

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*А.А. Маракушев*

*Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черногловка*

Континентальная земная кора развивалась в сложных взаимоотношениях с океанической литосферой. На заре геологического развития, 3,8 млрд лет назад, образовались древнейшие складчатые ядра всех континентов на основе первичных геосинклинальных прогибов океанического дна. Карбонатно-терригенные осадки в них формировались в результате разрушения воздымающихся структур областей развития щелочного магматизма (островных архипелагов и др.), подобных поднятиям Фарсида и вулкана Олимп в океанической структуре северного полушария Марса.

Складчатость вулканогенно-терригенных отложений в первичных и последующих геосинклиналях, приобретающих все более линейные формы, происходила под боковым давлением океанических литосферных плит, стремительно расходящихся в периоды диастрофизма в стороны от срединно-океанических срединных хребтов. Затем эти плиты субдуцировали под новообразованные складчатые пояса, что стимулировало образование глубинных разломов, достигавших расплавленного земного ядра. Ядро служило источником восходящих флюидных потоков, фиксируемых очагами землетрясений средней глубинности (60–300 км), порождавших орогенное развитие складчатых поясов. Просачиваясь через мантийный субстрат, восходящие флюиды производили его деплетирование (дунитизацию), создававшее плотные корни континентов, которые прослеживаются геофизически до глубин 400–700 км. Выносимые флюидами из мантии в земную кору силикатные компоненты производили ее общую дегазацию с образованием "гранито-гнейсового" слоя и увеличением мощности коры, глубоко вдающейся в мантийный субстрат с образованием корней гор. Это нарушало изостазию и приводило к воздыманию (орогенезу) складчатых поясов, сопровождавшемуся их глубокой эрозией с выравниванием поверхности мантии на глубине порядка 40 км, свойственной платформенным структурам. В результате кратонизации в древних щитах и кристаллических массивах на платформах обнажаются метаморфические породы, которые образовались, судя по их минеральным парагенезисам, на глубинах до 30–40 км. Это отражает грандиозность докембрийских орогенных поясов, корни гор которых распространялись глубже современных, достигающих в Андах глубины 70 км.

Депрессии на платформах по составу выполняющих их пород подразделяются на осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные (трапповые). К вулканогенному типу близки окраинные моря, разделяющие континенты и островные дуги. Ими и трапповыми формациями намечается переход к вторичной океанической коре, замещавшей континентальную кору и распространенной вдоль пассивных континентальных окраин.

Несмотря на разнообразие, все платформенные депрессии сходны по происхождению, образуясь в результате развития флюидного мантийного магматизма. Внедрение ультраосновных расплавов с замещением основания коры создавало воздымание мантийного субстрата, а сопровождавшие ультраосновной магматизм восходящие трансмагматические флюиды обеспечивали частичное или полное растворение "гранитного" слоя платформенной коры, приводя к образованию поверхностных депрессий. В результате возникала характерная обращенность поверхностного и глубинного рельефа, свойственная всем типам депрессионных структур. Связью с мантийным магматизмом определяется и рудоносность депрессионных структур, приобретающая иногда грандиозный размах.

Окраинные моря относятся к эвгеосинклинальным депрессиям, в которых гипербазитовые магмы внедрялись в вулканогенно-осадочные глубоководные отложения с образованием офиолитовой формации. Структуры окраинных морей проектируются на очаги глубокофокусных (300–700 км) землетрясений, приходящих на смену очагам землетрясений средней глубинности, (коррелирующихся с реликтовыми орогенными поясами островных дуг) на пути превращения активных континентальных окраин в пассивные. Офиолитовые формации, формировавшиеся первоначально в структурах окраинных морей,

составляют основание геосинклинальных отложений прогибов на пассивных континентальных окраинах, развивающихся в режиме слабой спрединговой активности океанов. С усилением этой активности в них развивается складчатость под боковым давлением литосферных плит, начинающая новые циклы формирования складчатых орогенных поясов континентов.

**Ключевые слова:** земная кора, эволюция, петрологические модели, складчатые пояса, платформенные депрессии, траппы, флюидные потоки, кратонизация, океанизация.

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения и развития земной коры является комплексной и многоплановой, охватывающей геофизические, тектонические (геодинамические), геохимические и петрологические ее аспекты. В настоящей статье акцентируется в основном петрологический аспект, отражающий существенную сторону процессов формирования главных структурных подразделений земной коры. Основное ее содержание составляет генетическая интерпретация складчатости и складчатых поясов, их орогенного воздымания и последующей кратонизации, платформенных депрессий и их металлогенической специализации, взаимоотношений сейсмически активных и пассивных континентальных окраин, складчатых ядер континентов. Все эти разнообразные геологические процессы определяются эндогенной активностью Земли, движущей силой которой служат флюидные потоки, исходящие из ее расплавленного ядра, порождающие вещественные преобразования земной коры и мантии [27]. В статье только в общих чертах характеризуются главнейшие структуры земной коры, описанные в огромном множестве публикаций, основное внимание в ней уделяется процессам их формирования (петрологическим моделям), несмотря на то, что они во многом еще остаются дискуссионными. Главной задачей была разработка взаимосогласованной системы петрогенетических процессов, определяющей последовательность и цикличность развития структурных элементов земной коры – континентальных и океанических.

## ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОРЫ

Земная кора состоит из континентов, преобладающих на северном полушарии Земли, и океанов, больше распространенных на южном полушарии. Главные структурные подразделения земной коры представлены на рис. 1, где обозначено местоположение древнейших складчатых структур континентов. Их возраст, с которого и начинается геологическая история Земли, варьирует в пределах 3.0–3.8 млрд лет. Тем не менее, они представлены слож-

но дифференцированными осадочно-вулканогенными комплексами, претерпевшими глубокую осадочную дифференциацию в геосинклинальных океанических прогибах с последующими складчатостью, глубоким метаморфизмом и наложенной гранитизацией. Характерно вхождение в их состав карбонатных пород, кварцитов, в том числе железорудных, калиевых гнейсов метапелитового исходного состава, амфиболитов и плагиогнейсов, относящихся к продуктам аллохимического метаморфизма базальтов, мигматитов и гранитов.

С древнейших раннеархейских ядер начиналось развитие складчатой структуры континентов, прослеживающейся до кайнозойского времени, но отличавшейся сложностью, обусловленной заложением каждой новой геосинклинальной системы, дискордантно замещавшей при своем образовании значительные объемы ранее образованных складчатых поясов. Это прослеживается во всех возрастных категориях, начиная с глубокого докембрия. Древние массивы систематически выявляются и в фанерозойских складчатых системах, вытеснявших в своем развитии докембрийские. Видно также срезание складчатых структур континентов океаническими структурами, которые развивались, явно замещая первое в ходе процессов океанизации континентальной коры. Сложные взаимоотношения океанов и континентов наглядно выражены в современной сейсмичности Земли, по которой континентальные окраины подразделяются на два структурных типа – активные и пассивные. К активным относятся континентальные окраины, на которых древние структуры обрамляются все более молодыми складчатыми поясами. Они характеризуются высокой сейсмичностью и современным вулканизмом и свойственны континентальным окраинам Тихого океана. В противоположность им, на пассивных континентальных окраинах структуры глубокого дискордантного срезания океанами континентальной коры распространяются местами вплоть до древнейших ядер континентов. Пассивные окраины характеризуются слабой фрагментарной сейсмичностью и отсутствием современного вулканизма и типичны для Атлантического и Индийского океа-

