frac{d}{dz} \left[\lambda(z, T) \frac{dT}{dz} \right] = -Q(z) \quad (\text{VII.5})$$

с граничными условиями

$$T(0) = 0, \quad (\text{VII.6})$$

$$q(z) = \lambda(z, T) \frac{dT}{dz} = 0 \quad \text{при } z = H, \quad (\text{VII.7})$$

или

$$\lambda(z, T) \frac{dT}{dz} = q_0 \quad \text{при } z = 0, \quad (\text{VII.8})$$

$$q(z) = 0 \quad \text{при } z = H. \quad (\text{VII.9})$$

В первом случае предполагается известной температура на поверхности, равная нулю или какой-то постоянной величине; во втором — тепловой поток, который измеряется в скважинах ниже зоны переменных температур. Независимо от задания граничных условий задача имеет решение, описывающее распределение температур и тепловых потоков в земной коре в соответствии с выбранной теплофизической моделью. Рассчитанные температуры и тепловые потоки можно сравнить с измеренными в глубоких скважинах. Их совпадение или несовпадение будет характеризовать, насколько правильно выбрана модель распределения источников тепла и теплофизических параметров.

Если на поверхности задана температура, а источники тепла сосредоточены в слое h , то тепловой поток у поверхности

$$q_0 = \int_0^h Q(z) dz, \quad (\text{VII.10})$$

а температура на глубине H

$$T = T_0 + \int_0^H \frac{q(z)}{\lambda(z, T)} dz, \quad (\text{VII.11})$$

$q(z)$ — изменение теплового потока по глубине.

При заданном на поверхности тепловом потоке q_0 поток на заданной глубине

$$q(l) = q_0 - \int_0^l Q(z) dz \quad (\text{VII.12})$$

и температура

$$T = T_0 + q_0 \int_0^H \frac{dz}{\lambda(z, T)} - \int_0^H \frac{dz}{\lambda(z, T)} \int_0^l Q(z) dz. \quad (\text{VII.13})$$

Следовательно, при заданной на поверхности температуре для расчета тепловых потоков и температур в земной коре необходимо иметь сведения об источниках тепла во всем слое h их сосредоточения. При этом появляются две неопределенные величины — интенсивность тепловыделения и интервал глубин h сосредоточения источников тепла. И если одну из них можно контролировать по величине поверхностного теплового потока, то вторая выбирается произвольно. При расчете температур в земной коре, когда на поверхности задана величина теплового потока, распределение источников тепла необходимо знать только для верхней части разреза, в которой рассчитываются температуры. Источники тепла ниже этого слоя учитываются величиной теплового потока.

Независимо от принятой схемы вычислений расчет температур на основе решения стационарного уравнения теплопроводности без учета кривизны поверхности Земли можно вести лишь для глубин, не превышающих 100 км. С увеличением глубины существенно возрастает ошибка вычислений (Любимова и др., 1973).

Решение уравнения (VII.5) удается получить лишь для относительно небольшого количества случаев, когда распределение источников тепла и теплопроводности по глубине можно представить простыми функциями или принять постоянными. Для более сложных моделей задачу приходится решать численными методами.

Следует особо подчеркнуть, что расчет температур в земной коре и верхней мантии на основе решения стационарного уравнения теплопроводности применим лишь для устойчивых платформенных областей. В зонах тектоно-магматической активности тепловое поле нестационарно, тепловые потоки и температуры изменяются во времени. Вычисление температур в подобных условиях на основе решения стационарного уравнения может привести к существенным ошибкам. Так, в Закавказском прогибе стационарные температуры уже на глубинах до 20 км должны превышать температуры плавления (1200—1300° С). В действительности, как показывают сейсмические исследования, земная кора и верхняя мантия в этом районе находятся в твердом или в частично расплавленном состоянии. Очаги расплава, которые существовали здесь в неогене, о чем свидетельствует интенсивная магматическая деятельность, к началу четвертичного периода, очевидно, исчезли.

Нестационарные возмущения температур вызываются многими факторами: внедрением интрузий, движением подземных вод, изменением климата, движением блоков земной коры, осадконакоплением и пр. В большинстве случаев перечисленные факторы создают нарушение температурного поля в приповерхностных слоях. Оно может быть учтено введением соответствующих поправок. Наиболее существенное нарушение теплового режима, которое сохраняется в течение десятков и даже сотен миллионов лет, вызывается тектоническими процессами и магматической деятельностью, с которыми связана значительная перестройка земной коры и вынос нагретых глубинных масс.

Распределение температур в районах с неустановившимся тепловым режимом может быть получено путем наложения нестационарных температурных возмущений на тот нормальный температурный фон, который создается радиоактивным источником тепла (Кутас, Гордиенко, 1971). Таким образом, при расчете температур в активных областях основные трудности сводятся к нахождению температурных возмущений, для чего необходимо решить дополнительную задачу.

Для точного решения задачи о нестационарном распределении температур необходимо знать физическую природу процессов, вызывающих возмущения теплового поля. Но поскольку природа глубинных процессов не известна, то для приближенных оценок связанных с ними температурных возмущений можно воспользоваться схемой, описанной в главе V. Решение задачи основывается на предположении, что возмущение теплового режима создается дополнительным источником тепла или теплотокотом. Такой метод расчета применялся для определения температур в геосинклинальных областях на разных этапах их развития (рис. 36).

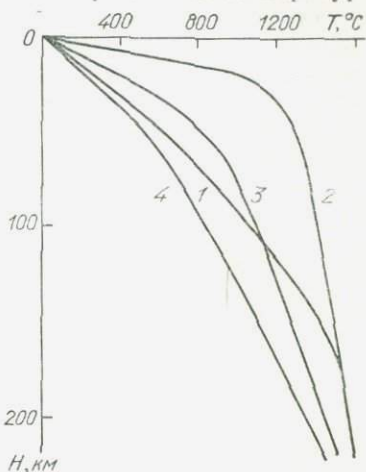


Рис. 36. Распределение температур в земной коре и верхней мантии на разных этапах развития геосинклиналей:

1 — ранний, 2 — заключительный; 3 — молодая платформа, 4 — древняя платформа.

Параметры, определяющие распределение температур в земной коре

Температуры в верхних слоях Земли зависят от распределения источников тепла, условий теплопереноса и величины теплового потока или суммарного тепловыделения. Из перечисленных параметров наиболее достоверно известна величина теплового потока у поверхности, которая непосредственно измеряется с точностью около 10%.

Тепловой поток оказывает определяющее влияние на величину температур в земной коре (рис. 37). При неизменных остальных параметрах температуры в земной коре почти линейно зависят от величины теплового потока. Так, при повышении тепловых потоков от 40 до 60 мВт/м² температура на границе Мохо увеличивается на 250—300° С.

Главным источником тепла в земной коре является энергия распада радиоактивных элементов. Рассмотрим, как зависят температуры в земной коре от распределения радиоактивных элементов на примере простой двуслойной модели земной коры, состоящей из «гранит-

ного» и «базальтового» слоев, мощность которых соответственно равна 10 и 30 км (рис. 37). Для «гранитного» слоя принималось два значения теплогенерации — 2,0 и 1,0 мкВт/м³. Первая величина наиболее характерна для гранитов, вторая — для метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород. Для указанных величин интенсивности тепловыделения температуры на границе Мохо отличаются примерно на 150°С.

Во втором («базальтовом») слое колебания интенсивности тепловыделения ограничены интервалом 0,2—0,6 мкВт/м³. Они могут

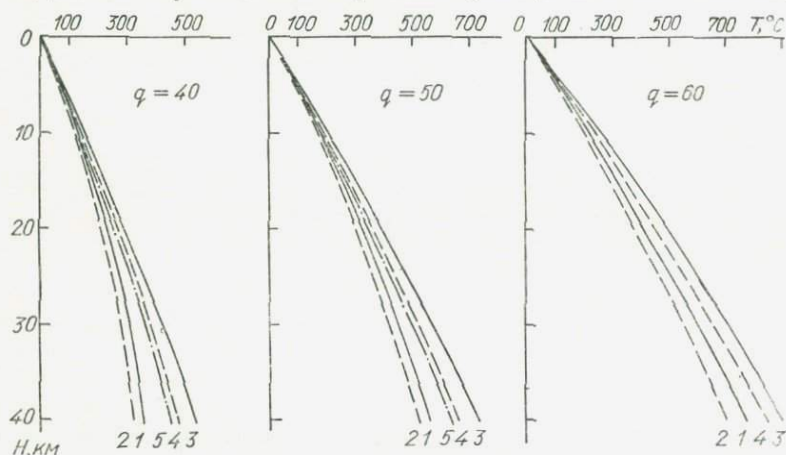


Рис. 37. Влияние величины теплового потока (q , мВт/м²), интенсивности тепловыделения (Q , мкВт/м³) и теплопроводности (λ , Вт/м·К) на распределение температур в земной коре:

1 — $Q_1 = 2,1$; 2 — $Q_1 = 2,1$; 3 — $Q_1 = 1,0$; 4 — $Q_1 = 1,0$; $Q_2 = 0,42$; $Q_2 = 0,42$; $Q_2 = 0,42$; $Q_2 = 0,42$; $\lambda_1 = 2,9$; $\lambda = f(T)$; $\lambda_1 = 2,9$; $\lambda = f(T)$; $\lambda_2 = 2,1$; $\lambda_2 = 2,1$.

