

## ГЛАВА 5 ГЕОТЕРМИКА. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ИЗ НЕДРА ЗЕМЛИ

«Представляется несомненным, что наблюдение тепловой режим нашей планеты может существовать лишь в том случае, когда количество урана и тория быстро падает уже на небольшом расстоянии от земной поверхности».

В. И. Вернадский, «Очерки геохимии».

Геотермика изучает тепловое состояние Земли и распределение температуры в ее недрах. Вопрос о распределении температуры тесно связан с распределением источников тепла в глубинах Земли. Оба эти вопроса имеют фундаментальное значение для любых гипотез о строении и эволюции Земли. Температура  $T$  вместе с давлением  $p$  являются важнейшими параметрами земных недр, так как задание  $p$  и  $T$  определяет состояние вещества. Действительно, многие свойства вещества земных недр (теплопроводность, электропроводность, вязкость, диссипативная функция  $Q^{-1}$ , предел текучести горных пород и другие параметры) в значительной мере зависят от температуры в данной глубине. Знание температурного распределения в Земле позволяет также ориентироваться при отборе той или иной гипотезы происхождения Земли. Так, например, гипотеза происхождения Земли из газо-пылевого облака приводит к сравнительно холодному началному состоянию Земли, а гипотеза изначально расплавленной Земли (гипотеза горячего происхождения) приводит к значительно более высокому началному температурам. Из-за исключительной большой тепловой инерции земных недр эти начальные различия температур не могли полностью стертись в процессе тепловой эволюции Земли.

Наконец, из всех наблюдаемых геофизических и геологических явлений поток тепла через поверхность Земли с энергетической точки зрения наиболее значительен, так

как связанная с ним отдача энергии в единицу времени (для всей Земли  $\sim 6,5 \cdot 10^{21}$  *эрг/год*) в 10—100 раз больше, чем вся энергия, высвобождающаяся при землетрясениях и вулканической деятельности. В этом смысле и возврат, что тепловой поток из земных недр характеризует основной масштаб энергетики планеты. Все остальные процессы, протекающие в земных недрах, являются с энергетической точки зрения явлениями как бы побочными, сопровождающимися тепловой эволюцию планеты.

Развитие геотермики как научной дисциплины не могло начаться, пока не были открыты основные источники тепла в ее недрах. Таким образом, открытие радиоактивности в конце прошлого века произвело революцию сразу в двух геофизических дисциплинах — геохронологии и геотермике. Действительно, уже в 1906 г. лорд Радлей понял значение радиоактивности для энергетики нашей планеты. Он произвел оценки и показал, что та небольшая примесь радиоактивных элементов урана и тория (а также, как мы теперь знаем, калия), которая содержится в горных породах, достаточна, чтобы служить основным источником тепла, определяющим термиче планеты.

То, что температура земных недр высока, было известно давно. Об этом свидетельствовали вулканические извержения и рост температуры при погружении в глубокие шахты. Скорость возрастания температуры с глубиной носит в геофизике название геотермического градиента. В недружественных районах геотермический градиент составляет примерно  $3^{\circ}\text{C}$  на 100 м глубины. Величина геотермического градиента, вообще говоря, заметно варьирует от места к месту и лежит в интервале от  $1^{\circ}\text{C}$  до  $5^{\circ}\text{C}$  на каждые 100 м. В среднем у поверхности Земли геотермический градиент составляет 20 *град/км*. Второй геотермический величинной, которая может быть определена экспериментально, является тепловой поток из земных недр. Этот поток обозначается буквой  $q$  и равен произведению коэффициента теплопроводности  $\kappa$  на градиент температуры  $\nabla T$ :

$$q = \kappa \nabla T. \quad (34)$$

На практике определяют темп нарастания температуры вглубь Земли  $\nabla T$  и значение  $\kappa$  для горных пород, слаящихся скважину или шахту, в которых производится измерение. Затем с помощью (34) вычисляют  $q$ .

