Оглавление

Введение

1. Земная кора и типы ее строения
2. Эволюция химического состава земной коры
3. Формирование минералогического разнообразия земной коры

Заключение

Список использованной литературы

Введение

Земля входит в состав системы, где центром является Солнце, в котором заключено 99,87% массы всей системы. Характерной особенностью всех планет Солнечной системы является их оболочечное строение: каждая планета состоит их ряда концентрических сфер, различающихся составом и состоянием вещества.

Земля окружена мощной газовой оболочкой — атмосферой. Она является своеобразным регулятором обменных процессов между Землей и Космосом. В составе газовой оболочки выделяется несколько сфер, отличающихся составом и физическими свойствами. Основная масса газового вещества заключена в тропосфере, верхняя граница которой, расположенная на высоте около 17 км на экваторе, снижается к полюсам до 8—10 км. Выше, на протяжении стратосферы и мезосферы, нарастает разреженность газов, сложно меняются термические условия. На высоте от 80 до 800 км располагается ионосфера — область сильно разреженного газа, среди частиц которого преобладают электрически заряженные. Самую наружную часть газовой оболочки образует экзосфера, простирающаяся до высоты 1800 км. Из этой сферы происходит диссипация наиболее легких атомов — водорода и гелия.

Еще более сложно стратифицирована сама планета. Масса Земли оценивается в 5,98\*1027 г, а ее объем — в 1,083\*1027 см3. Следовательно, средняя плотность планеты составляет около 5,5 г/см3. Но плотность доступных нам горных пород равна 2,7—3,0 г/см3. Из этого следует, что плотность вещества Земли неоднородна.

Главнейшими методами изучения внутренних частей нашей планеты являются геофизические, в первую очередь наблюдения за скоростью распространения сейсмических волн, образующихся от взрывов или землетрясений. Подобно тому, как от камня, брошенного в воду, в разные стороны расходятся по поверхности воды волны, так в твердом веществе от очага взрыва распространяются упругие волны. Среди них выделяют волны продольных и поперечных колебаний. Продольные колебания представляют собой чередования сжатия и растяжения вещества в направлении распространения волны. Поперечные колебания можно представить как чередующиеся сдвиги в направлении, перпендикулярном распространению волны.

Волны продольных колебаний, или, как принято говорить, продольные волны, распространяются в твердом веществе с большей скоростью, чем поперечные. Продольные волны распространяются как в твердом, так и в жидком веществе, поперечные — только в твердом. Следовательно, если при прохождении сейсмических волн через какое-либо тело будет обнаружено, что оно не пропускает поперечные волны, то можно считать, что это вещество находится в жидком состоянии. Если через тело проходят оба типа сейсмических волн, то это — свидетельство твердого состояния вещества.

Скорость волн увеличивается с возрастанием плотности вещества. При резком изменении плотности вещества скорость волн будет скачкообразно меняться. В результате изучения распространения сейсмических волн через Землю обнаружено, что имеется несколько определенных границ скачкообразного изменения скоростей волн. Поэтому предполагается, что Земля состоит из нескольких концентрических оболочек (геосфер).

На основании установленных трех главных границ раздела выделяют три главные геосферы: земную кору, мантию и ядро.

Первая граница раздела характеризуется скачкообразным увеличением скоростей продольных сейсмических волн от 6,7 до 8,1 км/с. Эта граница получила название раздела Мохоровичича (в честь сербского ученого А. Мохоровичича, который ее открыл), или просто граница М. Она отделяет земную кору от мантии. Плотность вещества земной коры, как указано выше, не превышает 2,7—3,0 г/см3. Граница М расположена под континентами на глубине от 30 до 80 км, а под дном океанов — от 4 до 10 км.

Учитывая, что радиус Земного шара равен 6371 км, земная кора представляет собой тонкую пленку на поверхности планеты, составляющую менее 1% ее общей массы и примерно 1,5% ее объема.

земная кора минерал

1. Земная кора и типы ее строения

Строение земной коры. Земная кора — термин, хотя и вошедший в естественнонаучный обиход в эпоху Возрождения, длительное время трактовался весьма свободно по причине того, что непосредственно определить толщину коры и изучить ее глубинные части было невозможно. Открытие сейсмических колебаний и создание метода определения скорости распространения их волн в средах разной плотности дали мощный импульс для изучения земных недр. С помощью сейсмографических исследований в начале XX в. было обнаружено принципиальное различие скорости прохождения сейсмических волн через горные породы, слагающие земную кору, и вещество мантии и объективно установлена граница их раздела (граница Мохоровичича). Тем самым понятие «земная кора» получило конкретное научное обоснование.

Экспериментальное изучение скорости распределения ударных упругих колебаний в горных породах с разной плотностью, с одной стороны, а с другой — «просвечивание» земной коры сейсмическими волнами во многих точках земной поверхности, позволили обнаружить, что земная кора состоит из следующих трех слоев, сложенных горными породами разной плотности:

1. ) Наружный слой, состоящий из осадочных горных пород, в которых волны сейсмических колебаний распространяются со скоростью 1—3 км/сек, что соответствуют плотности около 2,7 г/см3. Этот слой некоторые ученые называют осадочной оболочкой Земли.
2. ) Слой плотных кристаллических пород, слагающих под осадочной толщей верхнюю часть континентов, в котором сейсмические волны распространяются со скоростью от 5,5 до 6,5 км/сек. По причине того, что продольные сейсмические волны распространяются с указанной скоростью в гранитах и близких к ним по составу породам, условно эту толщу называют гранитным слоем, хотя в ней имеются самые разнообразные магматические и метаморфические породы. Преобладают гранитоиды, гнейсы, кристаллические сланцы, встречаются кристаллические породы среднего и даже основного состава (диориты, габбро, амфиболиты).