вызвать изменение температур на 50—100°С на глубине 40 км. Если принять непрерывное уменьшение интенсивности тепловыделения с глубиной по экспоненциальному закону, то при тех же величинах теплового потока и тепловыделения у поверхности температуры на границе Мохо могут увеличиться на 100°С.

Коэффициент теплопроводности наиболее распространенных в земной коре типов кристаллических пород изменяется при нормальных термодинамических условиях от 1,7 до 3,4 Вт/м·К. Если принять эти крайние значения в качестве средних для земной коры в целом, то рассчитанные температуры на границе Мохо будут отличаться почти в два раза. Однако несмотря на значительные колебания теплофизических свойств отдельных типов горных пород средние значения коэффициента теплопроводности для слоев земной коры определяются достаточно надежно. Для «гранитного» слоя он может изменяться в интервале 2,5—3,1, а для «базальтового» слоя — 1,9—2,3 Вт/м·К. Такое изменение теплопроводности сопровождается относительно небольшими колебаниями температур, не

превышающими $\pm 50^\circ \text{C}$. Более заметно температуры изменятся при наличии в земной коре мощных слоев с существенно различной теплопроводностью. В частности, резкие изменения температур должны вызываться отложением осадочного слоя. При мощности осадков 8—12 км, которая характерна для геосинклинальных областей, крупных депрессий, глубоководных впадин внутренних и окраинных морей, температура в основании земной коры может повышаться на $150\text{—}200^\circ \text{C}$. Этого может оказаться достаточно для нарушения термодинамического равновесия и образования очагов плавления. Тем не менее при расчетах температур такие крупные неоднородности легко учитываются при наличии данных о строении земной коры, а связанные с ними ошибки вычисления, по-видимому, не превышают $\pm 50^\circ \text{C}$.

На распределение температур в земной коре также влияет изменение теплопроводности пород, связанное с повышением температуры. Коэффициент теплопроводности большинства кристаллических пород при высоких температурах уменьшается, что должно приводить к повышению температур. Однако, как показывает анализ экспериментальных данных, характеризующих зависимость λ от T , увеличение температур в земной коре, очевидно, не превышает $50\text{—}100^\circ \text{C}$. Более ощутимое влияние высоких температур на физические параметры теплопереноса следует ожидать в верхней мантии, где температуры достигают $800\text{—}1000^\circ \text{C}$ и, возможно, изменяется механизм переноса тепла.

Таким образом, наибольшие ошибки при расчете температур в земной коре связаны с выбором модели распределения источников тепла. Рассмотрение различных моделей, учитывающих современные представления о строении и составе земной коры, дает основание считать, что ошибка вычислений температур во многих хорошо изученных районах не превышает 10—15%. Однако для верхней мантии температуры определяются менее надежно, так как для таких глубин нет данных об источниках тепла, а также о механизме и величине теплопроводности.

Распределение температур в верхних слоях Земли в юго-западной части СССР

В соответствии с изложенной методикой были рассчитаны температуры в земной коре для многих районов юго-запада СССР. Расчеты велись в основном по профилям ГСЗ (рис. 38). Температуры вычислялись для отдельных блоков земной коры, отличающихся особенностями строения, генерацией тепла, характером физических полей, в том числе величиной теплового потока. Для таких блоков принимались осредненные исходные параметры. Теплопроводность и тепловыделение у поверхностных пород принимались в большинстве районов в соответствии с имеющимися экспериментальными данными. Модель распределения источников тепла в более

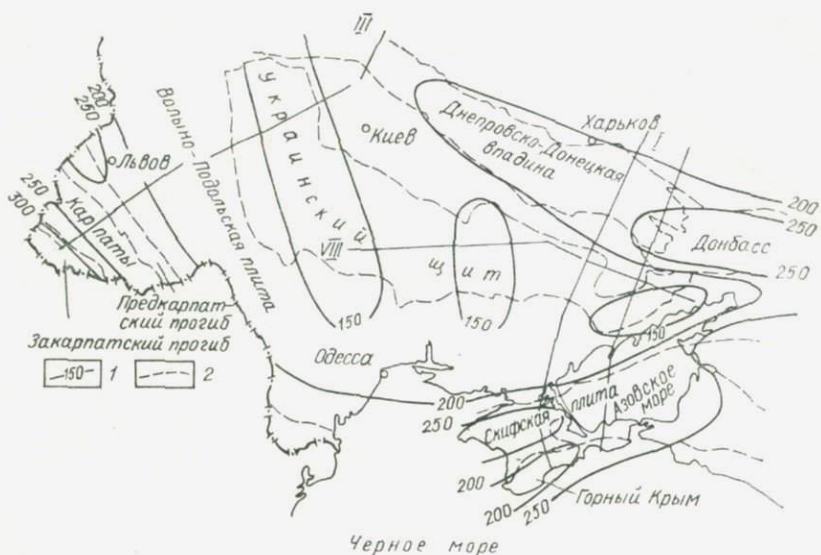


Рис. 38. Распределение температур на глубине 10 км в юго-западной части СССР: 1 — изотермы, °C; 2 — границы тектонических зон; I, III, VIII — профили ГСЗ.

глубоких слоях земной коры строилась на основе комплексного анализа геологических, геофизических и геохимических данных (см. рис. 18, 19, 20).

По результатам расчетов температур были построены температурные разрезы земной коры (рис. 33—35), схемы распределения температур на глубинах 10, 20, 30, 50 км (рис. 38—41) и сводные геотермограммы для основных тектонических зон (рис. 42). Геотермические профили пересекают главные геоструктурные единицы в пределах юго-запада СССР и дают представление об изменении температурного режима земной коры в зависимости от тектонических условий и структуры земной коры.

Температурный разрез Таганрог — Голованевск (рис. 33) построен вдоль VIII профиля ГСЗ. Он пересекает в основном структуры докембрийской Восточно-Европейской платформы, которые имеют различное строение и мощность земной коры. Температуры вдоль профиля изменяются мало, но все же на глубине 50 км разница в температурах превышает 150°C .

Температурный разрез Черное море — Воронежский кристаллический массив (см. рис. 34) построен по I профилю ГСЗ и пересекает разновозрастные структуры с существенно различной величиной теплового потока. Разница в температурах на глубине 50 км достигает 250°C .

Еще более существенно температуры изменяются вдоль III международного профиля ГСЗ: Паннонская впадина — Воронежский кристаллический массив (рис. 35). Максимальные температуры по этому профилю соответствуют Паннонской депрессии и

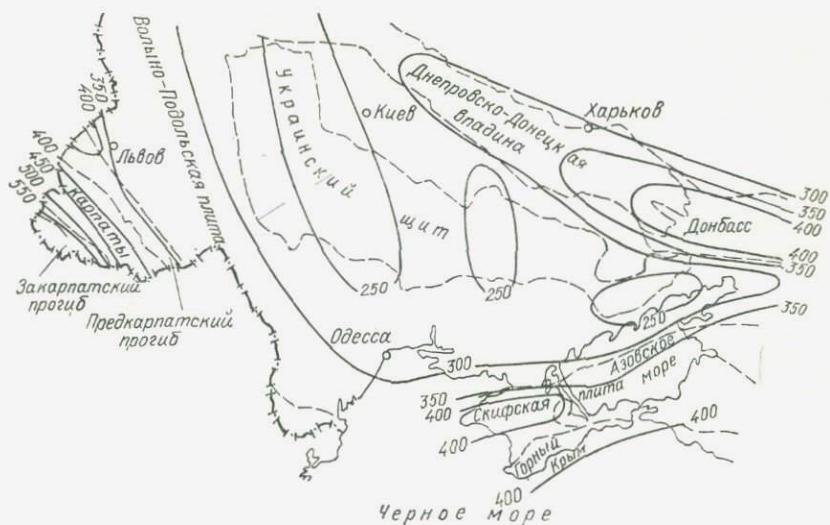


Рис. 39. Распределение температур на глубине 20 км в юго-западной части СССР. Условные обозначения те же, что и на рис. 38.