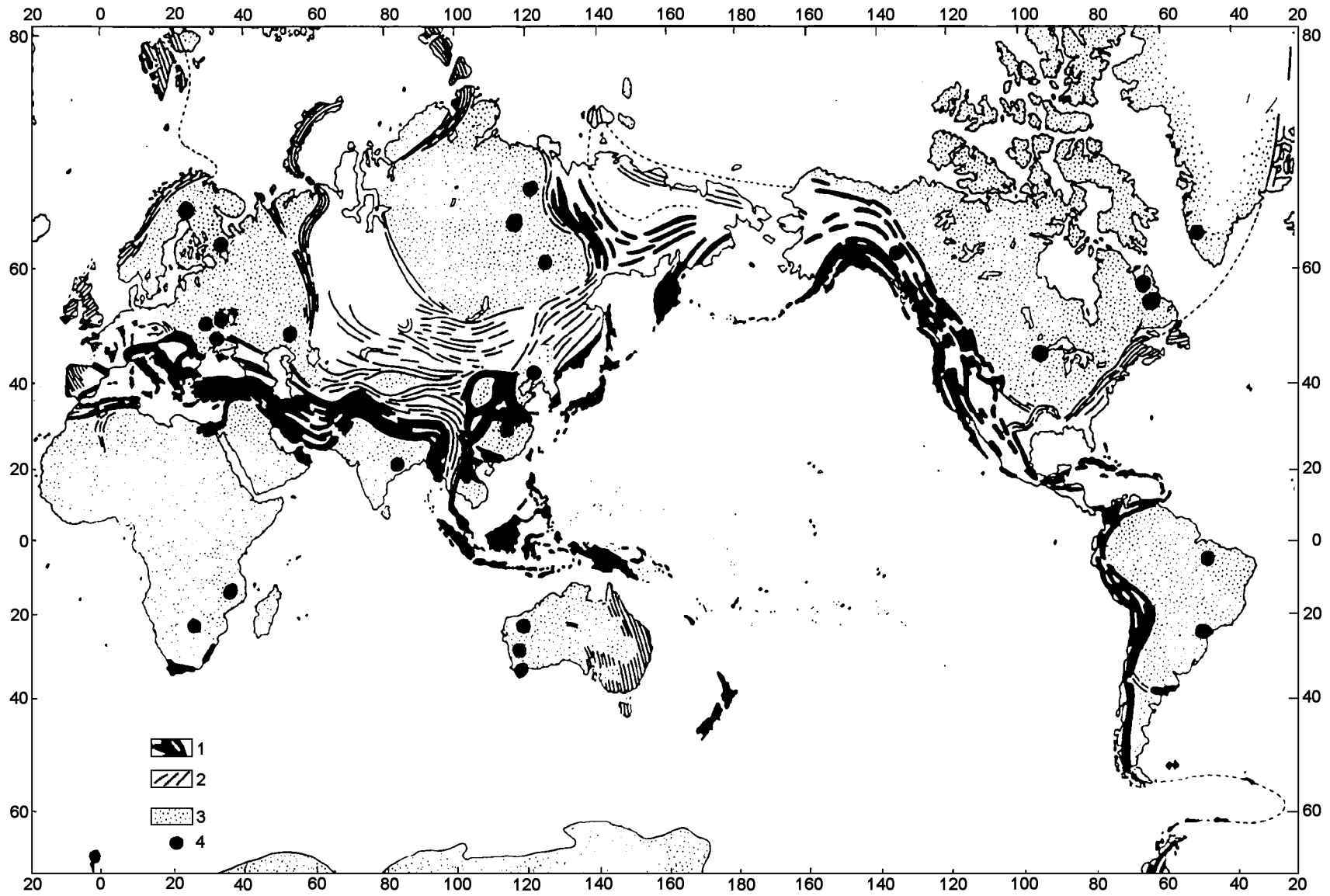
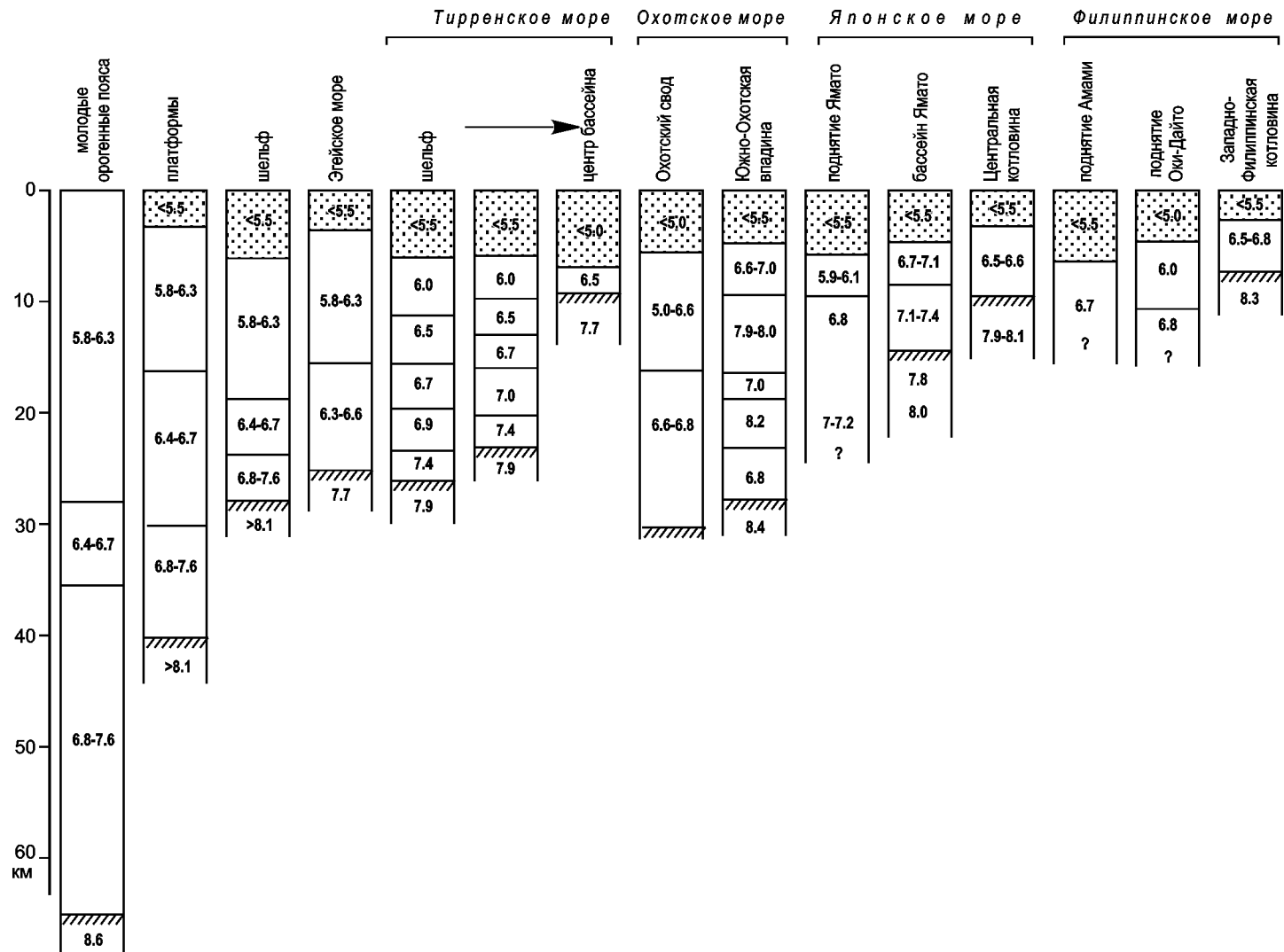


Рис. 1. Схема геологического строения континентов.

1 и 2 – складчатые пояса мезозойско-кайнозойского (1) и палеозойского (2) возрастов, 3 – докембрийские платформенные структуры, 4 - местоположения древнейших гнейсовых комплексов с возрастом 3,0–3,8 млрд лет.



**Рис. 2.** Строение и мощность континентальной коры молодых орогенных поясов, платформ и различного рода их депрессионных структур [45].

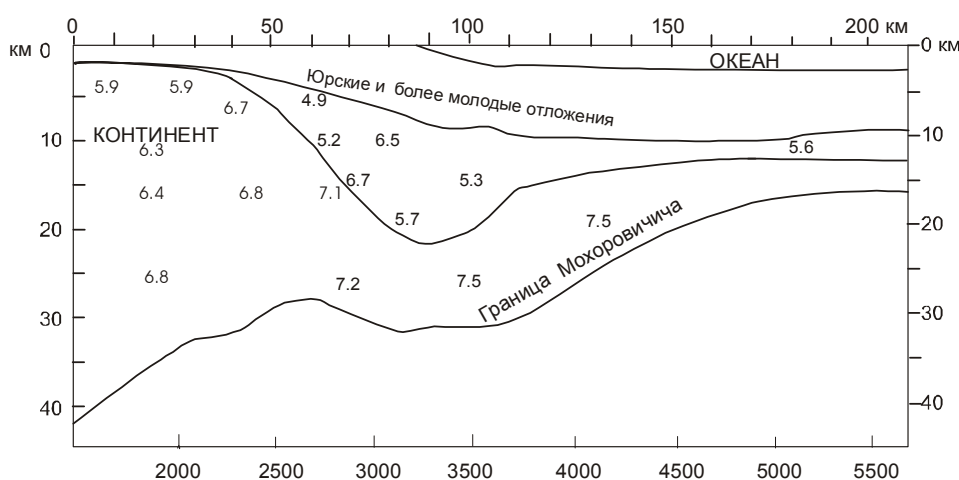
Цифры – скорости прохождения продольных сейсмических волн в км/с в слоях: осадочном или рыхлых отложениях (помечен крапом) (5,0–5,5); "гранито-гнейсовом" (5,8–6,3), "диоритовом" (6,4–6,7); основных гранулитов и пироксенитов (6,8–7,6) и ультраосновных пород мантии (7,7–8,6). Косая штриховка – граница Мохо.

нов. Им свойственно образование глубоких прогибов океанического дна (геосинклиналей), заполняемых осадками, сносимыми с континентов.

Складчатое обрамление Тихого океана представляет собой глобальную структуру, в которой степени эволюции континентальной земной коры сохранились в наибольшей мере, фиксируясь, хотя и в сложном дискордантном залегании, складчатыми поясами, смещавшимися со временем в сторону океанической впадины. Для них характерно парное строение с внешними (океаническими) офиолитовыми (эвгеосинклинальными) складчатыми поясами и внутренними (со стороны континента) поясами преобладания карбонатно-терригенных пород. Разновозрастные офиолитовые складчатые пояса фиксируют этапы развития складчатого континентального обрамления Тихого океана. Они относятся, согласно [4], к следующим возрастным рубежам: протерозойскому (складчатая область Аделаида в восточной Австралии), палеозойско-раннетриасовому, юрско-раннемеловому, меловому и позднемеловому–плиоценовому. Доскладчатые позднеплиоценовый и современный этапы развития Тихоокеанского пояса представлены в эвгеосинклинальных котловинах окраинных морей. Эоценовые, плиоцен-плейстоценовые и современные депрессии накладываются в них на складчатую структуру Тихоокеанского пояса, характеризуя радикальное преобразование ее мощной континентальной коры в маломощную океаническую кору. Грандиозность этих процессов наглядно выражена сопоставлением типичных колонок строения земной коры в орогенных поясах, платформенных и шельфовых структурах и во впадинах окраинных морей (рис. 2). Изначально мощная континентальная кора,

сформировавшаяся в конструктивных процессах складчатости и орогенеза, превращается в депрессию окраинных морей в маломощную кору, сходную по строению с океанической корой, что характеризует этот деструктивный процесс как океанизацию континентальной коры на пути превращения активных континентальных окраин в пассивные. При этом офиолитовые эвгеосинклинальные формации, генерирующиеся в рифтогенных прогибах окраинных морей, попадают в основание геосинклинальных отложений прогибов океанического дна, свойственных пассивным континентальным окраинам, на которых они устанавливаются по магнитометрическим и сейсмическим данным (рис. 3). Эвгеосинклинальные отложения не могли возникнуть на пассивной, лишенной вулканизма, континентальной окраине, и наличие их в основании геосинклинальных разрезов пассивных континентальных окраин однозначно фиксирует предшествующую (активную) стадию их развития, соответствовавшую системам окраинных морей, разделявших континенты и островные дуги. Фрагменты континентальной коры, свойственной островным дугам, в океанической коре пассивных континентальных окраин распространены широко и будут рассмотрены в дальнейшем.