3.) Слой более плотных кристаллических пород, образующий нижнюю часть континентов и слагающий океаническое дно. В породах этого слоя скорость распространения продольных сейсмических волн составляет 6,5—7,2 км/сек, что соответствует плотности около3,0 г/см3. Такие скорости и плотность характерны для базальтов, благодаря чему этот слой был назван базальтовым, хотя базальтыне всюду полностью слагают этот слой.

Как видим, понятия «гранитный слой» и «базальтовый слой» условны и употребляются для обозначения второго и третьего горизонтов земной коры, характеризующихся скоростями распространения продольных сейсмических волн соответственно 5,5—6,5 и 6,5—7,2 км/сек. В дальнейшем эти названия будут приводиться без кавычек, но об их условности надо помнить.

Нижней границей базальтового слоя является поверхность Мохоровича. Ниже располагаются горные породы, относящиеся к веществу верхней мантии. Они обладают плотностью 3,2—3,3 г/м3 и больше, скорость распространения продольных сейсмических волн в них 8,1 м/сек. Их состав соответствует ультраосновным породам (перидотитам, дунитам).

Следует обратить внимание на то, что термины «земная кора» и «литосфера» (каменная оболочка) не являются синонимами и имеют разное содержание. Литосфера — наружная оболочка земного шара, сложенная твердыми горными породами, в том числе породами верхней мантии ультраосновного состава. Земная кора — часть литосферы, лежащая выше границы Мохоровичича. В указанных границах общий объем земной коры составляет более 10 млрд. км3, а масса — свыше 1018 т.

Типы строения земной коры. При изучении земной коры было обнаружено ее неодинаковое строение в разных районах. Обобщение большого фактического материала позволило выделить два типа строения земной коры — континентальный и океанический.

Для континентального типа характерна весьма значительная мощность коры и присутствие гранитного слоя. Граница верхней мантии здесь расположена на глубине 40—50 км и больше. Мощность толщи осадочных горных пород в одних местах достигает 10—15 км, в других — толща может полностью отсутствовать. Средняя мощность осадочных пород континентальной земной коры составляет 5,0 км, гранитного слоя — около 17 км (от 10—40 км), базальтового — около 22 км (до 30 км).

Как упоминалось выше, петрографический состав базальтового слоя континентальной коры пестрый и скорее всего в нем преобладают не базальты, а метаморфические породы основного состава (гранулиты, эклогиты и т.п.). По этой причине некоторые исследователи предлагали этот слой называть гранулитовым.

Мощность континентальной земной коры увеличивается на площади горноскладчатых сооружений. Например, на Восточно-Европейской равнине мощность коры около 40 км (15 км — гранитный слой и более 20 км — базальтовый), а на Памире — в полтора раза больше (около 30 км в сумме составляют толща осадочных пород и гранитный слой и столько же базальтовый слой). Особенно большой мощности достигает континентальная кора в горных областях, расположенных по краям материков. Например, в Скалистых горах (Северная Америка) мощность коры значительно превышает 50 км. Совершенно иным строением обладает земная кора, слагающая дно океанов. Здесь мощность коры резко сокращается и вещество мантии подходит близко к поверхности. Гранитный слой отсутствует, мощность осадочной толщи сравнительно небольшая. Выделяются верхний слой неуплотненных осадков с плотностью 1,5—2 г/см3 и мощностью около 0,5 км, вулканогенно-осадочный слой (переслаивание рыхлых осадков с базальтами) мощностью 1—2 км и базальтовый слой, среднюю мощность которого оценивают в 5—6 км. На дне Тихого океана земная кора имеет суммарную мощность 5—6 км; на дне Атлантического океана под осадочной толщей в 0,5—1,0 км располагается базальтовый слой мощностью 3—4 км. Отметим, что с увеличением глубины океана мощность коры не уменьшается.

В настоящее время выделяют также переходные субконтинентальный и субокеанический тип коры, отвечающие подводной окраине материков. В пределах коры субконтинентального типа сильно сокращается гранитный слой, который замещается толщей осадков, а затем по направлению к ложу Океана начинается уменьшение мощности базальтового слоя. Мощность этой переходной зоны земной коры обычно 15—20 км. Граница между океанической и субконтинентальной корой проходит в пределах материкового склона в интервале глубин 1 —3,5 км.

Хотя кора океанического типа занимает большую площадь, чем континентальная и субконтинентальная, в силу ее небольшой мощности в ней сосредоточен лишь 21% объема земной коры. Сведения об объеме и массе разных типов земной коры приведены в таблице 1.