Закарпатскому прогибу, минимальные — Украинскому щиту. На глубине 50 км разница в температурах достигает 500°C .

Схемы распределения температур на разных глубинах построены на основании расчетов температур по геотермическим профилям и в отдельных точках. Приведенные схемы носят приближенный ха-

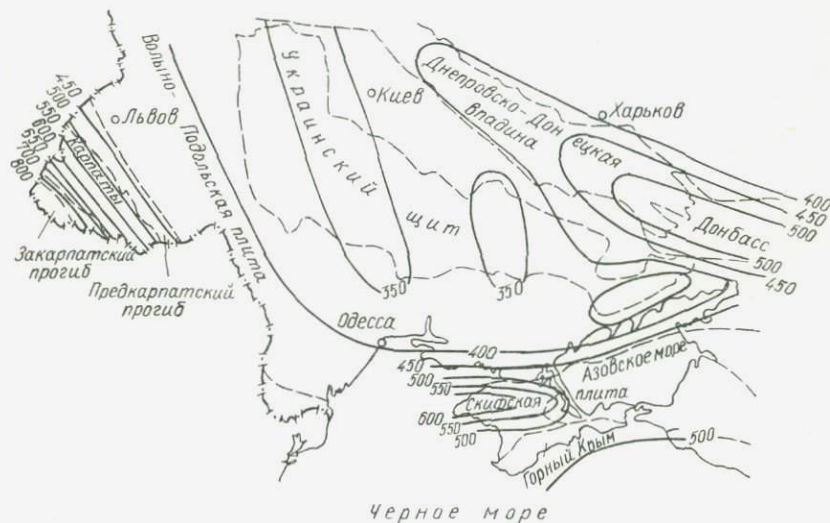


Рис. 40. Распределение температур на глубине 30 км в юго-западной части СССР. Условные обозначения те же, что и на рис. 38.

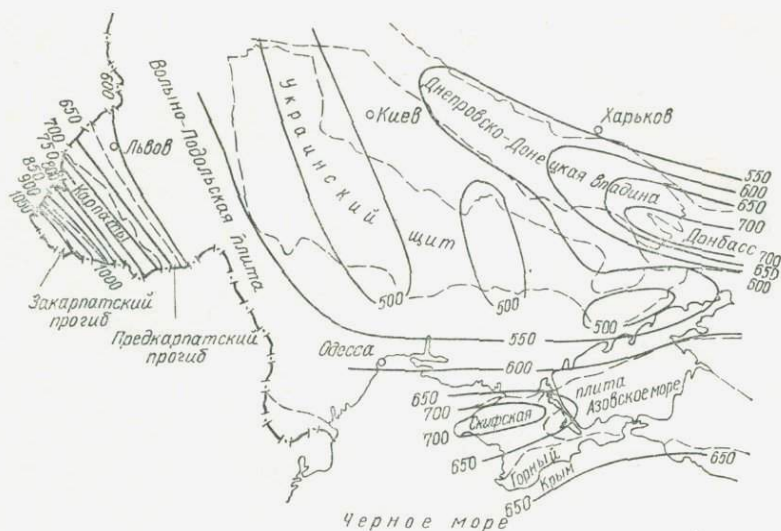


Рис. 41. Распределение температур на глубине 50 км в юго-западной части СССР. Условные обозначения те же, что и на рис. 38.

раक्टर и отражают скорее лишь общие закономерности в поведении температур на данной территории. Эта схематичность построений неизбежна из-за ограниченного количества фактического материала, а также тех значительных неопределенностей, которые возникают при выборе модели и исходных параметров. Редкая сеть профилей

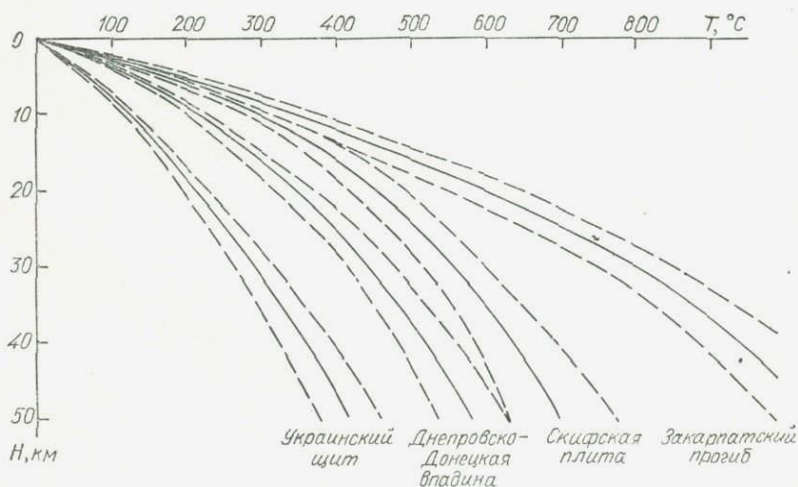


Рис. 42. Сравнение температурных кривых для разных районов юго-западной части СССР.

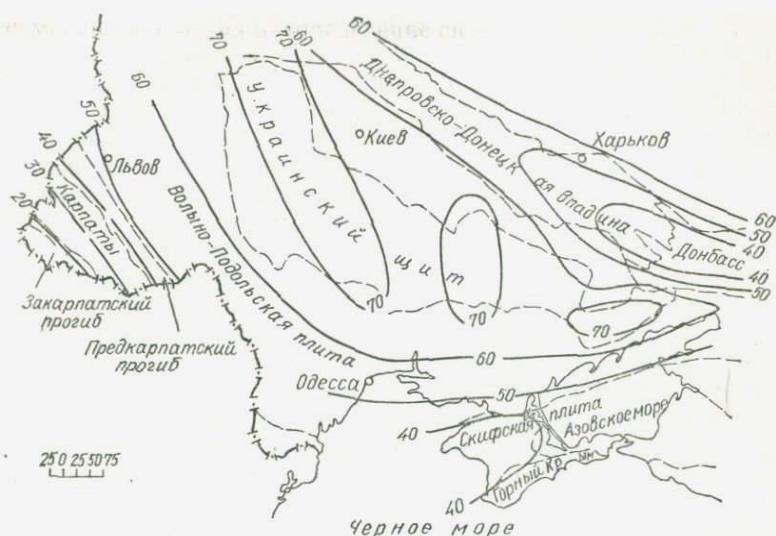


Рис. 43. Глубины залегания изотермы 600°C в юго-западной части СССР.

(три региональных профиля, описанных выше, и два вспомогательных профиля, пересекающих Днепровско-Донецкую впадину и Донбасс), а также точечных определений температур не дает оснований строить кондиционную карту температур с соответствующим сечением изолиний. Поэтому при проведении изолиний широко использовались данные по тепловым потокам. Такая операция не может вызывать особых возражений, поскольку между температурой и величиной теплового потока в земной коре сохраняется зависимость, близкая к линейной. Сечение изолиний на схемах принято равным 50°C . Оно, очевидно, слишком мало, так как не превышает точности вычислений. Тем не менее оно позволяет лучше отразить некоторые общие закономерности распределения температур и возможные их изменения, особенно на Украинском щите, где колебания температур незначительны.

В юго-западной части СССР температуры на глубине 10 км составляют $120\text{--}320^{\circ}\text{C}$. Низкие температуры соответствуют Украинскому щиту (рис. 38). В геосинклинальных зонах температуры возрастают. На Скифской плите они достигают 270°C , в Донбассе — 250 , в Предкарпатском прогибе — 200 , а в Закарпатском прогибе — 320°C . Довольно высокие температуры наблюдаются в предгорных прогибах (Предкарпатском, Индольском и др.) несмотря на низкие значения теплового потока. Высокие температуры в этих районах создаются за счет высоких градиентов температуры в низкотеплопроводных осадочных отложениях, мощность которых достигает $8\text{--}12$ км.