Измерение теплового потока требует предосторожностей, так как тепловое состояние наружного покрова толпой в несколько десятков метров определяется метеорологическими факторами. Имеются и другие причины, которые могут маскировать истинное значение  $q$ , характеризующее потерю тепла планетой. В связи с отмеченными трудностями первые прецизионные измерения теплового потока на континентах были выполнены сравнительно недавно, в 1939 г., Буллардом в Южной Африке и Бенфильдом в Англии. Первые измерения теплового потока на океанах (в Атлантике) были выполнены в 1956 г. Буллардом с сотрудниками. Измерения теплового потока на океанах для геофизики исключительно важны, так как водная оболочка Земли по площади составляет  $3/4$  всей поверхности планеты. Эти измерения дали для  $q$  примерно те же значения, которые были получены на континентах, что явилось в то время сенсацией (об этом мы скажем ниже). Накопление экспериментальных данных о тепловых потоках первое время шло довольно медленно. К 1960 г. было известно немногим более 100 измерений. В связи с усовершенствованием техники морских измерений с начала шестидесятых годов число определенных тепловых потоков стало резко возрастать.

Так, к 1965 г. было выполнено 1040 определений  $q$ , к середине 1969 г. это число достигло 3560, а к началу 1975 г. накоплено 5000 определений теплового потока. Мировая средняя потеря тепла с поверхности Земли составляет  $1,48 \cdot 10^{-8}$  ккал/см<sup>2</sup>·сек. Среднее значение для континентов равно  $1,41$  ккал/см<sup>2</sup>·сек., а для океанов  $1,51$  ккал/см<sup>2</sup>·сек.

Значения теплового потока являются интегральной мерой термического состояния приповерхностной зоны до глубин в несколько сотен километров. Оказалось, что различные значения тепловых потоков коррелируют с различными значениями геологическими структурами. В связи с этим геотермические данные все шире начинают использоваться при физической интерпретации геологических структур.

В отличие от распределения плотности, давления и ускорения силы тяжести, которые известны достаточно точно, распределение температуры в недрах Земли еще определено неточно.

Оценить температуру в недрах Земли можно путем следующих соображений. Средний геотермический градиент у поверхности Земли равен  $20$  град/км. Поскольку

градиент температуры не возрастает с глубиной, на глубинах  $l \approx 100$  км температура не более  $2000^\circ\text{C}$ . Более точными «термометрами» на этих глубинах являются расплавленные первичные очаги вулканов; температуры плавления для известных и равны  $\sim 1200^\circ\text{C}$ .

В самое последнее время детальное исследование фазовой диаграммы  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ — $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  позволило определить реперную температуру на глубине, соответствующей первой зоне фазовых переходов ( $l \sim 400$  км). Эта температура равна  $\sim 1600 \pm 50^\circ\text{C}$  (см. § 7.4).

Оболочка Земли по отношению к механическим колебаниям,—сейсмическим волнам,—ведет себя как твердое тело; поэтому за верхний предел температур в оболочке Земли принимают распределение температур вдоль кривой плавления. На основании лабораторных данных температур плавления на глубине  $100$  км полагают равной  $\sim 1500^\circ\text{C}$  (или  $1800^\circ\text{C}$ ). Эти «опорные точки» позволяют с помощью эмпирических геофизических данных и полуэмпирических формул для кривой плавления определить распределение температур плавления в оболочке Земли, и в частности, оценить, что на границе с ядром Земли температура плавления оболочки порядка  $(5-6,5) \cdot 10^3^\circ\text{C}$ . Земное ядро находится в расплавленном состоянии.

Ввиду этого за нижний предел температур в ядре можно принять значения, соответствующие кривой плавления. Если ядро состоит из железа, то согласно лабораторным данным температура плавления железа при  $p \approx 1,4 \cdot 10^6$  бар (давление на границе оболочки—ядро) не более  $4600^\circ\text{C}$ . По-видимому, ядро состоит не из чистого железа, а содержит примеси легких элементов, что должно несколько понизить температуру плавления железа. На основании этих данных считают, что температура на границе оболочки—ядро лежит в интервале  $\sim (4-5) \cdot 10^3^\circ\text{C}$ .

В жидком ядре температуры не могут быть выше так называемых адиабатических температур. Понятие адиабатических температур или адиабатического градиента температур играет важную роль в физике Земли и планет. Дело в том, что кривая адиабатических температур различивает области действия молекулярного и конвективного механизмов переноса тепла. Если температуры ниже адиабатических (более точно: градиент температуры ниже адиабатического градиента), то теплоперенос в среде возможен лишь за счет молекулярного механизма теплопроводности. Это очень слабый механизм теплопере-

реноса. Если же температуры больше адиабатических, то возникает конвекция — гидродинамическое перемешивание жидкости. Механизм теплопереноса путем конвекции является очень мощным. Поэтому, если бы в земном ядре температуры заметно превосходили адиабатические, то все тепло земного ядра сверх адиабатического было бы быстро вынесено в результате конвекции к внешней границе ядра с оболочкой Земли, а температуры ядра приняли бы адиабатические значения.