Таблица 1

Объем, мощность и масса горизонтов разных типов земной коры (составлено по данным А.Б. Ронова и А.Л. Ярошевского. 1976)

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Типы коры | Горизонты коры | Объем, млн. км3 | Средняя мощность, км | Масса, 1021 кг |
| Континентальный | Осадочный Гранитный Базальтовый | 740  2520  3240 | 5,0  16,9  21,7 | 1,85  6,83  9,39 |
| Кора континентов в целом | 6500 | 43,6 | 18,07 |
| Переходная зона | Осадочный Гранитный Базальтовый | 160  520  860 | 2,5  8,0  13,2 | 0,40  1,41  2,49 |
| Переходная (субконтинентальная) кора в целом | 1540 | 23,7 | 4,30 |
| Океанический | Осадочный Вулканогенно-осадочный  Базальтовый | 120  360  1690 | 0,4  1,2  5,7 | 0,19  1,00  4,90 |
| Океаническая кора в целом | 2170 | 7,3 | 6,9 |
| Земная кора в целом | | 10210 | 20,0 | 46 |

Земная кора залегает на подкорковом мантийном субстрате и составляет всего 0,7% от массы мантии. В случае малой мощности коры (например, на океаническом ложе) самая верхняя часть мантии будет находиться также в твердом состоянии, обычном для горных пород земной коры. Поэтому, как отмечено выше, наряду с понятием о земной коре как об оболочке с определенными показателями плотности и упругих свойств, имеется понятие о литосфере — каменной оболочке, толще твердого вещества, покрывающего поверхность Земли.

Структуры типов земной коры. Типы земной коры различаются также своими структурами. Для земной коры океанического типа характерны разнообразные структуры. По центральной части дна океанов протягиваются мощные горные системы — срединно-океанические хребты. В осевой части эти хребты рассечены глубокими и узкими рифтовыми долинами с крутыми бортами. Эти образования представляют собой зоны активной тектонической деятельности. Вдоль островных дуг и горных сооружений по окраинам материков располагаются глубоководные желоба. Наряду с этими образованиями имеются глубоководные равнины, занимающие огромные площади.

Столь же неоднородна континентальная земная кора. В ее пределах можно выделить молодые горноскладчатые сооружения, где мощность коры в целом и каждого из ее горизонтов сильно возрастает. Выделяются также площади, где кристаллические горные породы гранитного слоя представляют древние складчатые области, выровненные на протяжении длительного геологического времени. Здесь мощность коры значительно меньше. Эти обширные участки континентальной коры называются платформами. Внутри платформ различают щиты — районы, где кристаллический фундамент выходит непосредственно на поверхность, и плиты, кристаллическое основание которых покрыто толщей горизонтально залегающих отложений. Примером щита является территория Финляндии и Карелии (Балтийский щит), в то время как на Восточно-Европейской равнине складчатый фундамент глубоко опущен и перекрыт осадочными отложениями. Средняя мощность осадков на платформах около 1,5 км. Для горноскладчатых сооружений характерна значительно большая мощность толщи осадочных пород, средняя величина которой оценивается в 10 км. Накопление таких мощных отложений достигается длительным постепенным опусканием, прогибанием отдельных участков континентальной коры с последующим их подъемом и складкообразованием. Такие участки называются геосинклиналями. Это наиболее активные зоны континентальной коры. К ним приурочено около 72% всей массы осадочных пород, в то время как на платформах сосредоточено около 28%.

Проявления магматизма на платформах и геосинклиналях резко различается. В периоды прогибания геосинклиналей по глубинным разломам поступает магма основного и ультраосновного состава. В процессе превращения геосинклинали в складчатую область происходит образование и внедрение огромных масс гранитной магмы. Для поздних этапов характерны вулканические излияния лав среднего и кислого состава. На платформах магматические процессы выражены значительно слабее и представлены преимущественно излияниями базальтов или лав щелочно-основного состава.

Среди осадочных пород континентов преобладают глины и глинистые сланцы. На дне океанов увеличивается содержание известковых осадков.

Итак, земная кора состоит из трех слоев. Ее верхний слой сложен осадочными породами и продуктами выветривания. Объем этого слоя составляет около 10% общего объема земной коры. Большая часть вещества находится на континентах и переходной зоне, в пределах океанической коры его не более 22% объема слоя.

В так называемом гранитном слое наиболее распространенными породами являются гранитоиды, гнейсы и кристаллические сланцы. На породы более основного состава приходится около 10% этого горизонта. Это обстоятельство хорошо отражается на среднем химическом составе гранитного слоя. При сопоставлении величин среднего состава обращает на себя внимание ясное различие этого слоя и осадочной толщи (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав земной коры (в весовых процентах)

(по данным Л.Б. Ронова и А.Л. Ярошевского, 1976)

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Компоненты | Средний состав осадочной толщи | Средний состав гранитного слоя | Средний состав базальтового слоя | |
| континентов | океанов |
| SiO2  TiO2  A12O3  Fe2O3  FeO  MnO  MgO  CaO  Na2O  K2O  P205  Cорганический  CO2  SO3  Cl  H2O+ | 44,03  0,53  10,67  2,82  1,89  0,24  2,79  15,91  1,50  1,91  0,13  0,62  12,38  0,50  0,27  3,59 | 63,08  0,54  15,38  2,24  3,60  0,09  2,96  3,79  2,71  2,89  0,16  0,05  0,81  0,10  0,21  1,46 | 54,84  0,84  14,28  2,42  4,25  0,16  6,37  8,09  2,34  1,32  0,16  0,02  0,37  0,03  0,02  1,40 | 49,43  1,49  15,50  2,47  7,97  0,18  7,89  11,23  2,60  0,24  0,23  -  -  -  -  0.69 |
| \* — за исключением включений эффузивных пород | | | | |

Состав базальтового слоя в двух основных типах земной коры неодинаков. На континентах эта толща характеризуется разнообразием горных пород. Здесь присутствуют глубоко метаморфизованные и магматические породы основного и даже кислого состава. Основные породы составляют около 70% всего объема этого слоя. Базальтовый слой океанической коры значительно более однороден. Преобладающим типом пород являются так называемые толеитовые базальты, отличающиеся от континентальных базальтов низким содержанием калия, рубидия, стронция, бария, урана, тория, циркония и высоким отношением Na/K. Это связано с меньшей интенсивностью процессов дифференциации при их вплавлении из мантии. В глубоких рифовых разломах выходят ультраосновные породы верхней мантии.