Описанные закономерности в распределении температур на 10-километровом уровне сохраняются и на больших глубинах. На глу-

бине 20 км самые высокие температуры в Закарпатском прогибе достигают 580°C , а наиболее низкие на Украинском щите — 220°C . На глубине 30 км температуры изменяются от 330 до 740°C (рис. 40), на глубине 40 км — от 420 до 900°C , а на глубине 50 км — от 480 до 1050°C (рис. 41). Как видно из приведенных схем, разница в температурах с увеличением глубины возрастает. Эта тенденция сохраняется до глубин 70—100 км. При дальнейшем увеличении глубин геотермический градиент стабилизируется и составляет $4\text{--}8^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

На границе Мохо температуры изменяются от 400 до 800°C . Эта разница значительно превышает возможные колебания температур за счет ошибки вычислений, связанной с выбором моделей распределения источников тепла и физических параметров среды. Этот факт дает возможность утверждать, что граница Мохо не является изотермической поверхностью. Температуры на одних и тех же глубинах выше в районах с утоненной земной корой. Исключение составляют некоторые горноскладчатые области с явно выраженными «корнями» гор.

Площадное распределение температур контролируется тектоникой района. Области относительно молодой активизации характеризуются более высокими температурами по сравнению с древними платформами. Отдельные крупные тектонические элементы сохраняют довольно стабильные значения температур, которые могут резко изменяться при переходе к блоку с иной геологической историей (рис. 42). Максимальные горизонтальные градиенты температуры наблюдаются при переходе от древних блоков земной коры к геосинклинальным и рифтовым зонам.

Распределение температур сильно влияет на поведение вещества в недрах и его физические свойства. С повышением температуры уменьшаются плотность пород, скорость распространения сейсмических волн, вязкость, электрическое сопротивление и др. Некоторые свойства изменяются довольно резко. При повышении температуры горные породы теряют магнитные свойства. Наиболее распространенные магнитные минералы титаномagnetит и magnetит теряют намагниченность соответственно при температурах около 300 и 600°C . Глубины залегания изотермы 600°C изменяются от 20 до 80 км (рис. 43). Максимальные глубины залегания изотермы Кюри соответствуют Украинскому щиту и составляют 60—80 км. В Закарпатском прогибе они поднимаются до 20—30 км.

Анализ региональных особенностей теплового поля континентальных областей показывает, что каждая крупная тектоническая структура характеризуется определенным уровнем тепловых потоков, который зависит от ее возраста и геологического строения. Большое влияние на распределение тепловых потоков оказывают тектонические процессы. Это подтверждается тем, что, во-первых, высокие тепловые потоки соответствуют в основном областям геосинклинальной складчатости, рифтообразования, вулканизма и крупных нарушений и, во-вторых, постепенным уменьшением тепловых потоков по мере увеличения возраста структур.

Особенно следует выделить области молодой тектоно-магматической активизации, которые довольно часто отличаются максимально высокими тепловыми потоками. Такие зоны аномальных тепловых потоков встречаются в основном в геосинклинальных областях и на молодых платформах, но иногда протягиваются в пределы более древних структур. Они представляют собой сильно нарушенные зоны, которые в большинстве случаев занимают секущее положение по отношению к основным тектоническим зонам и пересекают структуры разного возраста.

Так, в Предкавказье аномалия высоких тепловых потоков Ставропольского свода и Кавминводского выступа имеет антикавказское простирание и пересекает палеозойскую Скифскую плиту и более молодые структуры Кавказа. В Карпатском регионе зоны высоких тепловых потоков в Паннонской впадине также имеют антикарпатскую ориентировку. Протяженные аномалии тепловых потоков пересекают палеозойские и более древние структуры Средней Европы. Все эти аномалии связаны с неоген-четвертичной активизацией. Подобные активные зоны, очевидно, формировались и в прошлом. В частности, с активизацией в киммерийскую эпоху связаны аномалии тепловых потоков Каневско-Березанских и Тарханкутских поднятий на Скифской плите.

Из установленных закономерностей в распределении тепловых потоков и температур следует, что земная кора состоит из неравномерно нагретых блоков, разделенных относительно узкими зонами, по которым тепловая энергия интенсивно выносится из недр Земли.

Довольно большой фактический материал по тепловым потокам дает возможность более определенно судить об их природе и связи с глубинными процессами. В первую очередь следует указать на большую роль мантии в формировании тепловых потоков. Даже в устойчивых платформенных областях около половины наблюдаемой величины теплового потока поступает из мантии, а в активных областях мантийная составляющая увеличивается иногда в два-три раза. Все это свидетельствует о довольно больших запасах энергии в мантии. Вопрос о природе этой энергии в настоящее время окончательно не решен, но, учитывая данные о содержании радиоактивных элементов в породах разного происхождения и состава, есть основания считать, что большая часть этой энергии имеет радиогенное происхождение.

Однако распределение тепловых потоков и температур в земной коре определяется в основном не источниками тепла, а условиями теплопереноса, с изменением которых фактически связаны все возмущения теплового поля. Нарушение условий теплопереноса происходит в результате движения масс, которое возникает вследствие накопления энергии в недрах и охватывает, очевидно, всю мантию. В верхних слоях Земли тепло переносится главным образом продуктами плавления, потоками растворов, летучих и пр. Вынос тепловой энергии происходит прерывисто и совпадает с периодами усиления тектонической активности, имеющей глобальный характер.

Связь теплового режима земной коры с динамикой недр несомненна. Однако она проявляется по-разному в различных тектонических зонах. Индивидуальные особенности распределения тепловых потоков и развития тектонических процессов зависят, вероятно, от масштаба и характера движения масс. В реальной обстановке сложность тектонической обстановки и теплового режима создается в результате наложения различных по характеру движений вещества на разных глубинах. Анализ тепловых потоков позволил выявить некоторые отличительные особенности в развитии глубинных процессов и связать с ними аномалии теплового поля.

Авагимов А. А., Аширов Т., Дубровский В. Г., Непесов К. Исследования в Туркмении и Азербайджане.— В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., 1975, с. 93—106.

Аветисянц А. А. Тепловое поле геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы. Армения и сопредельные территории.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. К., 1974, с. 90—94.

Акимов А. П., Семенов Г. С. Геохимия радиоактивных элементов в глубинных породах.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., 1971, с. 309—317.

Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5, с. 18—30.

Аршавская Н. И., Берзина И. Г., Любимова Е. А. Геохимические и геотермические параметры по скважинам Печенгского и Риколатвского районов Балтийского щита.— Геохимия, 1972, № 9, с. 1113—1120.

Аршавская Н. И., Любимова Е. А. Тепловые потоки и радиогенное тепло из коры и мантии. Области Предкавказья и внутренних морей.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. К., 1974, с. 130—139.

Афанасьев Г. Д., Кондакова С. В., Цейтлин С. Г. Радиоактивность магматических пород разнотипных формаций Кавказа в зависимости от состава и геоструктурного положения.— ДАН СССР, 1972, 205, № 4, с. 940—943.

Ахметшина А. К., Голіздра Г. Я. Карта щільності кристалічних порід Українського щита.— Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1972, № 2, с. 81—84.

Бабинцев А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. К., Изд-во АН УССР, 1961. 380 с.

Баранов В. И., Ронов А. Б., Кунашева К. Г. К геохимии рассеянного тория и урана в глинах и карбонатных породах Русской платформы.— Геохимия, 1956, № 3, с. 203—224.

Батулин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. Л. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей.— Геохимия, 1967, № 1, с. 41—50.

Белевцев Я. М., Егоров Ю. П., Титов В. К. и др. Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита.— Геол. журн., 1975, 35, № 4, с. 94—114.

Белов А. А. Тектоника доальпийского основания Паннонской межгорной впадины.— Геотектоника, 1972, № 2, с. 80—92.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.

Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма.— Сов. геол., 1966, № 4, с. 3—12.

Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 47—54.

Белоусов В. В. Геотектоника. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976. 334 с.

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1975. 280 с.

Бердичевский М. Н., Дубровский В. Г., Любимова Е. А. и др. Аномалии электропроводности верхней мантии и их геотермическая интерпретация.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 7, с. 56—67.

