

компонента. Лаб. анализы образцов наиб. примитивных углистых хондритов указывают на присутствие в них вещества, близкого по особенностям элементного, изотопного и минерального состава к межзвёздной пыли. В целом определения изотопного состава земных и лунных образцов, метеоритов и межпланетной пыли показывают относит. однородность, а следовательно, хорошую перемешанность осн. массы протопланетного вещества. Это сильный довод в пользу образования допланетного диска и Солнца в едином процессе. Т. о., установленный для Земли, Луны и древнейших метеоритов возраст в 4,5—4,6 млрд. лет можно считать возрастом СС. В то же время изотопный состав газовой и конденсированной компонент в ходе формирования диска и в последующем при формировании планет несомненно менялся. Интерпретация вариаций содержания отд. изотопов в образцах внеземного вещества зачастую неоднозначна и зависит от выбора динамич. модели. Важно, однако, что находки дочерних продуктов распада короткоживущих изотопов ^{26}Al , ^{130}I и др. позволяют получить оценки длительности отдельных ранних стадий. Полученные оценки, основанные на ряде изотопных систем, включающих вымершие короткоживущие изотопы, не противоречат динамич. оценкам длительности стадий формирования планет (10^7 — 10^8 лет).

Недра крупнейших первичных тел подвергались разогреву до 300—700 К, а иногда и до 1000—1500 К, что достаточно для частичного и полного плавления. Об этом говорят представители особых классов метеоритов, состав и физ. свойства к-рых указывают на то, что их родительские тела прошли стадии нагрева и дифференциации вещества. Причины разогрева до конца ясны. Возможно, он был связан с выделением теплоты при распаде короткоживущих радиоакт. изотопов; существ. нагрев мог быть обеспечен взаимными столкновениями.

Ограничения на характер процессов в ранней СС получены при исследовании образцов внеземного вещества, взаимодействовавшего с галактич. и солнечными космическими лучами. Так, исследование зёрен метеоритного вещества, облучённого солнечными космич. лучами, позволило сделать вывод, что к моменту формирования протопланет в зоне земной группы газ в осн. был уже потерян. Это важный аргумент в пользу представлений о вторичности атмосфер Земли, Венеры и Марса.

Начальное состояние и эволюция планет. В результате столкновений распухших планет с телами размером 100—1000 км протопланеты испытывали значит. нагрев, дегазацию, плавление и дифференциацию недр. Изотопный анализ (по изотопам урана и свинца) свидетельствует о раннем образовании земного ядра. Его осн. масса, вероятно, сформировалась более 4 млрд. лет назад, т. е. в первые сотни млн. лет существования Земли. Древний характер поверхностей Меркурия и Луны и ряд косвенных данных о строении Марса и Венеры не противоречат концепции раннего образования ядер планет земной группы. Данные о возможном составе планет говорят о том, что образование ядер планет земной группы произошло вследствие отделения богатого железом расплава от силикатов. Физикохимия процесса отделения железного расплава и динамика опускания его к центру планеты изучены недостаточно. Разогрев планет в ходе их роста сопровождался выделением летучих компонент, содержащихся в веществе удавшихся планетезималей. В случае Земли водяные пары сконцентрировались в воды первичных бассейнов, а газы образовали атмосферу. Согласно изотопному анализу (по изотопам йода и ксенона), осн. масса атмосферы Земли была накоплена к моменту завершения роста планеты. Состав древней атмосферы известен пока плохо.

Процесс хим. расслоения земных недр происходит и в наше время. Лёгкие расплавы в виде магмы поднимаются из мантии в кору. Они частично застывают

и застывают внутри земной коры, а частично прорывают кору и в виде лавы изливаются наружу при вулканич. извержениях. Крупномасштабные перемещения вещества в недрах, вызванные тепловой конвекцией и хим. дифференциацией, проявляются в виде подъёмов и опусканий больших участков поверхности, перемещения литосферных плит, на к-рые расчленена земная кора, в виде процессов вулканизма и горообразования, а также землетрясений (см. *Сейсмология*). О совр. строении планетных недр см. в ст. *Планеты и спутники*.