Распространенность горных пород в земной коре, сгруппированных для определения соотношения их объема и масс, приведена в таблице 3.

Таблица 3

Распространенность горных пород в земной коре

(по А.Б. Ронову и А.Л. Ярошевскому, 1976)

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| № п/п | Группы пород | Распространенность, % объема земной коры | Масса, 1018т |
| 1  2  3  4  5  6  7  8  9  10  11 | Пески и песчаные породы  Глины, глинистые сланцы, кремнистые породы  Карбонаты  Соленосные отложения  Гранитоиды, гранитогнейсы, кислые эффузивы и их метаморфические эквиваленты  Габбро, базальты и их метаморфические эквиваленты  Дуниты, перидотиты, серпентиниты  Метапесчаники  Парагнейсы и кристаллические сланцы  Метаморфизованные карбонатные породы  Железистые породы | 1,83  4,48  2,79  0,09  20,86  50,34  0,07  1,74  16,91  0,69  0,17 | 0,43  1,14  0,71  0,02  5,68  15,00  0,02  0,47  4,74  0,18  0,06 |
|  | Сумма | 100,00 | 28,46 |

2. Эволюция химического состава земной коры

Проблема образования существующей структуры земной коры имеет не только фундаментальное теоретическое значение. Познание процессов, формирующих земную кору, одновременно означает выяснение закономерностей образования и размещения промышленных месторождений полезных ископаемых. Поэтому над изучением этих процессов работают крупные научные коллективы многих стран.

Экспериментальные исследования, изучение горных пород на поверхности материков и на дне океанов, результаты глубокого бурения позволили разработать представление о радиально направленном выправлении и дегазации вещества земной коры из мантии. Вещество мантии до сих пор непосредственно не подвергалось химическому анализу, так как достать его пока еще технически невозможно. Однако есть основания считать, что состав мантии отвечает составу каменных метеоритов (хондритов).

Результаты анализов показывают, что в них содержатся определенные количества некоторых химических элементов, образующих относительно легкоплавкие соединения, а также элементов, входящих в состав газов и воды (табл. 4).

Таблица 4

Содержание в хондритах химических элементов и соединений, образующих пары и газы

(по А.П. Виноградову, 1964)

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Элементы соединений | Содержание, в весовых процентах | Состав газов |
| S  Н20  C  N  F  С1  Br  В  J | 1,8  0,5  4\*102  2\*103  2,8\*10 -3  7\*10-3  5\*10-5  4\*10-5  4\*10-6 | H2S, S02 и др.  H2O,H2, O2  СН4, СО, СO2  N2,NH3  HF  НСl  HBr  В (ОН)3, и др.  HJ |

Вещество мантии находится в равновесном твердом состоянии в условиях высоких температур и давления. Однако это равновесное состояние будет нарушено, если внешние условия изменятся, например, понизится давление или повысится температура. Тогда вещество перейдет в расплавленное, жидкое состояние. Такое явление вполне вероятно, если внутри мантии возникнет очаг сильного разогревания. Причиной его может служить энергия радиоактивного распада. Расплавленная масса, содержащая источник тепловой энергии, будет перемещаться в радиальном направлении к поверхности Земли, проплавляя при своем движении вещество мантии. При этом должна происходить закономерная дифференциация этого вещества.

Чтобы представить себе механизм этого процесса, мысленно проделаем следующий опыт.

Поместим в термоустойчивую трубку смесь соединений, обладающих различной температурой плавления. При помощи кольцевого нагревателя расплавим узкую зону внизу трубки и затем будем медленно перемещать нагреватель вверх вдоль трубки. При подъеме нагревателя расплавится следующая зона, а нижележащая масса остынет и вновь закристаллизуется. По мере движения нагревателя все вещество в трубке пройдет стадии плавления и последующей кристаллизации. Если эту операцию повторить неоднократно, то исходная смесь закономерно разделится: вверху обособятся более легкоплавкие соединения, а внизу — менее плавкие.

Изложенный принцип «зонной» плавки был использован известным геохимиком А.П. Виноградовым для создания модели образования земной коры. Согласно этой модели, определенные очаги расплава, перемещающиеся в радиальном направлении, обеспечили закономерную дифференциацию вещества мантии. Состав первоначально возникающего расплава не отличался от состава исходного материала. Но многократное повторение этого процесса обусловило разделение вещества, вынос из мании относительно легкоплавких соединений и накопление их на поверхности планеты.

В результате дифференциации исходного вещества происходит закономерное перераспределение химических элементов по оболочкам Земли. Если принять, что состав исходного вещества мантии близок к составу каменных метеоритов, то можно проследить, как менялось содержание важнейших химических элементов в процессе образования земной коры.

В таблице 5 хорошо видно, что выделение легкоплавких соединений из исходного вещества планеты сопровождалось прогрессирующим накоплением кремния, алюминия, кальция, калия, натрия, фтора, хлора. В то же время большая часть железа, магния, серы оставалась в веществе мантии.

Предложены и другие модели, но независимо от тех или иных представлений о механизме массопереноса большая часть ученых разделяет мнение о том, что земная кора образовалась путем выноса из мантии легкоплавких и легколетучих химических соединений.