- Берзина И. Г., Лутц Б. Г., Акимов А. А. Содержание и распределение урана в породах глубинных зон континентальной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 1, с. 14—23.
- Бернадская Л. Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. К., Изд-во АН УССР, 1961. 191 с.
- Берч Ф. Скорость продольных волн в горных породах при давлении до 10 кбар.— В кн.: Ультразвук в геофизике, № 1, 1964, с. 200—257.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4, с. 4—11.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы).— Сов. геол., 1964, № 9, с. 3—28.
- Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрошенко П. П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск, «Наука и техника», 1972. 216 с.
- Бойко А. К., Круглов С. С., Кульчицкий Я. О. и др. Абсолютная геохронология главных комплексов Украинских Карпат.— В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1970, с. 202—226.
- Бойко А. К., Каменецкий Л., Семененко Н. П. и др. Часть результатов определения абсолютного возраста пород кристаллического массива Западных Карпат и современное состояние знаний.— Геол. сб. Братислава, 1974, 25, № 1, с. 25—39.
- Болюбах К. А. Геологическое строение Корсунь-Новомиргородского плутона по данным геофизических и геологических исследований.— Геофиз. сб. АН УССР, 1969, вып. 30, с. 61—66.
- Бондаренко А. П., Билинский А. И., Тимошин Б. В. и др. Магнитотеллурические исследования в Советских Карпатах и прилегающих районах УССР.— В кн.: Строение и физика западного региона СССР. Минск, 1969, с. 84—92.
- Бондаренко А. П., Билинский А. И., Седова Ф. И. Геоэлектрические магнитные вариации в Советских Карпатах. К., «Наук. думка», 1972. 116 с.
- Бондаренко А. Т. Обобщенные данные об электрических свойствах магматических горных пород и их связь с электропроводностью и строением Земли.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 37, с. 28—36.
- Бондарчук В. Г. Геология Украины. К., Вид-во АН УРСР, 1959. 832 с.
- Борисов А. К., Круглякова Г. И., Лопатина Н. И. Геолого-геофизические результаты анализа пространственной структуры аномального магнитного поля территории СССР.— В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., 1972, с. 53—63.
- Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Шаоршадзе М. Л. Тепловое поле геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы. Грузия.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. К., 1974 с. 86—89.
- Бураковский В. Е., Гладкий В. Н., Глушко В. В. и др. Тектоническая карта УССР и МССР.— Геол. журн. АН УССР, 1971 30, вып. 5, 1971, с. 3—11.
- Вадас Э. Геология Венгрии. М «Мир», 1964. 532 с.
- Ващилов Ю. Я., Гайанов А. В. О природе гравитационных аномалий зон Курильской островной дуги.— В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 5. М., 1970, с. 79—86.
- Виноградов А. П. Верхняя мантия — земная кора. М., «Наука», 1964. 324 с.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли.— Геохимия, 1965, № 7, с. 779—790.
- Волярович М. П., Левыкин А. Т., Гольдин Н. Е. Изучение скоростей продольных волн в породах при давлениях до 20000 кг/см².— ДАН СССР, 1964, 157, № 6, с. 1349—1351.
- Вялов О. С. Некоторые вопросы тектоники Карпат.— В кн.: Тектоника Карпат. К., 1966, с. 3—22.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972. 180 с.
- Герасченко О. А. Основы теплотриии. К., «Наук. думка», 1971. 192 с.
- Герасимов Ю. Г., Жукова А. М. История развития Украинского кристаллического щита.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., 1971, с. 189—196.

Гзовский М. В., Михайлова А. В. Энергетика тектонических процессов.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 120—137.

Гинтов О. Б. О геологической природе Голованевского гравитационного максимума Украинского щита.— В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине. К., 1972, с. 74—85.

Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968. 264 с.

Глюzman А. М. Стационарное тепловое поле Земли вблизи куполообразных структур.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 10, с. 113—117.

Голизра Г. Я., Ахметшина В. К. Об источниках региональных гравитационных максимумов Приазовья.— Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 51, с. 69—77.

Гоншиакова В. И., Цейтлин С. Г., Викторov В. В. Некоторые данные о распределении радиоактивных элементов в ультраосновных и основных породах.— Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1966, № 1, с. 17—38.

Гордієнко В. В., Кутас Р. І. Тепловий потік Дніпровсько-Донецької западини та Донбасу.— Допов. АН УРСР, 1970, № 1, с. 56—59.

Гордієнко В. В., Кутас Р. І. Тепловой поток Украинского кристаллического щита.— В кн.: Геофизические исследования на Украине. К., 1972, с. 30—35.

Горлицкий Б. А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. К., «Наук. думка», 1970. 133 с.

Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканологии.— Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1958, № 11, с. 21—27.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968. 334 с.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 263 с.
Джамалова А. С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. М., «Наука», 1969. 114 с.

Доленко Г. Н. Геология нефти и газа Карпат. К., Изд-во АН УССР, 1962. 367 с.

Дударев А. Н., Кудряцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, «Наука», 1972. 124 с.

Думанский С. Г., Кульчицкий Д. И. Геотермическая характеристика нефтяных и газовых месторождений Прекарпатского прогиба и применение геотермического метода разведки для поисков глубинных структур.— В кн.: Региональная геотермия и распределение термальных вод в СССР. М., 1967, с. 111—119.

Дучков А. Д., Бобров В. А. Генерация радиогенного тепла в осадочных породах некоторых районов Западной Сибири и Красноярского края.— Геол. и геофиз., 1970, № 9, с. 112—114.

Дучков А. Д., Соколова Л. С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1974. 280 с.

Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной и газовой геологии. М., Гостоптехиздат, 1958. 220 с.

Ермолаев Н. П., Жидков А. П. Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма на примере западной части Алданского щита.— Геохимия, 1966, № 8, с. 900—915.

Жуков Ф. И., Лесной Д. А. Естественная радиоактивность пород нижнего палеозоя Восточных Карпат.— Всесоюз. совещ. «Радиоактивные элементы в горных породах». Тезисы докл. Новосибирск, 1971, с. 82—83.

Жукова А. М. О кларках урана докембрийских образований Украинского щита.— Всесоюз. совещ. «Радиоактивные элементы в горных породах». Тезисы докл. Новосибирск, 1971, с. 83—84.

Жукова А. М., Венедиктов В. М., Жуков Г. В. Особливості розподілу урану в породах високого ступеня метаморфізму.— Геол. журн., 1974, 34, вип. 1, с. 115—119.

Иванов Н. С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1967. 240 с.

Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М., «Наука», 1972. 250 с. Авт.: В. М. Беланов, Г. Я. Голизра, Г. Е. Козубовская и др.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир» 1967. 248 с.

Казанов М. А., Розеншток Ю. Л. Об измерении тепловых потоков с помощью тепломеров.— Изв. АН СССР. Сер. Геофиз., 1961, № 8, с. 1174—1178.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 268 с.

Калыев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. К., «Наук. думка», 1965. 192 с.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964. 488 с.

Каталог данных по тепловому потоку на территории СССР. Материалы мирового центра данных МЦД-5. М., 1973, № 3. 64 с. Авт.: Е. А. Любимова, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов, Р. И. Кутас и др.

Кашиай М. А., Алиев С. А. Тепловой поток в Куринской депрессии.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. К., 1974, с. 95—108.

Колесников А. Г., Сперанская А. А. Прибор для определения тепловых потоков.— Изв. АН СССР. Сер. Геофиз., 1958, № 11, с. 1351—1359.

Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Иванова К. С. К геохимии радиоактивных элементов в породах Кировоград-житомирского магматического комплекса Украины.— Труды Радиов. ин-та АН СССР, 1956, 7, с. 3—17.

Комлев Л. В., Саваненков В. Г., Данилевич С. И. и др. О геологическом значении региональных процессов омоложения в древних формациях юго-запада Украинского кристаллического щита.— Геохимия, 1962, № 3, с. 195—206.

Комський М. М., Пащенко Г. П., Скляренський В. А. Радіоактивність осадових відкладів Дніпровсько-Донецької западини.—Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1969, № 8, с. 685—689.

Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Междунар. геологический конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол. М., 1968, с. 69—74.

Корытникова Н. Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур.— Изв. АН СССР. Сер. Географ. и геофиз., 1943, № 3, с. 116—133.

Косминская Н. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1968. 228 с.

Кропоткин Н. П. Основные проблемы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1948, № 5, с. 3—18.

Кропоткин Н. П., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965. 366 с.

Кругликов Н. М. К вопросу о геотермической роли движения подземных вод.— Труды ВЧИГРИ, 1963, вып. 220, № 8, с. 260—272.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964. 320 с.

Кутас Р. И. Оценка искажающего влияния рельефа на геотермические параметры.— Геофиз. сб. АН УССР, 1964, вып. 9 (11), с. 49—55.

Кутас Р. И. Распределение температур и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима.— Геофиз. сб. АН УССР, 1965, вып. 1 (12), с. 106—118.

Кутас Р. И. Вплив насувних структур на теплове поле в районі Карпат.— Допов. АН УРСР, 1965, № 8, с. 1031—1035.

Кутас Р. И. Роль глубинных процессов в формировании геотермического режима земной коры.— Геофиз. сб. АН УССР, 1966, вып. 15, с. 84—91.

Кутас Р. И. О величине теплового потока во внешней зоне Предкарпатского прогиба.— В кн.: Геофизика и астрономия. К., 1966, с. 43—47.