В то же время для поддержания магнитного поля в ядре все время должна идти слабая конвекция. Следовательно, температуры в ядре Земли должны быть близки к адиабатическим. Адиабатические температуры земного ядра могут быть рассчитаны теоретически, если только мы знаем температуру у начала адиабатической кривой

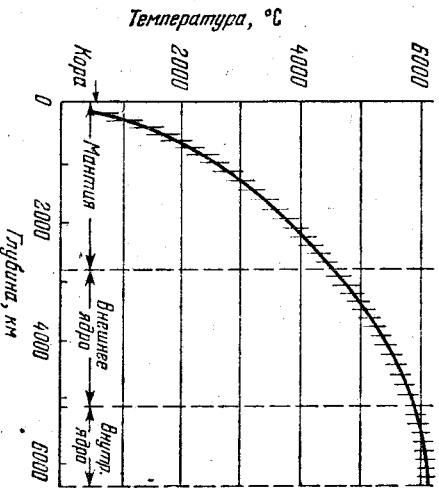


Рис. 18. Температура внутри Земли.

(на границе оболочка — ядро). Мы уже говорили, что последняя величина составляет  $\sim (4 \div 5) \cdot 10^3$  К, а это приводит к температуре в центре Земли  $\sim 6 \cdot 10^3$  К. Ошибка последнего значения может достигать тысячи градусов. Изложенная выше методика оценки температуры в земных недрах может быть названа методом реперных точек. «Реперными» являются температура плавления лав на глубине 100 км, температура на глубине 400 км в зоне оливин — шпинель фазового перехода и температура на границе оболочка — ядро. На рис. 18 показаны темпера-

туры Земли. Вертикальные штрихи указывают предпологаемую область неопределенности.

В отличие от геомангнитного поля, которое быстро меняется, температурное поле Земли характеризуется большим постоянством. Это обусловлено малой теплопроводностью вещества земных недр, очень малой скоростью их разогревания за счет радиоактивного распада примеси радиогенных элементов и большими расстояниями, которое тепло должно пройти прежде, чем оно выйдет на поверхность Земли. Качественно распределение температуры в недрах больших космических тел легко уяснить с помощью размерного соотношения

$$\Delta t \sim \frac{(\Delta l)^2}{\chi}, \quad (35)$$

где  $\chi = \frac{\kappa}{c_p \rho}$  — коэффициент температуропроводности,  $c_p$  — удельная теплоемкость при постоянном давлении,  $\rho$  — плотность,  $\Delta t$  — интервал времени, за который температуры заметно выравниваются в точках тела на расстоянии  $\Delta l$ . Соотношение (35) следует понимать так. Пусть в каком-либо месте среды выделилось некоторое количество тепла, так что температура возросла на  $\Delta T$  по сравнению с температурой в точке наблюдения на расстоянии  $\Delta l$ . Тогда соотношение (35) дает оценку интервала времени ( $\Delta t$ ), за которое произойдет выравнивание температуры между точкой наблюдения и местом выделения тепла. Применительно (35) к Земле в целом. Положив  $\Delta l \sim 6400$  км,  $\chi \sim 0,005$  см<sup>2</sup>/сек (характерное значение для горных пород), получим «время остывания Земли»  $\sim 10^{12}$  лет; это заметно превышает «время жизни Земли», равное  $4,5 \cdot 10^9$  лет. Следовательно, если бы Земля не разогревалась за счет внутренних источников тепла, то первоначальное тепло земных недр излучилось бы во внешнее пространство за  $10^{12}$  лет. Поставим теперь задачу по-другому. Зададим вопрос: «Чему равна толщина наружной оболочки Земли, из которой за время  $\sim 4,5 \cdot 10^9$  лет мог произойти отток тепла к земной поверхности?» Снова воспользуемся формулой (35). Полагая  $\Delta t \sim 4,5 \cdot 10^9$  лет,  $\chi \sim 0,005$  см<sup>2</sup>/сек, найдем  $\Delta l \sim 300$  км. Более детальное рассмотрение показывает, что слой остывания имеет толщину 600—900 км. На основании проведенного анализа можно заключить, что в наружном слое 600—900 км температура должна снижаться за счет остывания, а в глубин-

ных недрах планеты распределение температуры слабо «деформировано» потоком тепла к поверхности.