Прогибы тихоокеанского дна полностью компенсируются осадконакоплением. В геологической истории подобные собственно геосинклинальные периоды сменялись периодами диастрофизма, в течение которых усиление спрединговой активности срединно-океанических структур служило фактором развития по периферии океанов складчатости, орогенеза и превращения пассивных континентальных окраин в активные.



**Рис. 3.** Сейсмическое пере сечение пассивной окраины Северной Америки (каньон Балтимор) [56], цит. по [3].

Сейсмическими скоростями (км/с) характеризуются породы континентальной (5,9–6,8) и океанической (7,1–7,5) коры и доюрские отложения (4,9–6,7). Наглядно выражен геосинклинальный прогиб глубиной более 20 км, выполненный осадочными отложениями с офиолитовой формацией (5,7–6,7) в основании.

### СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА И ИХ ОРОГЕННОЕ РАЗВИТИЕ

Конструктивные процессы эволюции континентальной коры начинались со складчатости геосинклинальных отложений. Проблема движущих сил складчатости дискуссионна [41]: "Существует два основных подхода к решению проблемы складкообразования. Первый из них опирается на идею внешнего приложения сил сжатия. Сторонники другого подхода утверждают, что складчатость образуется не путем приложения сил сдвигания к подвижному поясу извне, а в результате процессов, происходящих внутри самого пояса вследствие адвекции". По нашему мнению, оба эти подхода не противоречат друг другу. На ранних стадиях формирования подвижных поясов складчатость возникает под воздействием горизонтальных усилий, создающих складчатые структуры, надвиги, шарьяжи, характерные для так называемой альпийской тектоники. С переходом же к орогенной стадии развития тектоника складчатых поясов становится германотипной, обусловленной вертикальными движениями, сопровождающими дегазацию коры и формирование в ней гранитно-гнейсового слоя. Интенсивная линейная протяженная инициальная складчатость, составляющая основу подвижных поясов, могла возникнуть лишь в результате интенсивного горизонтального воздействия на геосинклинальные отложения. Как подчеркивалось [26], единственным источником такого воздействия могло быть движение океанических литосферных плит – единственных структур на земной поверхности, обладающих горизонтальной мобильностью. Их горизонтальные движения, измеряемые методом интерферометрии с островов Тихого океана, и в настоящее время значительны [11], а в периоды диастрофизма, создававшего протяженные складчатые пояса, они приобретали катастрофические скорости, обусловленные импульсным усилением активности срединно-океанических структур, с которыми они образуют геодинамические системы.

Развитие складчатых поясов прослеживается на Земле с раннего архея, когда возникли складчатые ядра континентальных массивов, фиксируемые древнейшими датировками складчатых гранито-гнейсовых комплексов, обозначенных на рис. 1. С тех пор возникали все более молодые складчатые пояса, в наибольшей мере сохранившиеся на континентальных окраинах тихоокеанского типа [4].

Сложность формирования складчатой структуры континентов наглядно выражена в континентальном обрамлении Тихоокеанского пояса. В его юго-восточной части расположены Анды – складча-

тый пояс в его максимальном конструктивном орогенном развитии, фиксируемом огромной мощностью континентальной коры – 65–75 км. Подобные структуры называются молодыми орогенными складчатыми поясами, земная кора под которыми в верхней части сложена гранито-гнейсовым ("гранитным") слоем со скоростью прохождения сейсмических волн 5,8–6,3 км/с. Он распространяется до глубины около 30 км. Ниже его залегает промежуточный ("диоритовый") слой (6,4–6,7 км/с) мощностью около 5 км, переходящий с глубиной в слой основных гранулитов и пироксенитов (6,8–7,6 км/с), так называемый "базальтовый", подстилаемый ультраосновной мантией (8,6 км/с). Земная кора подобного рода в молодых складчатых поясах глубоко вдается в ультраосновную мантийный субстрат в виде так называемых корней гор, что нарушает изостазию и вызывает орогенез – воздымание складчатых структур, создающее горы. В основе обрисованных процессов лежит дегазация, причем не только коры, в которой формируется мощный "гранитный слой", но и непосредственно подстилающей кору ультраосновной мантии, которая замещается пироксенитовым субстратом.

Дегазация мантии и коры в процессах орогенеза осуществлялась воздействием флюидного потока, восходящего из расплавленного ядра Земли [23, 27]. Водородные флюиды медленно просачивались через мантийный субстрат, используя для этого межзерновое пространство. В результате селективной миграции из флюидных потоков водорода, как наиболее подвижного компонента, во флюидах развивались процессы диспропорционирования углекислотных и водных компонентов ( $H_2 + 3CO = 2C + H_2CO_3$ ,  $H_2 + CO = C + H_2O$ ). Это стимулировало экстракцию из мантийного субстрата металлов, образующих углекислотные миграционные компоненты. Эта тенденция ярко выражена у урана, который легко образует углекислые и углекисло-хлоридные комплексы, образующие также соединения с калием, хорошо растворимые в воде. Обогащение флюидов водой, углекислотой и калием повышало их экстракционную способность в отношении кремния и алюминия, способствуя тем самым развитию широкомасштабного деплетирования перидотитовой континентальной мантии – ее частичной дунитизации.

Уплотняющийся в результате этого грандиозного процесса мантийный субстрат создавал "корни континентов", которые геофизическими методами прослеживаются до глубин 400–700 км [53]. В результате ультрадегазации мантийного субстрата и развивалась противоположная по направленности широкомасштабная дегазация земной коры (с

частичным охватом подстилающей ее мантии, подвергавшейся пироксенизации). В результате возникло контрастное мантийно-коровое распределение химических компонентов, принципиально отличающее так называемую континентальную мантию от мантии океанической. В отличие от деплетированной гипербазитовой континентальной мантии океаническая мантия в значительно большей мере сохранила исходный базит-гипербазитовый ("пиролитовый") состав с рассеянными в ней радиоактивными элементами (U, Th, K).

В то же время, средние величины теплового потока континентов (1, 41 мккал/см<sup>2</sup>·с) и океанов (1,42 мккал/см<sup>2</sup>·с) почти не различаются. Практическое совпадение тепловых потоков столь различных глобальных структур (с разным строением земной коры) отражает общий (планетарный) характер температурного поля Земли. Неодинаковые вклады в тепловой поток коры океанического и континентального типов компенсируются различными тепловыми режимами мантии под этими структурами. Грандиозный процесс дебазификации континентальной земной коры на орогенной стадии развития происходил практически без привноса сиалического материала, за счет мантийно-корового перераспределения компонентов восходящими флюидными потоками.

#### КРАТОНИЗАЦИЯ

Огромные мощности земной коры (70–80 км), создававшиеся при образовании корней гор в ходе орогенеза, нарушали изостазию, что вело к воздыманию горных сооружений и стимулировало их эрозию, сопровождавшую ее кратонизацию.

Кратонизация охватила сложные процессы выравнивания поверхности Мохо и превращения орогенных областей в платформы и древние щиты с уменьшением мощности континентальной коры до 40–45 км. На дневной поверхности в краевых частях древних щитов обнажаются гиперстен-силлиманитовые гнейсы [21], сформировавшиеся при литостатическом давлении, достигающем 10 кбар, что отвечает глубине 35–40 км. Они сформировались при более высоком литостатическом давлении по сравнению с кордиерит-гранатовыми гнейсами эрозионных срезов (30–35 км) внутренних частей древних щитов.

Физико-химический анализ парагенезисов метаморфических пород свидетельствует [20, 22] о значительно более глубоких корнях гор докембрийских орогенных структур по сравнению с фанерозойскими.

Эрозией, однако же, только отчасти компенсируется сокращение мощности коры на переходе от

орогенных к платформенным структурам. На платформах прослеживаются самые разнообразные процессы активизации, нередко противоположные по направленности, такие как орогенная активизация, сопровождаемая гранитизацией, и базификация "гранитного" слоя и замещение нижнего слоя основных пород гипербазитами.