Кутас Р. И. О связи теплового потока с глубинными процессами.— Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 25, с. 25—30.

Кутас Р. И. Применение электро моделирования для изучения влияния геолого-структурных факторов на распределение теплового потока.— В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. К., 1970, с. 202—205.

Кутас Р. И. Особенности распределения теплового потока на территории Украины и их связь с тектоникой.— Геотектоника, 1972, № 4, с. 48—58.

- Кутас Р. И. О геологическом истолковании аномалий теплового потока.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 45, с. 41—51.
- Кутас Р. И. Величина теплового потока и магматизм (проблемы связи).— Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 53, с. 3—12.
- Кутас Р. И. Тепловые потоки и радиогенное тепло земной коры.— Допов. АН УССР. Сер. Б, 1975, № 7, с. 597—599.
- Кутас Р. И., Лялько В. И., Митник М. М. Вплив гідрогеологічних факторів на результати геотермічних вимірів.— Допов. АН УРСР, 1967, № 12, с. 1077—1080.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле и глубинное строение Восточных Карпат. Статья 1.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 34, с. 29—41.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. К., «Наук.думка», 1971. 140 с.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. Тепловой поток Украинского щита и его склонов.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 50, с. 63—65.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Новые данные о тепловом потоке юго-западной части Украины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 56, с. 35—40.
- Кутас Р. И., Смирнов Я. Б. Карта теплового потока европейской части СССР и геолого-геофизические приложения данных теплового потока.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. К., 1974, с. 143—184.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Бевзюк М. И., Завгородняя О. В. Новые определения теплового потока в Карпатском регионе.— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 63, с. 68—71.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Бевзюк М. И. Измерение тепловых потоков на территории юго-запада Восточно-Европейской платформы.— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 64, с. 73—75.
- Кутас Р. И., Бевзюк М. И., Геращенко О. А., Грищенко Т. Г. Непосредственное измерение тепловых потоков из недр Земли в скважинах.— Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып. 76, с. 79—82.
- Кутасов И. М. Тепловые процессы в буровых скважинах. Автореф. канд. дис. М., 1965. 12 с.
- Лебедев Е. Б. Влияние воды на электропроводность и вязкость магматических расплавов.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. К., «Наук. думка», 1971, с. 73—75.
- Лебедев Т. С., Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Геотермическая характеристика Крымского полуострова и некоторых районов Восточных Карпат.— В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, 1969, с. 74—83.
- Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Корчин В. А. Новые данные о скорости продольных волн в горных породах при высоких термодинамических параметрах.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 49, с. 9—27.
- Леонова Л. Л., Удальцева Н. И. U, Th, Li, Rb, Cs в вулканических породах Курильских островов и Камчатки.— Геохимия, 1970, № 11, с. 1329—1334.
- Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974. 304 с.
- Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., «Высш. школа», 1967. 600 с.
- Любимова Е. А. Оценка распределения глубинного теплового потока для юга европейской части СССР.— В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966, с. 47—74.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 280 с.
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. и др. Определение поверхностного теплового потока в Старой Магисте.— Изв. АН СССР. Сер. Геофиз., 1960, № 12, с. 1806—1811.
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. Основы определения теплового потока из земных недр и результаты измерений.— В кн.: Геометрические исследования. М., 1964, с. 3—56.
- Любимова Е. А., Александров А. Л., Лучков А. Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М., «Наука», 1973. 175 с.
- Любимова Е. А., Савостин Л. А. Тепловой поток в центральной и восточной части Черного моря.— ДАН СССР, 1973, 212, № 2, с. 349—352.

- Любимова Е. А., Власов В. К., Оснач А. И. Тепловой поток из недр Земли в зависимости от внутренних параметров.— В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М., 1973, с. 7—18.
- Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А. Тепловое поле внутренних и окраинных морей СССР. М., «Наука», 1976. 223 с.
- Люсова Л. Н., Кутасов И. М. Тепловые потоки на территории Крымского полуострова.— В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М., 1973, с. 58—77.
- Лютых Е. Н. Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах.— Изв. АН СССР. Сер. Геофиз., 1951, № 3, с. 5—14.
- Лялько В. И., Митник М. М., Ткаченко В. Г. Оценка теплопереноса в зоне затрудненного водообмена.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 105—110.
- Лялько В. И. Исследование особенностей тепло- и массопереноса в подземных водах юго-запада Русской платформы и сопредельных регионов. Автореф. докт. дис. К., 1971. 69 с.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 380 с.
- Макаренко Ф. А. Водные процессы распределения и выноса подземного тепла и формирование термоаномалий.— В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., 1966.
- Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Сугробов В. М. Роль воды в перераспределении внутреннего тепла Земли.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 94—102.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в развитии островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 93—112.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол., 1970, № 2, с. 13—35.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Наука», 1972. 290 с.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963. 230 с.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2, с. 3—21.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975. 165 с.
- Муратов М. В., Хаин В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол. М., 1968.
- Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 54—69.
- Мясников В. П., Ушаков С. А., Федынский В. В. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол., 1971, № 3, с. 3—16.
- Огильви Н. А. Вопросы теории температурных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод.— В кн.: Проблемы геотермии.— Труды I Всесоюз. геотермического совещ. М., 1959.
- Ониescu Н. Геология Румынской Народной Республики. М., Изд-во Иностран. лит., 1960. 230 с.
- Опыт применения нефтегазовой терморазведки. Махачкала, Изд-во Дагест. филиала АН СССР, 1975. Авт.: Х. И. Амирханов, Л. И. Ровнин, В. В. Суятнов и др. 230 с.
- Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры. К., «Наук. думка», 1972. 270 с.
- Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1972. 280 с.
- Покидин В. К., Кузнецов Ю. В., Прозорович Э. Л., Асадуллаева Ф. А. Радиоактивность и скорость образования осадков Каспийского моря.— Геохимия, 1972, № 7, с. 834—843.

Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., «Наука», 1966. 180 с.

Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток на континентах.— ДАН СССР, 1968, № 1, с. 170—172.

Поляк Б. Г., Кропоткин П. Н., Макаренко Ф. А. Основные проблемы геотермической энергии.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 7—26.

Поляков А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М., «Наука», 1970. 167 с.

Поспеев В. И., Михалевский В. И. Исследования на юге Сибирской платформы и в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., 1975, с. 121—127.

Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В. и др. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии.— Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 155—167.

Рейтина И. Н. Распределения урана, тория и щелочей в магматических и метаморфических формациях Центрального Кавказа.— Всесоюз. совещ. «Радиоактивные элементы в горных породах». Тезисы. докл. Новосибирск, 1972, с. 82—83.

Ризун Б. П., Сеньковский Ю. Н. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы в пределах Украины.— Геотектоника, 1963, № 4, с. 41—49.

Рокитянский И. Л. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. К., «Наук. думка», 1975. 280 с.

Ронов А. Б., Миддусов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ.— Геохимия, 1970, № 4, с. 403—438.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химический состав земной коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., 1971, с. 192—208.

Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. К., «Наук. думка», 1966. 298 с.

Семененко Н. П., Тугаринов Н. И., Комлев Л. В. и др. Геохронология докембрия Украины.— Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1970, с. 16—25.

Сергиенко С. И. Гидрогеотермический режим недр Восточного Предкавказья. М., «Наука», 1971. 146 с.

Сергиенко С. И., Смирнов Я. Б., Ставицкий Б. Л. Геотермические исследования в Западной Сибири.— В кн.: Геотермия. М., 1974, вып. 1-2, с. 58—63.

Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1968, № 6, с. 6—18.

Смирнов Я. Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 52—74.

Смирнов Я. Б., Безроднов В. Д., Волобуев Г. Л. и др. Глубинный тепловой поток в северной и центральной частях Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. К., 1974, с. 7—46.

Смирнов Я. Б., Сузоров В. М., Сузорова Н. И. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития областей кайнозойского вулканизма.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 175—198.

Смыслов А. А. Радиоактивность земной коры и проблемы происхождения радиоактивных элементов.— В кн.: Геологическое строение СССР. М., 1969, с. 376—408.

Соллогуб В. Б. Структура земной коры Украины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 38, с. 22—35.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 38, с. 48—63.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975, с. 118—141.

Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Возможный механизм образования земной коры.— ДАН СССР, 198, № 6, 1971.

Старик И. Е., Николаев Д. С., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. Радиоактивность осадков Черного моря.— ДАН СССР, 1961, № 6, с. 1456—1459.

Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы. К., «Наук. думка», 1971. 240 с.

Ступка О. С. О магматизме Равнинного Крыма.— Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 21, с. 43—46.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. К., «Наук. думка», 1968. 174 с.