Таблица 5

Среднее содержание основных химических элементов в главных типах горных пород и в каменных метеоритах, в весовых процентах

(по А.П.Виноградову)

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Элементы | Каменные метеориты (хондриты) | Горные породы верхней мантии (дуниты и др.) | Горные породы земной коры | |
| базальты | гранитоиды |
| 0  Si  Al  Ca  К  Na  F  Cl  Mg  Fe  S | 35,0  18,0  1,3  1,4  0,085  0,7  0,0028  0,007  14,0  25,0  2,0 | 42,5  19,0  0,45  0,7  0,03  0,57  0,01  0,005  25,9  9,85  0,02 | 43,5  24,0  8,76  6,72  0,83  1,94  0,037  0,005  4,5  8,56  0,03 | 48,7  32,3  7,7  1,58  3,34  2,77  0,08  0,024  0,56  2,7  0,04 |

Процесс выноса легколетучих и легкоплавких химических соединений весьма сложен. Если образование базальтовой коры как продукта выплавления из вещества мантии не вызывает сомнений, то в процессе образования гранитного слоя еще очень много неясного. Многочисленные факты свидетельствуют, что образование крупных масс гранитов приурочено к определенной стадии развития геосинклиналей, на которой процессы регионального метаморфизма достигают своей наивысшей степени — палингенеза. При этом происходит расплавление метаморфизуемых пород под воздействием не только высоких температур и давления, но также глубинных флюидов, дегазированных из мантии. Образующийся расплав насыщается химическими элементами, поступившими в результате дегазации, состав его становится более сложным по сравнению с выплавляемыми базальтами, изливающимися на океаническом дне из глубинных разломов. Рассмотренный процесс получил название гранитизация. Возможно, что таким путем образовались огромные массы гранитных батолитов.

Активный вынос легколетучих соединений, обусловливающих гранитизацию мощных толщ осадков, происходит не повсеместно на поверхности земного шара, а лишь в определенных структурных элементах земной коры — геосинклиналях. Локализация процессов активного выноса, по-видимому, связана с неравномерным распределением источников энергии, в частности, масс радиоактивных элементов в мантии. Таким образом, континенты, кора которых содержит гранитный слой, можно рассматривать как участки земной коры, в пределах которых особенно активно происходил вынос легколетучих и легкоплавких химических соединений из мантии. На площади распространения океанической коры этот процесс происходил менее активно, о чем свидетельствуют не только меньшая мощность слоя выплавленных базальтов, но и бедность океанических базальтов многими химическими элементами по сравнению с базальтами континентальной коры. По расчетам А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского, общая масса вещества, вынесенного из мантии в континентальную кору, составляет 22,37\*1018 т, а в океаническую — почти в четыре раза меньше.

Особенно важное значение процесс образования континентальной земной коры имел для перераспределения металлов. Как следует из данных таблицы 6, содержание одних металлов резко возрастает в гранитном слое по сравнению с исходным веществом мантии,

Таблица 6

Перераспределение некоторых редких и рассеянных химических элементов в процессе образования земной коры, в 1-10-3 %

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Элементы | Каменные метеориты | Породы верхней мантии (дунит и др.) | Породы земной коры | |
| базальты | гранитоиды |
| Элементы, концентрирующиеся в гранитоидах | | | | |
| Ва  Zr  Sn  Pb  U | 0,6  3  0,1  0,02  0,0015 | 0,1  3  0,05  0,01  0,0007 | 30  10  0,15  0,8  0,05 | 83  20  0,3  2  0,35 |
| Элементы, концентрирующиеся в базальтах | | | | |
| Ti  V  Сu  Zn | 50  7  10  5 | 30  4  2  3 | 900  20  20  13 | 230  4  2  66 |
| Элементы, содержание которых уменьшается в земной коре | | | | |
| Ni  Со  Сг  Hg  Pt | 1350  80  250  0,3  0,2 | 200  20  200  0,001  0,02 | 160  4,5  90  0,009  0,01 | 0,8  0,5  2,5  0,008  - |

а содержание других — уменьшается. В процессе выплавления вещества земной коры в мантии задерживались металлы группы железа — никель, кобальт, хром, отчасти марганец. Поэтому содержание никеля в породах верхних горизонтов Земной коры по сравнению с содержанием в исходном веществе уменьшается в десятки раз, примерно в сто раз уменьшается содержание кобальта и хрома, в тысячу раз платины. В процессе выплавления земной коры уменьшилось также содержание ртути, но это произошло по причине выноса паров этого металла, поступавших в атмосферу и растворявшихся в природных водах.

Металлы, содержание которых в целом увеличивается в земной коре, распределяются в горных породах неодинаково. Выделяется группа металлов, концентрирующихся в гранитном слое континентальной земной коры, обогащенной кремнием, алюминием, щелочами, легколетучими соединениями. Сюда относятся цирконий, ниобий, барий, олово, свинец, уран. Например, концентрация свинца увеличивается в 100 раз, урана — еще более. Другая группа металлов концентрируется в базальтовых породах. В эту группу входят титан, ванадий, медь, цинк.

Одновременно с выплавлением легкоплавких соединений из вещества мантии происходило выделение газов разных веществ. В результате дегазации мантии образовалась основная масса газов и воды, имеющихся на нашей планете. При этом расчеты показывают, что на протяжении геологической истории из мантии вынесено только около 10% содержавшихся в ней каждого газа. Так, например, по данным А.П. Виноградова, содержание воды в мантии составляет 2\*1022 кг, а ее общее количество в гидросфере и атмосфере — 1,5\*1021 кг. В результате процесса дегазации выносились также возгоняемые соединения тяжелых металлов.