Орогенная активизация платформенных структур проявляется образованием купольных поднятий, таких как древние гранито-гнейсовые щиты (Анабарский и Алданский на Сибирской платформе), кристаллические массивы и другие поднятия кристаллического фундамента платформ. С этими процессами связано и развитие платформенного гранитного магматизма нередко высокой металлогенической продуктивности. Этот тип активизации платформ, так же как и формирование орогенных структур на континентальных окраинах, обусловлен дебазификацией континентальной коры и ее непосредственно подстилающей мантии в связи с более глубокой флюидной дунитизацией мантии, ее деплетированием. В этом аспекте она вносит определенный вклад в формирование дунитовых "корней континентов" [53], что оправдывает применяемый по отношению к этим грандиозным глубинным уплотнениям мантии термин, "корни кратонов" [13]. Геофизически они прослеживаются до глубины 700 км (рис. 4), но несомненно их структурная связь с еще более глубокими геосферами, так как они обусловлены флюидными потоками, восходящими из жидкого земного ядра. Мантийные корни жестко фиксируют пространственное положение континентальных массивов, которые последовательно разрастались в ходе геологической истории, начиная от древнейших ядер, приблизительно обозначенных на геологической схеме Земли (рис. 1). Разрастание континентов происходило, в основном, в результате развития платформ и последовательно сокращало акваторию первичного Мирового океана, несмотря на широкое распространение противоположной активизации континентальной коры, завершившейся ее океанизацией. Генетически она связана с деструкцией платформ с образованием платформенных депрессий.

#### ОБРАЗОВАНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ

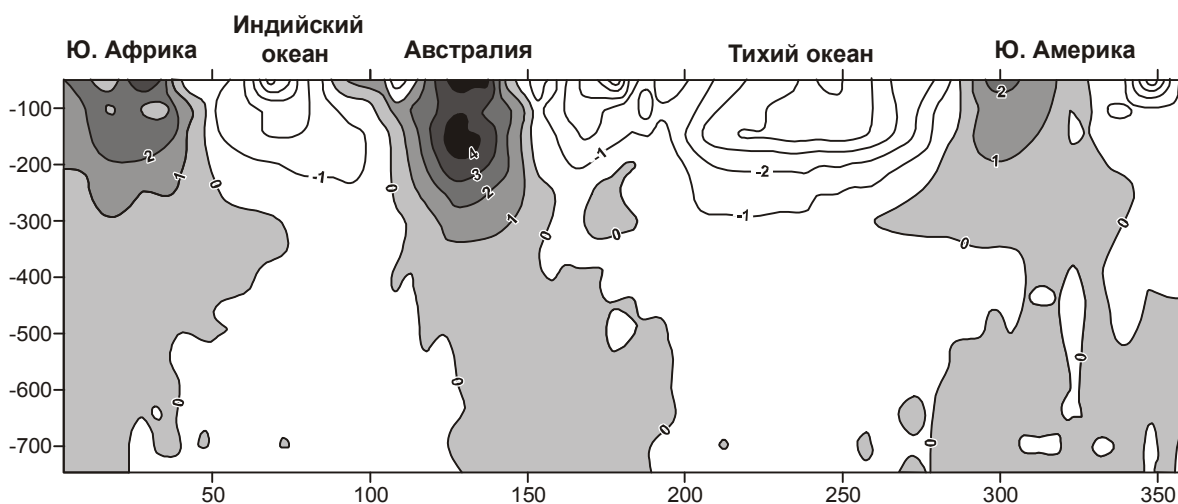
Деструктивная эволюция земной коры систематически начиналась почти одновременно с ее конструктивным (орогенным) развитием. Она выражалась заложением платформенных депрессий, обрамляющих с континентальной стороны воздымающиеся горные сооружения. Эта ранняя стадия в настоящее время наглядно выражена в Андах, на которые про-

ектируются эпицентры землетрясений средней глубинности (до 300 км), тогда как на обрамляющие их платформенные депрессионные структуры проектируются очаги глубокофокусных землетрясений (300–700 км). Эта индикаторная роль землетрясений еще нагляднее выражена на островодужной стадии разрушения континентальной коры, когда фрагменты развивающихся горных сооружений с активным орогенным магматизмом, представленные островными дугами, совмещающимися с эпицентрами землетрясений глубиной менее 300 км, отделяются от континентов окраинными морями, землетрясения под которыми происходят на глубинах более 300 км (рис. 5).

Образование на платформах депрессий различного типа всегда коррелируется со встречным по направлению воздыманием поверхности Мохоровичича (Мохо, М), например – в Вилуйском прогибе [1]. Этот прогиб кристаллического фундамента, расположенный в юго-восточной части Сибирской платформы, формировался на протяжении почти всего фанерозоя (с позднего протерозоя до мела включительно), заполняясь терригенными и карбонатно-терригенными отложениями. В девоне и раннем карбоне прогибание платформы сопровождалось излияниями базальтов. В этом проявляется связь осадочных платформенных депрессий с развитием покровного базальтового вулканизма и формированием трапповых (вулканических) депрессий. Погружение фундамента платформы сопровождалось неуклонным воздыманием поверхности Мохо, в результате чего мощность континентальной коры в Вилуйском прогибе сократилась в два раза.

Подобного рода преобразования платформенной коры, ведущие к "возникновению обращенного рельефа Мохо" [40], происходят "за счет действия магматического очага, возникающего при образовании прогибов земной коры". На примере образования впадин окраинных морей были развиты представления о базификации как магматическом замещении, которое сопровождалось и развитием ультраосновных расплавов, замещавших "базальтовый" слой земной коры [36]. Эти идеи легли в основу концепции мантийного диапира, внедряющегося в земную кору в ходе деструкции коры континентальных окраин [43, 45].

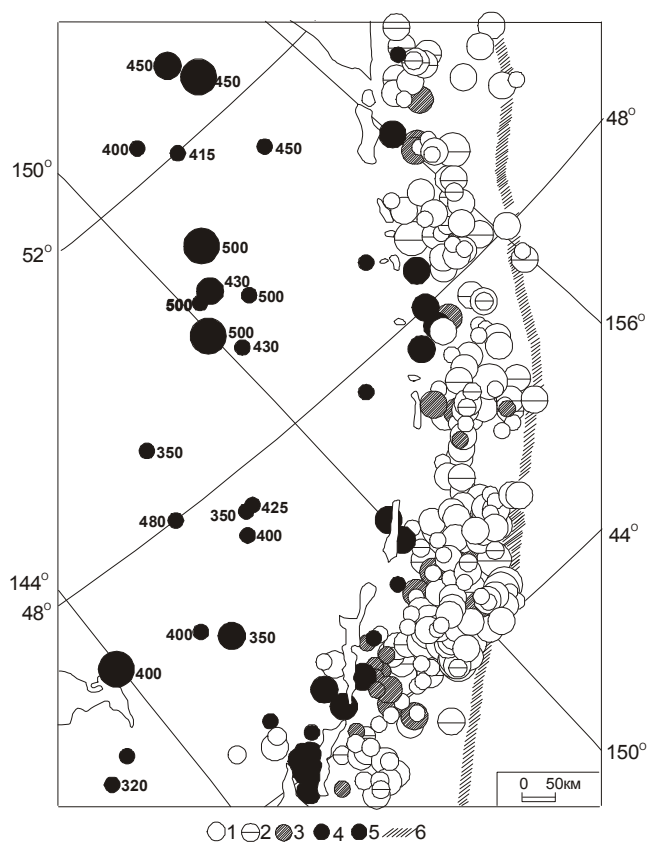
Как подчеркивалось в работе [29], образование платформенных депрессий самого разного типа является естественным следствием развития мантийного магматизма, который сопровождается восходящими флюидными потоками, агрессивными по отношению к коровому субстрату и особенно к "гранитному" слою континентальной коры. Фильтруясь через гипербазитовые расплавы, внедряющиеся в основание платформенной коры, трансмагматические флюиды приобретают особую агрессивность по отношению к гранито-гнейсовым породам ее верхнего слоя, который под их воздействием подвергается деструкции. В результате и образуются депрессии континентальной коры, специфика заполнения которых определяется характером мантийного магматизма, который может ограничиваться плутоническим развитием или давать также вулканические базальтовые дифференциаты. В первом случае депрессии заполняются только



**Рис. 4.** Распределение скоростей распространения поперечных сейсмических волн ( $V_s$ , %) в мантии в разрезе Земли вдоль  $22^\circ$  ю.ш. По вертикали – глубина в км, по горизонтали – значения восточной долготы в градусах).

Изолинии стандартизованных значений вариаций скоростей (от положительных к отрицательным) отражают повышение температуры мантийного субстрата [51], цит. по [8].





**Рис. 5.** Эпицентры землетрясений 1965 г. структур Охотского моря и Курильской островной дуги с магнитудой 4,0–6,5, выраженной размерами знаков [2]. 1–5 – гипоцентры толчков различной глубины, в км: до 30 (1), 30–60 (2), 60–90 (3), 90–300 (4), больше 300 (5), с глубиной, указанной у знаков на схеме; 6 – ось глубоководного желоба.

осадочным материалом, во втором случае – вулканогенным (образуются траппы).

В обоих случаях образование платформенных депрессий сопряжено с внедрением ультраосновных расплавов в основание коры под ними, создающим воздымание мантийного субстрата с одновременным выщелачиванием материала гранито-гнейсового слоя платформенной коры вплоть до его полного уничтожения.