В заключение рассмотрим, как формируется поток тепла на континентах и океанах. В среднем земную кору на континентах можно представить в виде 15-км слоя гранита, расположенного на 15-км слое базальта. Концентрация радиогенных источников тепла в гранитах и базальтах хорошо изучена. Это позволяет подсчитать генерацию тепла в гранитах ( $4,74 \cdot 10^{-5}$  ккал/см<sup>3</sup> · год) и базальтах ( $0,35 \cdot 10^{-5}$  ккал/см<sup>3</sup> · год). Вклад от обоих слоев в тепловой поток равен  $31$  ккал/см<sup>2</sup> · год. Если полученную цифру сравнить со средним тепловым потоком, который ежегодно рассеивается с поверхности Земли и равен  $30-40$  ккал/см<sup>2</sup> · год, то видно, что он почти полностью определяется тепловыделением в гранитном и базальтовом слоях. Перейдем теперь к тепловому потоку на океанах. Земная кора на океанах состоит из 5-6-километрового базальтового слоя. Вклад в тепловой поток от столь тонкого слоя базальта составляет всего  $2$  ккал/см<sup>2</sup> · год.

Такой подсчет был сделан еще до первых определений теплового потока на океанах в 1956 г. Ожидалось, что тепловой поток на океанах должен быть заметно меньше, чем на континентах. Но когда Вулгард, а затем и другие получили значение теплового потока на океанах, сошладящее со значением потока на континентах, то это было неожиданно и было встречено с удивлением в геофизическом мире. Самое простое объяснение этого результата основано на предположении, что количество радиогенных источников тепла на единицу площади и на континентах, и на океанах одинаково. Отличие заключается только в том, что на континентах источники сосредоточены в основном в наружных гранитном и базальтовом слоях, а на океанах эти источники распределены на глубину в несколько сотен километров. Однако это простейшее объяснение не является единственно возможным. В результате вопрос о равенстве тепловых потоков на континентах и океанах остается одним из важнейших дискуссионных вопросов геофизики сегодняшнего дня.

## ГЛАВА 6 ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

«Важнейшим главным образом работа в физике, но он отдавал себе отчет в том, что его работы потенциально применимы и в геологии, и в геофизике. Он опубликовал ряд работ, посвященных изучению свойств горных пород и минералов, первая из них вышла в свет в 1918 г. Продолжение утверждение появилось в его работе 1936 г. «Дополнительные данные морфальных превращений, найденных при высоких давлениях, естественно для геологии, по крайней мере для тех частей земной коры, которые находятся в кристаллическом состоянии...». Далее в этой же работе он замечает: «Геология в своем развитии быстро приближается к такому положению, когда она не сможет больше уходить в сторону от решения основной проблемы, стоящей перед ней — определить реально физические и химические параметры тех материалов, из которых в действительности состоит земляная кора».

Франсис Бэрн,  
«Замечания к статье В. И. Жаркова и В. А. Мариничева «Эволюция геофизики»».

Непосредственное проникновение в недра Земли затруднено. В таком случае возникает естественная идея попытаться изучить недра Земли, моделируя их в лабораторных условиях. Земли является естественной лабораторией высоких давлений. Давление в центре Земли равно примерно  $3,5$  млн. атм<sup>1)</sup>, а температуры достигают  $6000$  °С. Этими цифрами, собственно, и определяется тот диапазон давлений и температур, в котором следует проводить моделирование. Динамические методы, использующие для скатывания мощные ударные волны, покрывают весь диапазон геофизических давлений и температур. При динамических скатываниях эксперимент длится доли микросекунд, но современная аппаратура позволяет выполнить все необходимые

<sup>1)</sup> Напомним связь между различными единицами, употребляемыми для измерения давления:  $1 \text{ бар} = 10^5 \text{ дин/см}^2 = 1,01972 \text{ кг/см}^2 = 0,986324 \text{ атм}$ . В физике высоких давлений обычно используют килобары ( $1 \text{ кбар} = 10^8 \text{ бар}$ ) и мегабары ( $1 \text{ Мбар} = 10^6 \text{ бар}$ ).