Совершенно особое положение в земной коре занимает самый наружный слой, который некоторые ученые называют осадочной оболочкой Земли. По минералогическому составу он принципиально отличен от двух других слоев коры. В составе осадочной оболочки преобладают не силикаты с разнообразной кристаллохимической структурой, как в гранитном и базальтовом слоях земной коры, а дисперсные силикаты со сложной структурой — глины, составляющие 40% осадочного слоя, карбонаты — 23%. Среди обломочных минералов, сохранившихся при гипергенном преобразовании гранитного слоя, входящих в состав осадочной оболочки и составляющих 19% ее массы, доминирует кварц — наиболее устойчивый к выветриванию эндогенный минерал. Химический состав осадочного слоя обогащен не только Н2O и СO2, но также окисленными формами серы, органическим углеродом, хлором, фтором, азотом и тяжелыми металлами. Все эти соединения и элементы выносятся из мантии путем дегазации, но в процессе гипергенеза и седиментогенеза связываются и аккумулируются в веществе осадочного слоя. Таким образом, на поверхности Земли происходит глубокое преобразование вещества гранитного слоя. Главным фактором этого процесса является суммарный геохимический эффект жизнедеятельности организмов. Это проявляется как в непосредственном участии организмов в осадкообразовании, так и в регулировании условий, определяющих направленность преобразования горных пород гранитного слоя: содержание кислорода и углекислого газа в атмосфере, щелочно-кислотных параметров природных вод, окислительно-восстановительных условий, присутствие органических соединений и др. Установлено, что большая часть массы вещества осадочных пород, образованных на протяжении последних 600 млн. лет, находится в пределах континентальной коры, причем примерно половина этой массы сосредоточена в геосинклиналях. Формирование метаморфических пород древних щитов — главных фрагментов гранитного слоя — также происходило в тектонически-активных структурах. Можно предполагать, что многие особенности гранитного слоя сложно связаны с суммарным геохимическим эффектом жизнедеятельности организмов геологического прошлого. Имея это в виду, В.И. Вернадский назвал гранитный слой земной коры «следами былых биосфер».

3. Формирование минералогического разнообразия земной коры

Земная кора слагается природными химическими соединениями — минералами, количество видов которых немногим превышает 2 тыс. Ограниченность природных химических соединений по сравнению со значительно большим количеством искусственных соединений обусловлена многими причинами, главной из которых является очень неравномерное содержание разных химических элементов в земной коре. Диапазон среднего содержания разных химических элементов достигает шести математических порядков.

Наибольшее количество минеральных видов образуют элементы, содержащиеся в земной коре в наибольшем количестве. К ним относятся кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, магний, калий, натрий. Эти элементы образуют группу соединений, массы которых в наибольшем количестве выплавлялись из мантии.

Наряду с ними значительные количества минералов образуют такие элементы, как сера, мышьяк, сурьма, медь, свинец, цинк и некоторые другие металлы, которые активно выносились в процессе дегазации вещества мантии.

Таблица 7

Образование минералов при основных процессах минералообразования

|  |  |
| --- | --- |
| Процессы минералообразования | Минералы, образующиеся преимущественно при данном процессе, в % к общему количеству минералов |
| Магматизм | 8 |
| Пегматитообразование | 10 |
| Пневматолитово-гидротермальная деятельность | 28 |
| Гипергенез и литогенез | 45 |
| Метаморфизм | 9 |

Если рассматривать разнообразие минералообразования при различных эндогенных процессах, то наибольшее количество минеральных видов образуется при процессах, которые протекают при участии продуктов дегазации. Минералы, образующиеся при пневматолитово-гидротермальных и пегматитовых процессах, по подсчетам известного украинского минералога Е.К. Лазаренко, составляют около 30% всех минеральных видов. Еще большее количество минеральных веществ возникает при процессах гипергенеза и осадкообразования, в которых под геохимическим контролем суммарного эффекта жизнедеятельности организмов образуются химические соединения дегазированных элементов, поступивших в атмосферу и гидросферу (табл. 7).

Определенные закономерности обнаруживаются в разнообразии и распределении масс минералов по классам. Отдельные данные приводились при описании минеральных групп, общая их сводка представлена в таблице 8.

Данные этой таблицы позволяют, прежде всего, отметить наиболее многочисленные классы. Несмотря на расхождения в результатах расчетов разных авторов, совершенно очевидно, что наибольшее количество минералов характерно для силикатов. Весьма разнообразен состав класса фосфатов и их аналогов, которые занимают второе место по количеству минералов (17,7%— 16,4%), а также класса сульфидов и им подобных соединений (9,4—13,0%), оксидов и гидроксилов (9,4—12,5%), сульфатов (9,0—12,2%). Состав других классов менее многочислен и составляет несколько процентов или даже доли процента, как, например, минералы класса хроматов.