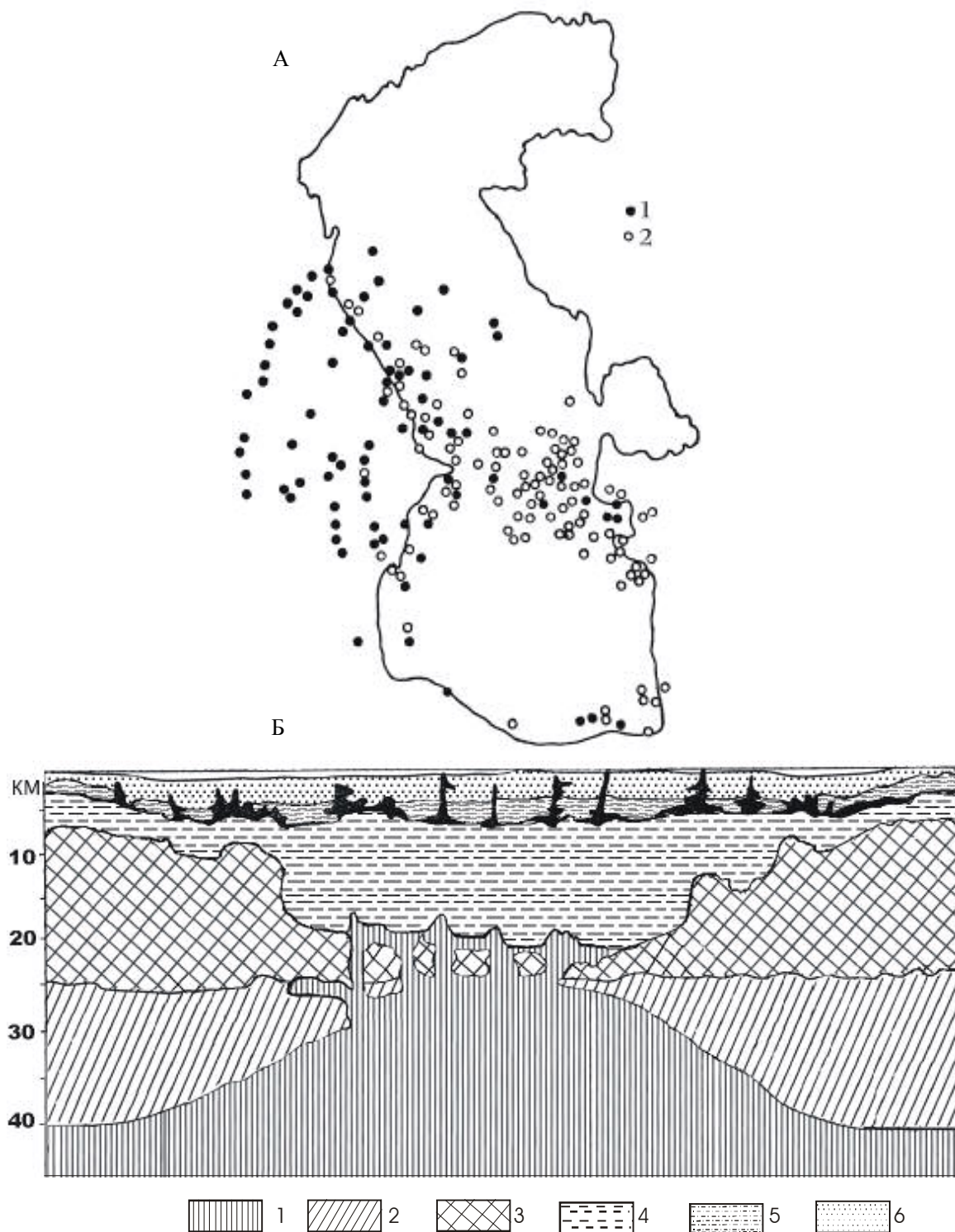
Магматическое замещение осуществляется в результате фильтрации в замещаемые породы трансмагматических флюидов, селективно выносящих из них компоненты, избыточные по отношению к внедряющейся магме [12]. При внедрении гипербазитовых магм к избыточным (выносимым флюидами) относятся главным образом сиалические компоненты. Их вынос восходящими потоками трансмагматических флюидов в поверхностные водоёмы и обуславливает сокращение мощности коры, определяющее

образование платформенных прогибов. Происходит своеобразное "перелопачивание" сиалического материала под действием флюидов, с которым связывается накопление в платформенных прогибах его отложений, достигающих огромной мощности, несмотря на отсутствие в платформенной обстановке областей сноса терригенного материала [29].

Этот процесс деструкции континентальной коры, замещаемой осадочными породами, наглядно выражен, например, во впадине Черного моря [1]. Ее образование сопрягалось с воздыманием мантии, почти на 20 км заместившей базитовый слой континентальной коры. Образование Черноморской впадины сопровождалось землетрясениями, очаги которых фиксируются в зоне ее сопряжения с поднятием Горного Крыма. Возникновение этих землетрясений лучше всего согласуется с представлениями об их взрывной природе [10], обусловленной детонационными взрывами метастабильных скоплений энергоемких соединений, таких как тяжелые углеводороды, выносимых из земного ядра восходящими флюидными потоками.

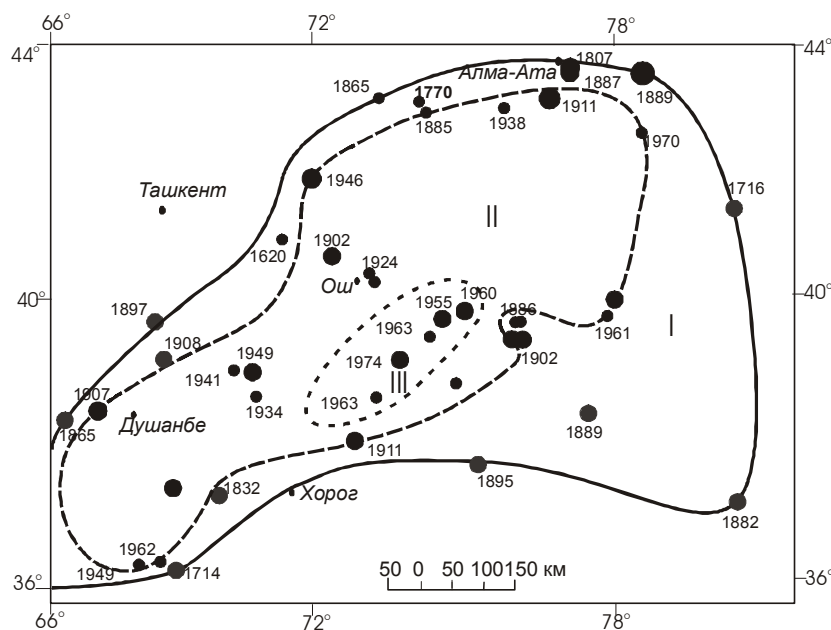
Сопряженность землетрясений с вертикальными движениями земной коры наглядно выражена и в образовании грандиозной впадины Каспийского моря, сопряженной с воздыманием мантийного субстрата (рис. 6), [7]. Согласно сводке [47], землетрясения закономерно коррелируются с колебаниями уровня Каспийского моря и распространяются вначале, в основном, по периферии огромной территории, а затем локализуются в ее центре (под акваторией Каспийской впадины). Возможно, это отражает общую закономерность развития сейсмически активных регионов на континентах, как показано на примере сейсмически активного среднеазиатского региона (рис. 7).

Формирование Каспийской впадины, заложившейся еще в рифее, охватило огромный диапазон геологического времени, что характерно для впадин, заполняемых только осадочными формациями (Черноморской, Вилуйской и др.). К депрессионным структурам на платформах, охватывающим более короткие диапазоны геологического времени, относятся так называемые "астроблемы", которые фиксируют рубежи геологической истории: пермско-триасовый (Курская, Шеветин, Арагуана), триасово-юрский (Сент-Мартин, Оболонская, Маникуаган, Рэд-Уинг), юрско-меловой (Вест Хок, Госсес Блаф, Ротмистровская), мел-палеогеновый (Чиксулуб, Карская, Каменская), палеоген-неогеновый (Эльгыгытгын, Бигач, Жаманшин). Они закладывались и развивались как обширные платформенные депрессии, завершаясь



**Рис. 6.** А – эпицентры землетрясений в регионе Каспийского моря в периоды: падения уровня моря 1970–1977 гг. (1) и его подъема 1977–1989 гг. (2). Схема составлена по сводке [47]. Б – схема строения Прикаспийского осадочного бассейна [7].

1–3 – субстраты мантийно-корового основания: ультраосновной (1), основной (2) и кислый (3); 4–6 – осадочные песчано-глинистые и карбонатные породы: рифейско-нижнепермские (4), пермско-триасовые с показанными черным карбонат-сульфатно-галитовыми отложениями (5), верхнепермско-триасовые (6).



**Рис. 7.** Эпицентры землетрясений сейсмически активного региона Средней Азии с указанием года их проявления.

Оконтуры области землетрясений по-запрошлого (I), первой (II) и второй (III) половин прошлого веков. Размер кружков отражает силу землетрясений. Схема составлена по сводке [35].

образованием центральных взбросов кристаллического фундамента платформ, сопровождаемым развитием взрывных диатрем, в том числе алмазонасных.

Хорошо изученным их примером может служить Пучеж-Катунская кольцевая депрессия на Русской платформе диаметром около 80 км, в пределах которой фундамент платформы испытывал погружение совместно с формирующимся платформенным чехлом, представленным песчано-глинистыми и карбонатными отложениями венда и палеозоя [25]. Это погружение завершилось катастрофическим взрывным взбросом платформенного основания, образовавшим центральное Воротиловское гранитно-гнейсовое поднятие. В этот взброс вовлеклись и породы погруженного платформенного чехла, в результате чего основание платформенного чехла, образовавшее синклинальное обрамление Воротиловского поднятия, было выведено на поверхность и составляет его непосредственное окружение. Затем Воротиловское поднятие было пересечено множеством взрывных диатрем, сложенных стекловатыми брекчиями пород кристаллического фундамента, зювитами и тагамитами, в том числе алмазонасными.