Суетнова Е. И., Любимова Е. А. О статистических методах классификации данных по тепловым потокам.— В кн.: Тепловые потоки из коры и мантии Земли. М., 1973, с. 150—153.

Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К. К вопросу о величинах тепловых потоков некоторых районов Большого Кавказа и Предкавказья.— Изв. вузов. Сер. Нефть и газ, 1966, № 5, с. 6—8.

Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власова С. П. Тепловой поток из недр Азербайджана.— Сов. геол., 1969, № 8, с. 146—153.

Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К., Камалова С. В. Тепловой поток из недр Кавказа и южного окончания Русской платформы.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 82—87.

Тектоника Европы. М., «Наука», 1964. 364 с.

Тердоевдов А. С. Исследование водонапорной системы мезо-кайнозойских продуктивных горизонтов Степного Крыма в связи с вопросами формирования, разведки и разработки газовых залежей. Автореф. канд. дис. М., 1967. 23 с.

Тепловой режим недр СССР. Труды ГИН АН СССР. Вып. 218. М., «Наука», 1970. 224 с.

Тихонов А. Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. Географ. и геофиз., 1937, № 3.

Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— ДАН СССР, 1969, 188, № 2, с. 338—341.

Толстой М. И. Радиоактивность осадочных горных пород Предкарпатья.— В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине. К., 1972, с. 203—218.

Ушакова А. М. К радиоактивности пород Пержанского интрузивного комплекса.— Геохимия, 1961, № 4, с. 372—376.

Ушакова А. М. Радиоэлементы в породах Токовского гранитного массива.— Геохимия, 1969, № 2, с. 228—231.

Федотов С. А. О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов.— В кн.: Геодинамика магмообразования и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 9—20.

Филиппов М. С., Комлев Л. В. Уран и торий в гранитоидах среднего Приднепровья. Геохимия, 1959, № 5, с. 437—446.

Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны. М., «Недра», 1966. 156 с.

Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол., 1970, № 2, с. 36—72.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.

Хитаров Н. И., Пугин В. А. Проблемы происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных).— В кн.: Геодинамика магмообразования и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 250—271.

Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б., Ревин Н. И. Изменение электропроводности базальтов при плавлении в условиях высоких давлений.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. К., 1971, с. 99—101.

Хьюз Д., Моретт К. Скорость упругих волн в основных изверженных породах при изменении давлений и температур.— В кн.: Ультразвук в геофизике. М., 1964, с. 167—193.

Чекалюк Э. Б. Термодинамика нефтяного пласта. М., «Недра», 1965. 237 с.

Чекалюк Э. Б., Федорцов И. М., Осадчий В. Г. Полевая геотермическая съемка. К., «Наук. думка», 1974. 104 с.

Чекунков А. В., Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Гейко В. С. Об использовании данных геотермики при интерпретации материалов глубинного сейсмозондирования. — Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 39, с. 90—95.

Чекунков А. В. Строение земной коры и тектоника юга европейской части СССР. К., «Наук. думка», 1972. 176 с.

Череминский Г. П. Геотермия. Л., «Недра», 1972. 272 с.

Чирвинская М. В. Представление о тектонике Днепровско-Донецкой впадины на основе результатов геофизических исследований. К., Изд-во АН УССР, 1959.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты связей магмы и тектоники. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 60—63.

Шелягин В. А., Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Шаориадзе М. П. Тепловой поток с прибрежной полосы Черного моря и прилегающей территории Грузии. — В кн.: Тепловые потоки из коры и мантии Земли. М., 1973, с. 39—46.

Шор Г. М., Воробьев В. П. Уран и торий в породах Туранской плиты. Всесоюз. совещ. «Радиоактивные элементы в горных породах». Тезисы докл. Новосибирск, 1972, с. 8—9.

Шушпанов А. П. О тепловом режиме Карпатской области. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., 1966, с. 133—143.

Adam A. Connection between geoelectric and geothermal parameters. — Geoelectric and Geothermal studies. Budapest, Akad. kiado, 1976, p. 567—571.

Benfield A. F. Terrestrial heat flow in Great Britain. — Proc. Roy. Soc. London, ser. A, 1939, 173, p. 428—450.

Benfield A. F. The effect of uplift and denudation on underground temperatures. — J. Appl. Phys., 1949, 20, p. 66—70.

Birch F. The effects on Pleistocene climatic variation upon geothermal gradients — Amer. J. Sci., 1948, 246, p. 729—760.

Birch F. Flow of heat in the Front Range Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, 61, № 6, p. 567—630.

Birch F. The present state of geothermal investigation. — Geophysics, 1954, 19, № 4, p. 645—659.

Birch F. Heat from radioactivity. — In Nuclear geology. New York, 1954, p. 148—174.

Boldizsar T. Terrestrial heat flow in the Carpathians. — J. Geophys. Res., 1964, 69, № 24, p. 5269—5272.

Bullard E. S. Heat flow in South Africa. — Proc. Roy. Soc. London, ser. A, 1939, 73, p. 474—485.

Čermak V. Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to same geological features. — In: XXXIII Geological Congres. Praha, 1968, 5, p. 75—85.

Čermak V. Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millenium. — Palaeogeography, Palaeoclimatol., Paleocology, 1971, 10, p. 1—20.

Čermak V., Jessop A. Heat flow, heat generation and crustal temperature in the Karaskasing area of the Canadian shield. — Tectonophysics, 1971, 11, № 4, p. 287—303.

Čermak V. Heat flow investigation in Czechoslovakia. — In: Geoelectric and Geothermal studies. Budapest, Acad. kiado, 1976, p. 414—424.

Clark S. P. Heat flow in the Austrian Alps. — Geophys. J., 1961, 6, p. 45—63.

Combs J., Simmons G. Terrestrial heat flow determination in the North Central United States. — J. Geophys. Res., 1973, 78, № 2, p. 441—461.

Grossling B. F. Temperature variation due to the formation of a geosyncline. — Bull. Geol. Soc. Am., 1969, 70, p. 1253—1282.

Gupta M. L., Rao G. V. Heat flow studies under upper mantle proect. — Bull of the National Geophys. Res. Institute. Special Issue, 1970, 8, N 3—4, p. 87—112.

Hänel R. Heat flow measurement and first heat flow map of Germany. — Zeit. Geophys., 1971, 37, № 6, p. 975—992.

Heier K. S., Rogers J. J. W. Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1963, 27, № 2, p. 386—395.

Hess H. H. Geological hypotheses and the earth's crust under the ocean.— Proc. Roy. Soc., ser. A, 1954, 222, p. 1150.

Hurtig E., Schlosser P. Der Wärmefluss in Mitteleuropa.— Zeit. geol. Wiss., 1973, 1, № 4, p. 461—466.

Hurtig E., Schlosser P. Geothermal studies in the GDR and relations to the geological structure.— In: Geoelectric and Geothermal studies. Budapest, Akad. kiado, 1976, p. 384—394.

Hydman R. D., Lambert I. B., Heir K. S. et al. Heat flow and surface radioactivity measurements in the precambrian shield of Western Australia.— Phys. Earth Planet. Inter., 1968, 1, № 2, p. 129—135.

Jaeger J. G. Heat flow and radioactivity in Australia.— Earth Planet. Sci., Lett., 1970, 8, p. 285—292.

Jessop A. M. Three measurements of the heat flow in Eastern Canada.— Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, № 1, p. 61—68.

Jessop A. M. The distribution of glacial perturbation of heat flow in Canada.— Canad. J. Earth Sci., 1971, 8, No 1.

Judge A. S., Beck A. E. Analysis of heat flow data — several boreholes in a sedimentary Basin.— Canad. J. Earth Sci., 1973, 10, № 10, p. 1494—1507.

Krisnan M. S. Geology of India and Birma. Higginbothams. Mount Road. Madras, 1960. 147 p.

Lachenbruch A. H. Crustal temperature and heat production.— J. Geophys. Res., 1971, 75, № 12, p. 3291—3300.

Lachenbruch A. H. Rapid estimation of topographic disturbances to superficial gradients.— Rev. Geophys., 1968, 6, p. 365.

Lambert I. B., Heir K. S. The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, No 3, p. 377—390.

Lebedev T. S., Kutas R. I., Gordiyenko V. V. Geothermal investigation in the Ukrainian and southern and southwestern areas of the Ukrainian SSR.— Geophys. teorica ed appl. Bull., 1967, IX, № 36, p. 333—343.

Lee W. H. K. Heat flow data analysis.— Rev. Geophys., 1963, 1, p. 449—479.

Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow data.— In: Terrestrial heat flow. Geophys. Monogr. Washington, 1965, p. 87—190.

Lee W. H. K., MacDonald G. J. F. The global variation of terrestrial heat flow.— J. Geophys. Res., 1963, 68, № 24, p. 6481—6492.

Magnitsky V. A. Temperature gradient and the evolution of the Earth's mantle.— Phys. Earth and Plan. Inter., 1970, 2, № 5, p. 363—366.

Maj S. Przewodnictwo cieplne i temperatura w górnym płaszczu Ziemi. Acta geophys. pol., 1974, 22, No 4, p. 325—359.

Majorowicz J. Heat flow data from Poland. Nature, Phys. Sci., 1973, 241, № 105, p. 116—117.

Majorowicz J., Plewa S., Wesierska M. The terrestrial thermal field in Poland.— In: Geoelectric and Geothermal studies. Budapest, Akad. kiado, 1976, p. 402—413.

Masse R. P., Landisman M., Jenkins J. B. An investigation of the upper mantle compressional velocity distribution beneath the Basing and Range Province.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1972, 30, № 1, p. 19—36.

Matumoto T., Molnar P. A shadow effect on S-waves observed in the vicinity of Mount Katmai, Alaska.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, 48, No 1, p. 199.

Mueller S., Peterschmitt E., Fuchs K. et al. Crustal structure of the Reingraben area.— Tectonophysics, 20, 1—4, 1973, p. 381—391.

Negoită V. Etude sur la distribution des températures en Roumanie.— Revue Rouman. de géologie, geophys. et geograph. Ser. de Geophysique, 1970, 14, № 1.

Plewa S. Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. Wydawnictwo geofizyka i geologia naftowa. Krakow, 1966. 88 s.

Puranen M., Järvinen P., Hämäläinen U., Lethinen S. Terrestrial heat flow in Finland.— Geoeexploration, 1968, 6, N 3, p. 151—162.

Rao R. U. M., Jessop A. M. A comparison of the thermal characters of schists.— Canad. J. Earth Sci., 1975, 12, No 3, p. 347—360.

Reynolds R. T., Fricker P. E., Summers A. L. Effects of the melting upon thermal models of the Earth.— J. Geophys. Res., 1966, 71, N 2, p. 573—582.

Roy R. F., Bleckwell D. D., Birch F. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces.— *Earth Planet. Sci., Lett.*, 1968, 5, № 1, p. 1—12.

Sass J. H., Nielsen B. L., Wollenberg H. A., Munroe R. J. Heat flow and surface radioactivity at two sites in South Greenland.— *J. Geophys. Res.*, 1972, 77, № 32, p. 6435—6444.

Sass J. H., Lachenbruch A. H., Monroe R. J. et al. Heat flow in the western United States.— *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 26, p. 6376—6413.

Sclater J. G. New perspectives in terrestrial heat flow. *Tectonophysics*, 1972, 13, № 1—4, p. 257—291.

Shaw D. M. U, Th, K in Canadian Precambrian shield and possible mantle composition.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 1967, p. 1111.

Simmons G. Interpretation of heat flow anomalies. I. Contrasts in heat production.— *Rev. Geophys.*, 1967, 5, N 1, p. 43—52.

Simmons G., Horai K. Heat flow data.— *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, p. 6608—6629.

Simmons G. Heat flow in North America. —In: *Earth's crust and upper mantle*. Washington, 1971, p. 78—81.

Swanberg G. A., Chessman M. D., Simmons G. et al. Heat flow-heat generation studies in Norway.— *Tectonophysics*, 1974, 23, No 1—2, p. 31—48.

Tilton G. R., Reed G. W. Radioactivity heat production in eclogite and some ultramafic rocks.—In: *Earth's science and meteoritics*. Amsterdam, 1963, p. 31—44.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Принципы измерения теплового потока	5
Общие сведения о тепловом потоке Земли	5
Методика измерения теплового потока	6
Точность и достоверность определения теплового потока	7
Измерение тепловых потоков тепломерными датчиками	10
Система поправок	11
Глава II. Особенности распределения тепловых потоков	22
Древние платформы и щиты	25
Тепловое поле палеозойских структур	32
Области альпийской складчатости	39
Карпатский регион	39
Горный Крым	46
Кавказский регион	46
Внутренние моря	49
Глава III. Тепловой поток и радиогенное тепло	53
Содержание радиоактивных элементов и генерация тепла в земной коре и верхней мантии	53
Радиогенная теплогенерация и величина теплового потока	65
Глава IV. Тепловой поток и тектоно-магматическая активность	75
Влияние геологического строения и тектоники на распределение тепловых потоков	75
Тепловое поле геосинклинальных областей	83
Тепловое состояние активных платформ, зон эпиплатформенного орогенеза и континентальных рифтов	88
Тепловая энергия в тектоно-магматических процессах	91
Глава V. Анализ региональных аномалий теплового потока активных областей	94
Выделение аномалий теплового потока	94
Анализ нестационарных аномалий теплового потока на основе теории теплопроводности	96
Предположения о природе источника тепла аномального теплового потока	106
Глава VI. Сопоставление тепловых потоков с физическими полями Земли и строением земной коры	110
Анализ геотермических и сейсмических данных	110

	Сопоставление тепловых потоков с аномальным гравитационным и магнитным полями	116
	Сопоставление поля тепловых потоков с данными электромагнитных исследований	120
Г л а в а VII. Температурный режим земной коры		122
	Методы расчета температур	122
	Параметры, определяющие распределение температур в земной коре	125
	Распределение температур в верхних слоях Земли в юго-западной части СССР	127
Заключение		133
Литература		135

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Принципы измерения теплового потока	5
Общие сведения о тепловом потоке Земли	5
Методика измерения теплового потока	6
Точность и достоверность определения теплового потока	7
Измерение тепловых потоков тепломерными датчиками	10
Система поправок	11
Глава II. Особенности распределения тепловых потоков	22
Древние платформы и щиты	25
Тепловое поле палеозойских структур	32
Области альпийской складчатости	39
Карпатский регион	39
Горный Крым	46
Кавказский регион	46
Внутренние моря	49
Глава III. Тепловой поток и радиогенное тепло	53
Содержание радиоактивных элементов и генерация тепла в земной коре и верхней мантии	53
Радиогенная теплогенерация и величина теплового потока	65
Глава IV. Тепловой поток и тектоно-магматическая активность	75
Влияние геологического строения и тектоники на распределение тепловых потоков	75
Тепловое поле геосинклинальных областей	83
Тепловое состояние активных платформ, зон эпиплатформенного орогенеза и континентальных рифтов	88
Тепловая энергия в тектоно-магматических процессах	91
Глава V. Анализ региональных аномалий теплового потока активных областей	94
Выделение аномалий теплового потока	94
Анализ нестационарных аномалий теплового потока на основе теории теплопроводности	96
Предположения о природе источника тепла аномального теплового потока	106
Глава VI. Сопоставление тепловых потоков с физическими полями Земли и строением земной коры	110
Анализ геотермических и сейсмических данных	110

Сопоставление тепловых потоков с аномальным гравитационным и магнитным полями	116
Сопоставление поля тепловых потоков с данными электромагнитных исследований	120
Г л а в а VII. Температурный режим земной коры	122
Методы расчета температур	122
Параметры, определяющие распределение температур в земной коре	125
Распределение температур в верхних слоях Земли в юго-западной части СССР	127
Заключение	133
Литература	135

РОМАН ИВАНОВИЧ КУТАС
ПОЛЕ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ И ТЕРМИЧЕСКАЯ
МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геофизики АН УССР*

Редактор *Н. Я. Чехович*
Оформление художника *В. М. Флакса*
Художественный редактор *Г. И. Малинкович*
Технический редактор *Г. Р. Боднер*
Корректоры *Л. Н. Яцута, Э. Я. Белокопытова,*
Е. А. Дубарь

Информ. бланк № 2003.

Сдано в набор 4.08.77. Подп. к печ. 29.12.77. БФ 01321. Формат 60×90₁₆. Бумага типогр. № 1. Лит. гарн. Выс печ. Усл печ. л. 9.25. Уч.-изд. л. 10.05. Тираж 1000 экз. Заказ 7—2338.
Цена 1 руб. 70 коп.

Издательство «Наукова думка», 252601, Киев, ГСП, Репина, 3.

Изготовлено Нестеровской городской типографией Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров, ул Горького, 8) с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР (г. Киев, Довженко, 3), зак. 372.

1 руб. 70 коп.

2392

«НАУКОВА ДУМКА»