Таблица 8

Соотношение между отдельными классами минералов и их содержанием в земной коре

|  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Классы минералов | Минералы | | | | Содержание в земной коре  (вес, в %) | |
| количество | | в % к общему количеству минералов | |
| I1 | II2 | I | II | I | II |
| Самородные элементы  Сульфиды и им подобные соединения  Галогениды  Оксиды и гидроксиды  Силикаты  Сульфаты  Фосфаты, арсенаты, ванадаты  Карбонаты  Бораты  Вольфраматы и молибдаты  Хроматы  Нитраты  Органические соединения | 50  195  86  187  375  135  266  67  42  14  5  8  70 | 90  200  100  200  800  260  350  80  40  15  не учтены | 3,30  13,00  5,70  12,50  25,00  9,00  17,70  4,50  2,80  1,00  0,30  0,50  4,70 | 4,2  9,4  4,7  9,4  37,4  12,2  16,4  3,7  1,9  0,7 | 0,10  1,15  0,50  17,00  75,00  0,50  0,70  1,70  3,35 | 0,10  0,25  незначит.  17,00  80,00  0,10  0,70  1,70  назначит.  «  «  «  « |
| Всего | 1500 2135 100,0 100,0 100,0 99,85 | | | | | |
| I1 — данные Е. К. Лазаренко, 1963  II2 данные Н. И. Сафронова и Б. А. Гаврусевича, 1968 | | | | | | |

Многочисленность минералов того или иного класса не обязательно означает, что эти минералы составляют значительную часть массы земной коры. Хотя наиболее разнообразный видами класс силикатов и преобладает в земной коре, но второй по многочисленности минералов класс фосфатов и их аналогов составляет менее процента массы литосферы (0,7%). Близкие по численности видов классы сульфидов и оксидов резко различаются по своему весовому содержанию в земной коре: первые находятся в количестве 0,15% (по В.И. Вернадскому), вторые — 17% массы коры. Следует отметить, что значения масс минералов в земной коре точно не установлены и определяются разными учеными неодинаковыми величинами. Так, даже для группы преобладающих минералов — силикатов — рассчитаны сильно различающиеся значения. Американский геохимик Г. Вашингтон (1925) определил массу силикатов в земной коре в 63%, В.И. Вернадский (1937) - в 85%, А.Е. Ферсман (1934) - в 74,5%, Е.К. Лазаренко (1963) — в 75%, Б.А. Гаврусевич и Н.И. Сафронов (1968) - в 80%, А.Б. Ронов и А.А. Ярошевский (1967) - в 83%. Последняя цифра, по-видимому, наиболее достоверна.

В целом можно считать, что преобладающую часть массы земной коры составляют силикаты (включая кварц) и отчасти минералы класса оксидов и гидроксилов.

Образование массы представителей некоторых классов связано преимущественно с одним определенным процессом минералообразования. Как показывают данные Е.К. Лазаренко, большая часть минералов класса сульфидов (89%) имеет пневматолитово-гидротермалыгое происхождение и лишь 5% возникают при литогенезе. Вольфрамиты и молибдаты поровну делятся между гипергенным и пневматолитово-гидротермальным генезисом. Для некоторых классов характерно возникновение преобладающего количества минеральных видов при процессах гипергенного минералообразования. Таковы сульфаты, фосфаты и им близкие соединения, нитраты.

Заключение

Представления о земной коре, ее вещественном составе и образовании по мере развития геологии постепенно менялись от наивных представлений о застывшей корке шлака на поверхности огненно-жидкого металлического шара до создания сложных моделей образования земной коры в результате неоднократной переработки аккумуляций легкоплавких и легколетучих веществ, выносимых тепловыми потоками из мантии.

Накопление геологических знаний долгое время происходило двумя почти не связанными между собой путями. С одной стороны, для решения разнообразных практических задач изучались минералы, руды, горные породы, т.е. составные части вещества земной коры. В этом направлении были сделаны важные открытия и накоплен опыт, способствовавший развитию не только минералогии, но и других наук и отраслей человеческой деятельности. Накопленный опыт способствовал становлению минералогии и смежных геологических наук, а также химии и металлургии.

С другой стороны, благодаря наблюдениям натуралистов был собран огромный материал, характеризующий разнообразные геологические процессы: геологическую деятельность морей и рек, ледников и вулканов и т.п. Особое внимание уделялось выявлению процессов образования и возрастному соотношению различных осадков, которые почти сплошь покрывают сушу и с которыми в первую очередь сталкивается в своей работе геолог.

Одновременно исследователи стремились понять процессы образования различных осадков и выяснить их возрастные соотношения. В начале XIX в. знаменитый английский геолог Ч. Лайель показал, что осадки, образованные в отдаленном геологическом прошлом, являются результатом тех же процессов, которые происходят в настоящее время. Немногим ранее его соотечественник У.Смит установил, что относительный геологический возраст изучаемых осадков вне зависимости от их географического нахождения можно определять с помощью окаменелых останков организмов, которые существовали во время отложения данных осадков. Эти фундаментальные открытия явились теоретической основой для развернувшегося изучения геологического строения разных территорий.

В то же время изучались условия залегания горных пород глубинного происхождения. В середине XIX в. был разработан метод изучения плотных горных пород под микроскопом, который открыл недоступный ранее для изучения мир кристаллизационных и метасоматических процессов, происходящих при образовании магматических и метаморфических пород, руд и пневматолитово-гидротермальных образований. Во второй половине XIX в. начинается синтезирование достижений минералогии, петрографии и рудного искусства с результатами изучения геологического строения отдельных регионов мира. На этой основе русскими, американскими, французскими геологами создаются первые гипотезы образования и строения крупных геотектонических элементов земной коры — геосинклиналей, платформ, кристаллических щитов и плит. В 1881 г. австрийский геолог Э. Зюсс вводит в научный лексикон термин «земная кора», а в странах Западной Европы разрабатываются методы изучения земных недр с помощью регистрации скорости распространения сейсмических воли.

Первые десятилетия XX в. знаменуются открытием границ раздела земной коры и мантии и закономерностей вертикального строения коры континентов и океанов. Минералогия и петрография из описательных наук постепенно превращаются в генетические, изучающие процессы образования минералов и пород. Возникла новая наука — геохимия, на атомном уровне изучающая эволюцию химического состава вещества Земли и земной коры, устанавливающая закономерности миграции химических элементов при геологических процессах. Опираясь на достижения физики и физической химии, быстро развиваются новые методы изучения вещества земной коры и экспериментального моделирования процессов образования и преобразования горных пород в условиях высоких температур и давлений.