В Попигайской алмазонасной кольцевой депрессии диаметром около 100 км, расположенной на северном обрамлении Анабарского щита, кристаллический фундамент перекрыт палеозойскими осадками, в основании которых залегают рифейские песчаники и гравелиты [28, 34]. Геологическое строение Попигайской депрессии отражает инициальное погружение кристаллического фундамента платформы совместно с отложениями ее чехла на глубину 1–2 км, завершившееся центробежными пластинчаты-

ми взбросами кристаллического основания платформ, образовавшими кольцевой вал и множество более мелких пластинчатых внедрений в платформенный чехол, расходящихся от ее центра и местами выходящих за ее пределы. В этом выражается крайнее проявление свойственной депрессиям рассматриваемого типа центробежной тектоники, выявленной при изучении взрывной кольцевой структуры Карсвелл в Канаде в процессе разведки приуроченного к ней уранового месторождения Доминик-Петер [48].

Для депрессионных платформенных структур характерно развитие черных сланцев, отличающихся положительными геохимическими аномалиями многих рудных металлов.

С ними генетически связаны месторождения урана, золота, полиметаллов, фосфора, редкоземельных металлов, графита [33, 34], а также нефти и газа [55].

Металлогеническая специализация взрывных кольцевых структур коррелируется с их геохимической спецификой, проявляющейся в стекловатых породах (зювитах, тагамитах), значительно обогащенных рудными металлами (хромом, никелем, платиновыми металлами, золотом, медью, цинком, свинцом) относительно исходных пород. Так, средние содержания хрома и никеля в тагамитах Попигайской структуры имеют следующие величины (в мкг/г) [33]: Cr – 110 (80), Ni – 85 (27), в скобках – содержание в исходных гнейсах.

В Попигайском кратере выделены [33] две толщи тагамитов: верхняя, слабо обогащенная (с неравномерным распределением) никелем (35–70 мкг/г), и нижняя – с устойчиво высоким содержанием этого

металла (73.3 мкг/г). Нижняя толща залегает непосредственно на брекчированных гнейсах (аллогенных и аутигенных брекчиях), прожилки стекла в которых крайне богаты никелем (630–730 мкг/г). Обнаружены жилки самородного никеля и никеленосных сульфидов в гнейсовых кластах из зювитов [32].

Сходные закономерности прослежены в кольцевой структуре Брент (Канада), где стекловатые импактиты нижней части толщи обогащены никелем (мас. %):  $(370-600) \cdot 10^{-6}$  против  $(5-21) \cdot 10^{-6}$  в исходных породах, тогда как содержание никеля в стеклах верхней толщи значительно ниже –  $(115 \cdot 10^{-6})$  [42].

Аналогичная закономерность наблюдается в Попигайской депрессии в распределении иридия, содержание которого (мас. %) в верхней тагамитовой толще (глубины 69-241 м) значительно ниже  $(1.7-7.1) \cdot 10^{-9}$ , чем в нижней на глубине 474–785 м –  $(21-12.5) \cdot 10^{-9}$ .

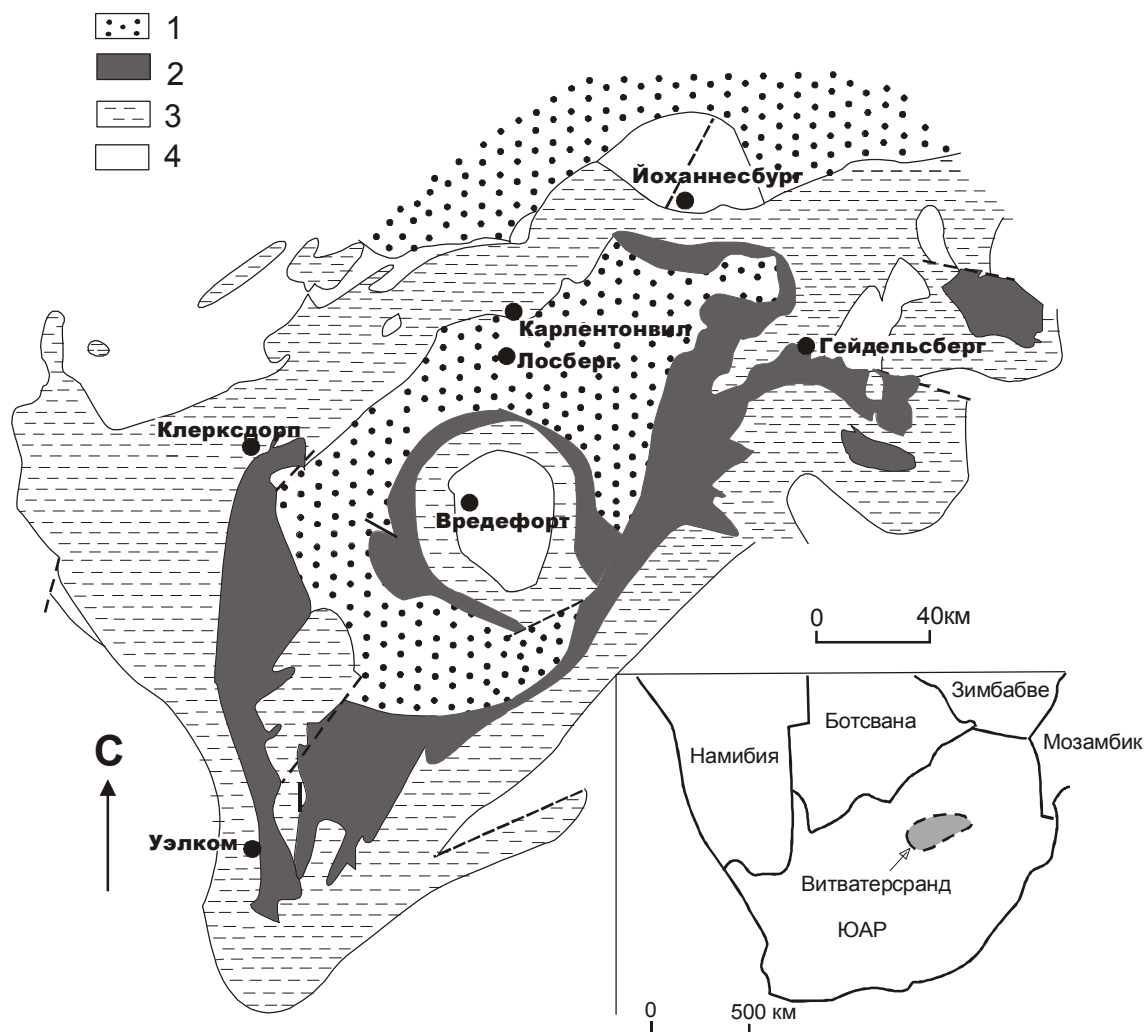
В кольцевой структуре Рис в Германии в гранитах и гнейсах аутигенных брекчий выявлены прожилки стекол, обогащенных самородным железом, содержащим (в %): Cr – 11, Ni – 6, Co – 0.3. Преобладание хрома над никелем в составе самородного железа определяет его сходство с железом, входящим в состав гипербазитов. Характерен восстановительный характер взрывных процессов, о чем, помимо образования самородных металлов в стеклах, свидетельствуют высокое значение  $FeO/Fe_2O_3$  (в скобках – отношение в исходных породах): Попигайский кратер – 2.5 (1.95), Янисъярви – 2.60 (1.75), Болтышский – 3.52 (1.57), Вабар – 2.30 (0.32), Ауэлул – 1.48 (0.08) и другие, а также состав газовых включений, которые в стеклах Попигайского кратера содержат до 20%  $H_2$  и 8–22 % углеводородов [42]. Показательны в связи с этим взрывные структуры с углеводородной специализацией (Сильян, Болтышская, Рис, Ред-Уинг и др.).

Рекордсменом по рудоносности платформенных депрессионных структур является грандиозная вулканогенно-осадочная депрессия Витватерсранд на юге Африки (рис. 8), формирование которой длилось более миллиарда лет (3074–2025 млн лет) и завершилось взрывным взбросом кристаллического гранито-гнейсового фундамента диаметром около 40 км (Вредефорт) в ее центральной части. Этот грандиозный взброс взрывного характера стимулировал и воздымание древнейших платформенных отложений депрессии (3074–2709 млн лет), окружающих гранито-гнейсовое поднятие Вредефорт в виде кольца. Они составляют внутреннее крыло кольцевого синклиория Потчеструм, выполненного самой молодой

формацией Трансвааль (2025 млн лет), внешним крылом которого и определяется граница депрессии Витватерсранд. В строении этой депрессии особенно наглядно выражено проявление центробежной тектоники, характерной для подобного рода депрессионных структур [48].

Депрессия Витватерсранд сосредоточила в себе огромные запасы ураново-золотой руды, залегающей во множестве пластов (рифов), формировавшихся на всем протяжении ее образования "от самой нижней ее системы, включающей Доминион-Риф, располагающейся несогласно на архейских гранитах и гнейсах, до самой верхней ее системы, называемой Трансвааль и включающей Блэк-Риф" [31]. В самой системе Витватерсранд с возрастом 2914 млн лет сосредоточены самые богатые и мощные рудные пласты (Мейн-Риф и Берд-Риф). Непосредственно для руды был получен возраст 2,7 млрд лет [31]. Руды содержат каплевидные выделения кварца размером около 2 см (составляют 70–80 % руды) и пирита размером от 0,5 мм до 3 мм, образующего так называемую пиритовую дробь или шрапнель. Рудоносный цемент состоит из кварца, серицита, хлорита, турмалина, пирофиллита, пирита, содержит высокопробное золото, уранинит, урановую смолку, браннерит, тухолит (углеводород с ураном и торием), мелкие алмазы зеленоватого цвета, циркон, хромит, минералы осмия, иридия, рутения и платины.