Лит.: Protostars and planets, v. 1—2, Tucson, 1978—85; Сафронов В. С., Витязев А. В., Происхождение Солнечной системы, в кн.: Итоги науки и техники, сер. Астрономия, т. 24, М., 1983. А. В. Витязев.

ПРОКА УРАВНЕНИЕ — ур-ние свободного векторного поля $V_\alpha(x)$ с массой m и спином 1:

$$\partial_\alpha F_{\alpha\nu} + m^2 V_\nu = 0,$$

где $\partial_\alpha \equiv \partial/\partial x_\alpha$, $\mu = 0, 1, 2, 3$; $F_{\alpha\nu} = \partial_\alpha V_\nu - \partial_\nu V_\alpha$. П. у. эквивалентно системе Клейна — Гордона уравнения ($\square + m^2$) $V_\alpha = 0$ и условия Лоренца $\partial_\alpha V_\alpha = 0$. Благодаря последнему поле Прока описывает не четыре, а три (непрерывные) степени свободы и отвечает спину 1. Формально при $m = 0$ П. у. переходит в Максвелла уравнения; получающееся безмассовое векторное поле приобретает калибровочную инвариантность и отвечает лишь двум физ. степеням свободы. Это обстоятельство делает невозможным непосредств. переход от квантовой теории массивного векторного поля к квантовой теории безмассового поля. Проблема перехода решается Штюкельберга формализмом, дающим альтернативное описание массивного векторного поля.

Лит.: Умэдзава Х., Квантовая теория поля, пер. с англ., М., 1958; Огиевский В. И., Полубаринов И. В., Калибровочно-инвариантная формулировка теории нейтрального векторного поля, «ЖЭТФ», 1961, т. 41, с. 247; Ицксон К., Зюбер Ж.-Б., Квантовая теория поля, пер. с англ., т. 1—2, М., 1984. В. П. Павлов.

ПРОМЕЖУТОЧНАЯ ВАЛЕНТНОСТЬ — специфич. состояние ионов в твёрдом теле, при к-ром в ионном остове имеется в среднем не целое (дробное) число электронов. Термин «П. в.» применяется в осн. по отношению к соединениям редкоземельных элементов и актиноидов, реже — переходных металлов. При формировании твёрдых тел из атомов или ионов их валентные электроны обычно уходят на образование хим. связей либо переходят в зону проводимости, а электроны частично заполненной $4f$ -оболочки вследствие малого её размера ($\sim 0,4$ Å) остаются локализованными в ионном остове. Типичное значение валентности редкоземельных элементов $3+$. Это означает, что атом покидают 3 валентных электрона. Их $4f$ -оболочка заполнена частично, т. е. в ней меньше 14 электронов. Существуют, однако, аномальные редкоземельные элементы, у к-рых часть атомов имеет нестандартную валентность: $4+$ у Се и Рг, $2+$ у Sm, Eu, Tm, Yb. Появление валентностей, отличных от $3+$, обусловлено особой стабильностью пустых либо целиком заполненных оболочек. Напр., атомы Се наряду с валентностью $3+$, при к-рой $4f$ -оболочка атома содержит 1 электрон ($4f^1$), имеют валентность $4+$, когда $4f$ -оболочка пуста ($4f^0$). Атомы Yb наряду с валентностью $3+$ ($4f^{13}$) имеют валентность $2+$ ($4f^{14}$). Аналогичная картина наблюдается в случае ровно половину заполненных $4f$ -оболочек: Eu $^{2+}$ ($4f^7$) вместо Eu $^{3+}$ ($4f^6$). В результате для соответствующих атомов

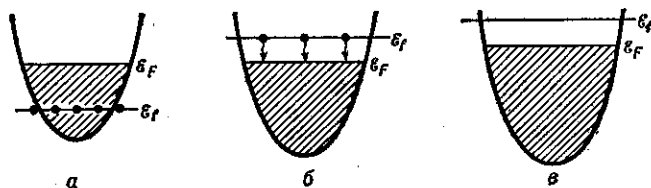


Рис. 1. а — Электронная структура редкоземельного металла; б — переходы с изменением валентности; в — опустошение f -уровня.