До середины XX в. геологические исследования ограничивались границами суши и ее подводной окраины. С конца 50-х гг. развертываются работы по изучению строения дна океанов и происходящих там геологических процессов с помощью подводных аппаратов и глубоководного бурения. Новая информация вносит существенные коррективы во взгляды на геологическое строение земной коры и формирующие ее процессы. В свете современных научных достижений стало ясно, что отдельные геологические эндо- и экзодинамические процессы представляют собой звенья единого планетарного процесса формирования твердой, жидкой и газовой наружных оболочек планеты. Грандиозный процесс выноса из мантии легкоплавких и газообразных веществ происходит не равномерно по всей поверхности земного шара, а регулируется мощными тепловыми потоками, генерируемыми источниками энергии, образующими сгущения в недрах мантии.

Радиальные потоки тепловой энергии и выносимых веществ обусловливают формирование глобальных структур земной коры. Базальты, изливающиеся в активных срединных хребтах океанов, образуют сравнительно маломощный слой, под которым располагается твердое вещество мантии, представленное породами ультраосновного состава. Есть основания предполагать, что имеющая такой состав твердая оболочка расчленена на крупные фрагменты — литосферные плиты, которые перемещаются по поверхности пластичных масс мантии. Эти фрагменты под воздействием конвективных перемещений масс вещества мантии могут опускаться под мощные блоки материковой коры или взаимодействовать с ними на контакте. В том и другом случае фрагменты океанической коры снова оказываются в мантии и вновь подвергаются процессам выплавления и дегазации. Таким образом, формирование состава вещества и структур океанической коры происходит на фоне циклического процесса массообмена в системе земная кора верхняя мантия. Эта система стационарна, но не замкнута, так как в нее вовлекаются в разное время неодинаковые массы, и открытая, ибо в циклический процесс включаются не только массы базальтового слоя океанической коры, но также породы верхней мантии, участки континентальной коры и морские осадки.

Еще более сложным представляется формирование континентальной коры, в которой над базальтовым слоем располагается мощный гранитный слой. В образовании вещества этого слоя, состоящего не только из легкоплавких соединений, но также из минералов, богатых легколетучими химическими соединениями, еще много неясного. Тем не менее, можно предполагать, что в его формировании важное значение имели процессы глубокого метаморфизма мощных осадочных толщ, накапливавшихся в специфических структурах континентальной коры — геосинклиналях. При этом следует отметить, что присутствие легколетучих соединений, отличающих гранитный слой от базальтового слоя океанической коры, выплавляемой из мантии, предопределено составом осадков. Именно осадочная оболочка Земли является аккумулятором легколетучих продуктов дегазации мантии — производных угольной, фторводородной, соляной, борной, серной кислот.

Выдающимся русским ученым В.И. Вернадским еще в 20-е гг. было показано, что самой мощной геохимической силой, действующей на поверхности Земли, является эффект суммарной жизнедеятельности всех организмов. Под влиянием этого эффекта на протяжении геологической истории изменялся состав атмосферы и природных вод, регулировались процессы гипергенного минералообразования и осадконакопления, т.е. образования того вещества, которое поступает в геосинклинали и подвергается метаморфизму и гранитизация.

Значение идей В.И. Вернадского было осознано лишь в последние десятилетия XX в. Вклад биогенных процессов в образование гранитного слоя еще недостаточно изучен, но можно предполагать, что включение биогенных минеральных образований в процессы палингенеза имело важное значение для формирования гранитной магмы, метаморфических пород кислого состава и постепенного наращивания структур гранитного слоя — древних кристаллических щитов и платформ.

Таким образом, в континентальной коре намечаются две связанные между собой открытые стационарные циклические системы эволюции вещества: система базальтового слоя и система гранитного слоя. Породы гранитного слоя, на заключительном этапе развития геосинклиналей, поступающие в биосферу, подвергаются гипергенной трансформации, происходящей в ландшафтно-геохимических условиях, контролируемых биогенными факторами, а образующиеся продукты выветривания претерпевают дальнейшее биогенное преобразование в процессе осадконакопления. Значительная часть континентальных осадков аккумулируется в геосинклиналях, где происходят их метаморфические превращения и частичная гранитизация. Цикл формирования базальтового слоя континентальной коры проблематичен по причине отсутствия данных глубинного бурения. Можно лишь предполагать, что вещество этого слоя существенно отличается от вещества базальтового слоя океанической коры, как минералогическим составом, так и большим содержанием легколетучих соединений.

В завершение рассмотрения идеи циклического образования вещества земной коры следует отметить, что мощная континентальная кора, возможно, намечает ареалы выхода наиболее мощных тепловых потоков и выноса наибольших масс легкоплавких и легколетучих веществ из мантии. В то же время на континентах сосредоточено 99% массы живых организмов. Это совпадение вряд ли случайно. Дальнейшее изучение глобальной системы циклических процессов массообмена веществ в биосфере и на разных «этажах» земной коры — одна из актуальных проблем науки о Земле.

Список использованной литературы

1. Апродов В.А. Земная кора. - М.: Мысль, 1982.
2. Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии. М., 1991.
3. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. — М.: Наука, 1977.
4. СорохтинО.Г., Ушаков С.А. Справочник по геологии. М., 1991.
5. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М., 1995.