В геологической литературе широко распространено представление о рудах Витватерсранда как о россыпных конгломератах, содержащих осадочные гальки. Это представление является явно ошибочным, находящимся в противоречии с петрографическим изучением ураново-золотых руд, позволяющим рассматривать их как псевдоконгломераты (рис. 9): кварцевые выделения в них имеют причудливые формы и соединяются друг с другом перемычками, отражающими образование их на месте в результате развития жидкостной несмеси-мости в первично однородных флюидных расплавах. Об этом свидетельствует наличие, помимо кварцевых перемычек между каплями, двойных гантелевидных и концентрически расслоенных кварцевых капель, зернистых во внутренних частях и монокристалльных – во внешних. В кварцевых каплях изредка встречаются капли пирита, распространенные и в рудах, хотя и в меньшем количестве, наряду с кварцевыми каплями. Каплевидная текстура руд Витватерсранда распространена не повсеместно: "выявлены участки темных скрытокристаллических массивных и полосчатых кварцитов" [46].



**Рис. 8.** Схема строения депрессии Витватерсранд с гранито-гнейсовым фундаментом Вредефорт в ее центре, обрамленным древними слоями платформенного чехла и окруженным синклинирем Потчеструм [50], цит. по [37].

1–3 – вулканогенно-осадочные формации: 1 – Трансвааль (2025 млн лет), 2 – Вентерсдорп (2709 млн лет), 3 – Витватерсранд (2914 млн лет) с рифом Доминион (3074 млн лет) в ее основании, 4 – гранито-гнейсовый фундамент платформы.

Платиновые минералы и хромит играют в рудах индикаторную роль, отражая связь депрессии Витватерсранд с глубинным развитием базит-гипербазитового магматизма. Урановая специфика рудообразования характеризует развитие в магматизме щелочного уклона.

Ощелачивание основных магм под платформенными депрессиями сопровождается существенным понижением в них содержания кремнезема, обычно выносимого трансмагматическими растворами к основанию земной коры, где под их воздействием развивается пироксенизация подстилающей кору мантии, приводящая к воздыманию структур развития щелочного магматизма [26], на-

рушающем монотонное образование депрессий. В данном случае обеднение магмы кремнеземом реализовалось отделением углеродно-сероводородных флюидных кремнеземистых расплавов, экстрагировавших из магмы золото. Эта уникальная массовая экстракция золота отделяющимися кремнеземистыми флюидными расплавами, сопряженная с ощелачиванием магм, была обусловлена изменением его миграционных форм – с повышением щелочности нейтральные формы миграции золота  $AuHS^0$  сменялись ионными формами  $Au(HS)_2^-$ , что сопровождалось существенным повышением его растворимости в водных растворах (рис. 10). Сопряженность этого процесса с ощела-

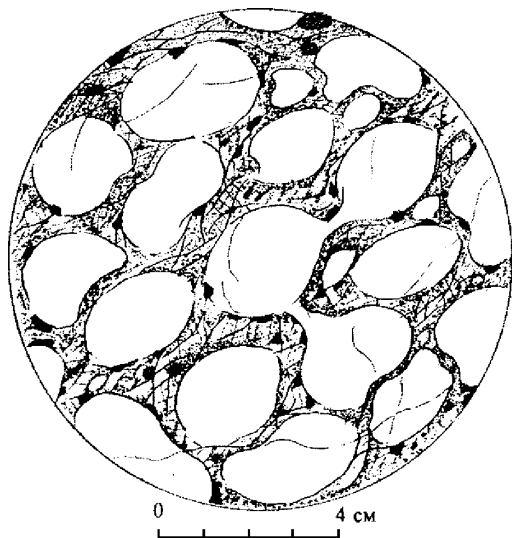


Рис. 9. Схематическая зарисовка ураново-золото-рудного кварцевого псевдоконгломерата Витватерсранда [46].

чиванием магм доказывается приобретением ураноносности отделявшимися флюидными кремнеземистыми расплавами. Золотоносные флюидные расплавы периодически выбрасывались взрывами подобно тагамитовым или зювитовым расплавам взрывных депрессионных структур и формировали покровы (золотоносные рифы) на всем длительном протяжении образования депрессии Витватерсранд. О грандиозности взрывов можно судить по находению в уран-золотых рудах мелких зерен алмаза "странного зеленоватого цвета, вызванного облучением ураном" [31], а также по находкам коэсита и стишовита в верхней свите формации Витватерсранд, которые "позднее были обнаружены и в псевдотахилитах" [37].

Огромные размеры месторождений депрессии Витватерсранд, в которых сосредоточено более половины мировых запасов золота порядка – 70000 т [39], объясняются с этой точки зрения тем, что при их формировании рудообразование вплеталось в длительный петрогенетический процесс глубинного ощелачивания магмы, сопровождавшегося ее массовым деплетированием в отношении кремнезема и золота с одновременным флюидным приобретением ею ураноносности. Эти представления близки к гипотезам эндогенного происхождения золота [39]. В работе [52] развивается гипотеза "о первоначальном эндогенном происхождении золота Витватерсранда – его осаждении ювенильными растворами на дне моря и последующем переотложении в конгломератах" (цит. по [4]). В представлениях о рудных плас-

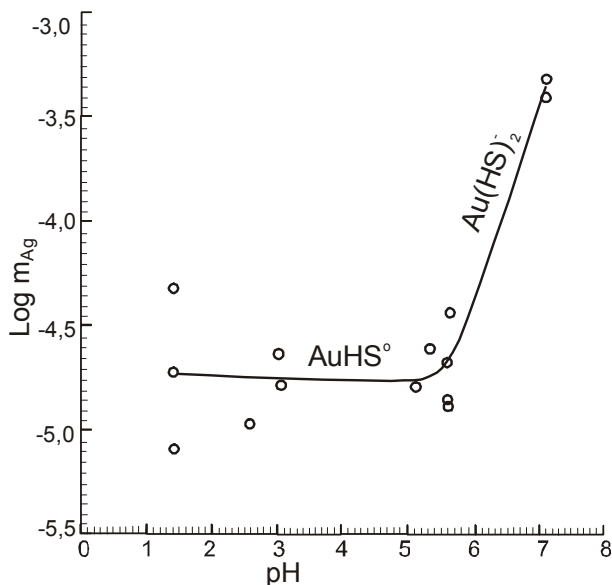
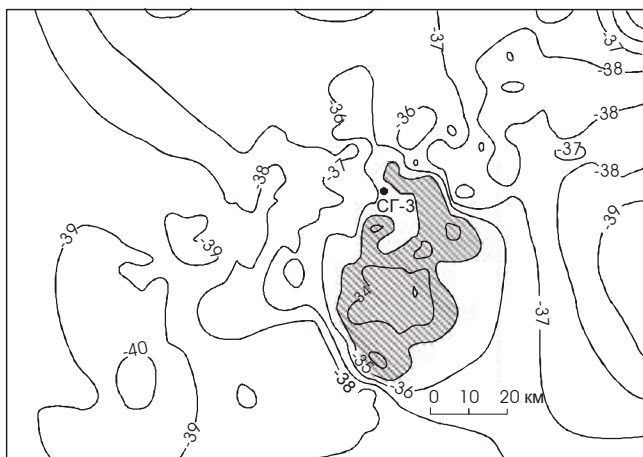


Рис. 10. Зависимость растворимости золота от щелочности раствора ( $T=300^{\circ}\text{C}$ ,  $P=300$  бар,  $0.1$  м  $\text{H}_2\text{O}$ ), по [5].

тах Витватерсранда как золотоносных россыпях, обзор которых приводится в работе [4], "труднее всего было представить сохранение в россыпях легко окисляемых пирита и уранинита, тем более в мельчайших зернах" [31]. Отсутствуют также и источники сноса россыпных минералов, "одни из которых дали золото, другие – уранинит, третьи – осмий и иридий, алмазы, пирит, наконец. Должны были существовать крупнейшие безрудные кварцевые жилы" [28].

Осмий-иридиевый состав платиновых металлов в рудах месторождений Витватерсранд позволяет судить о типе глубинного гипербазитового магматизма, с которым они могли быть генетически связаны. В работах [17, 18] по признаку платинометалльности предполагалась аналогия этих гипотетических интрузивов с Гулинским интрузивом на севере Сибирской платформы, окруженном золото-осмий-иридиевыми россыпными месторождениями.

Рудоносность платформенных депрессий определяется их связью с интрузивным гипербазитовым магматизмом мантийного происхождения, который универсально проявляется воздыманием под ними мантийного субстрата и может распространяться также в выполняющий депрессии осадочно-вулканический комплекс, т.е. входит в состав трапповых формаций. Например, Печенгская осадочно-вулканическая депрессионная структура на Кольском полуострове [9] по сейсмическим данным фиксируется воздыманием мантийного субстрата (рис.11). Ее вулканизм, как и всех трапповых формаций, представлен нижней серией толеитовых базальтов и верхней



**Рис. 11.** Поднятие мантии (заштрихованное поле) под рудоносной Печенгской депрессией (Кольский полуостров), показанное в общей системе изолиний глубины поверхности Мохоровичича (км).

СГ-3 – глубокая скважина, пробуренная на северном окончании рудоносной депрессии. Схема составлена с использованием сводки [9].

серией базальтов со щелочным уклоном, разделяющих толщ осадочных пород, фиксирующей прерыв в вулканизме. В Печенгской структуре разделяющая толща имеет небольшую мощность порядка 1,5 км, и тем не менее, именно к ней приурочены все ее базит-гипербазитовые интрузивы (более 300), в том числе содержащие сульфидное медно-никелевое оруденение. Объясняется это тем, что внедрение интрузивов происходило путем магматического замещения в сопровождении трансмагматических флюидов, связанных с гипербазитовым магматизмом и агрессивных по отношению к сиалическим породам.

Помимо обширных депрессий на платформах распространены и более локальные депрессии, сопровождавшие образование кимберлитовых трубок, в том числе алмазоносных. Показательны в связи этим находки позднеюрских белемнитов в кимберлитах трубки Обнаженная на Оленекском поднятии в северной части Сибирской платформы, хотя "на Оленекском поднятии юрские отложения, как и вообще фанерозойские, отсутствуют" [19]. В цитируемой статье приводится обзор множества подобного рода находок, отражающих образование глубоких погружений платформенного чехла в трубчатых структурах, предшествовавших внедрению кимберлитовой магмы. В трубке Мир силурийские карбонатные породы чехла опустились на глубину 650 м от места своего первоначального залегания. В кимберлитах трубок Удачная, Зарница, Загадочная, расположенных в нижнеордовикских отложениях, содержатся

ксенолиты пород с силурийской фауной. В трубке Удачная они были опущены на глубину более 840 м. Аналогичные опускания зафиксированы в кимберлитовых трубках Архангельской провинции (на 655,7 м в трубке Гриба), в трубках на юге Африки (762 м в трубке Кимберли) и др. Все это свидетельствует о том, что развитие кимберлитового магматизма сопровождалось радикальной флюидной проработкой платформенных структур, создававшей в них глубокие депрессии, предшествовавшие внедрению кимберлитовых магм. Кимберлитовые трубки закономерно вписываются, таким образом, в общую систему платформенных депрессий различного масштаба.

Вулканогенные платформенные депрессии развиваются несравнимо более стремительно, чем осадочные. К вулканогенному типу относятся и впадины окраинных морей (Охотского, Японского, Филиппинского и др.), формирующиеся в основном как вулканические структуры при подчиненной роли осадочных процессов. Зарождение перечисленных структур было непосредственно связано с развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса, с которого и начиналась деструкция восточной окраины Азиатского континента в меловое время. Ранние этапы их формирования лучше всего сохранились в Охотском море, позднемезозойские вулканы которого "по химическим свойствам аналогичны одновозрастным образованиям Охотско-Чукотского вулканогеона", из чего следует, что оба региона были вовлечены в единый эволюционный процесс [6]. Раннемеловые базальты и андезиты и позднемеловые дациты и риолиты, аналогичные породам Охотско-Чукотского вулканического пояса, представляют основание Охотской депрессии, слагая ее возвышенности. Их кора, мощностью около 30 км, представлена "базальтовым" (6,8–7,4 км/с), "гранитным" (5,8–6,7 км/с) и осадочным (2–5 км/с) слоями. В прогибах и впадинах мощность коры сокращается до 10–15 км главным образом за счет уменьшения мощности гранитного слоя вплоть до его выклинивания в Курильской котловине, в которой достигается максимальная глубина Охотского моря 3374 м. Образование этих депрессий коррелируется с развитием эоценовых и плиоцен-плейстоценовых базальтов и андезибазальтов с подчиненными им риодацитами, риолитами и трахидацитами. Наличие кислых вулканических пород характерно для начальных этапов развития депрессий окраинных морей, для которых устанавливается в общем антидромная последовательность вулканических извержений [43]. Она отражает деструкцию и уничтожение "гранитного" слоя коры. Эта эволюция в окраинных морях реализуется развитием гиперба-

зитовой (офиолитовой) формации, описанной, например, в Филиппинском море [45]. Она свойственна самым глубоким рифтогенным депрессиям окраинных морей и отражает начало эвгеосинклинального развития в континентальном обрамлении еще не потерявших сейсмической активности орогенных структур (рис. 5), но находящихся уже на пути превращения их в собственно геосинклинальные пассивные континентальные окраины (рис. 3). Путем к этому является развитие вторичной океанической коры, свойственной пассивным континентальным окраинам, возникающей в результате процессов, сходных с образованием трапповых формаций.

#### ТРАППОВЫЕ ФОРМАЦИИ И ВТОРИЧНАЯ ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

В геологической истории траппы развивались дискретно, большей частью на рубежах геологических периодов. Импульсы траппового магматизма охватывают интервалы времени до 10 млн лет. Они возникали, по-видимому, на протяжении всей геологической истории, но наиболее сохранились их проявления, приуроченные к границам перми и триаса, триаса и юры, юры и мела, мела и палеогена, палеогена и неогена. Образование траппов закономерно вписывается в рассмотренную выше общую модель развития платформенных депрессий.

Восходящие флюидные потоки, порождающие трапповые формации, проявляются развитием в них инициального взрывного вулканизма, связанного с множеством диатрем, распространенных на обширных площадях. Их активность занимает до 30 млн лет геологического времени и создает туфогенные толщи мощностью 200–500 м в основании базальтовых покровов [16]. Площадное распространение "ранних туфов" отражает флюидный характер вулканизма трапповых формаций, в результате развития которого на поверхность поступают огромные массы воды и углекислоты. Вулканизм обусловлен полным плавлением вещества верхних частей мантии. Возникающие при этом мантийные расплавы, согласно экспериментальным данным [24], подвергались базит-гипербазитовому расслоению. Базитовые магмы в ходе расслоения занимали верхние части магматических очагов и давали покровные излияния базальтов, непосредственно следующие в трапповых формациях за отложениями пирокластики. В отличие от них гипербазитовые магмы большей частью оставались на глубине и внедрялись в основание коры путем ее магматического замещения, обуславливая вздымания поверхности Мохо. Оно сопрягалось со встречным прогибанием земной поверхности, связанным с флюидным выщелачиванием корового ма-

териала под воздействием трансмагматических флюидов, генерируемых гипербазитовым магматизмом.

В ряду возникавших таким образом интрузивов находятся и широко известные рудоносные гигантские плутоны стратиформного характера, такие как Бушвелд в Африке (мощность 9 км), Дюфек в Антарктиде (7 км), Садбери в Северной Америке (7 км). К этому типу относятся и рудоносные интрузивы Норильского района на севере Сибирской платформы, приуроченные к глубоким платформенным прогибам, заполненным вулканическими породами трапповой формации. Интрузивы заместили при своем образовании огромные объемы осадочного платформенного чехла, подстилающего базальтовые покровы.

То обстоятельство, что интрузивный магматизм платформенных депрессий развивается под воздействием флюидов, фильтрующихся на глубине через гипербазитовые расплавы, определяет не только взаимоотношения интрузивов с вмещающими породами, но и общую эволюцию магматизма, его антидромную направленность. В базальтовом магматизме она проявляется в его пикритовом уклоне с образованием антидромных вулканических свит – базальтовых в основании и пикритовых в верхних частях. Примером их может служить гудчихинская свита трапповой формации Норильского района на севере Сибирской платформы, перекрывающая платформенные осадочные породы, в которые внедрились пикрит-габбро-долеритовые интрузивы, содержащие огромные залежи медно-никелевых сульфидных руд. Гудчихинская свита, пересеченная скважиной СГ-9 в интервале глубины 1761–1887 м, представлена в нижней части базальтами, а в верхней – пикритами следующих составов (состав пикритов – в скобках), масс.% в пересчете на безводное вещество:  $\text{SiO}_2=50,56$  (47,28),  $\text{TiO}_2=1,66$  (1,21),  $\text{Al}_2\text{O}_3=17,55$  (9,67),  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 10,79$  (15,30),  $\text{MgO}=6,06$  (18,29),  $\text{MnO}=0,14$  (0,20),  $\text{CaO}=9,73$  (6,91),  $\text{Na}_2\text{O} = 2,62$  (0,64),  $\text{K}_2\text{O}=0,71$  (0,41),  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,18$  (0,09) [54].

Развитие мантийного магматизма не ограничивается основанием коры, а распространяется и на более высокие горизонты, проявляясь на платформах образованием стратиформных массивов и трубообразных кольцевых пироксенит-дунитовых интрузивов, внедряющихся не только в кристаллический фундамент, но и в платформенный чехол. Размеры трубообразных внедрений ограничиваются обычно несколькими километрами (диаметр Кондёрского интрузива на востоке Сибирской платформы равен 6 км), хотя известны и более обширные массивные гипербазитовые внедрения, заместившие платформенный субстрат.



Распространение на океаны вулканизма, сопряженного с вулканизмом трапповых формаций [15, 44] доказывается наличием в океанах реликтовых блоков континентальной коры, геологически в общем тяготеющих к разновозрастным трапповым формациям на континентах. Это наглядно выражено на схеме (рис. 12), которая отражает экстенсивное развитие океанизации континентальной коры в мезозойское и кайнозойское время. Она создавала грандиозные базальтовые котловины, свойственные пассивным континентальным окраинам, куда не распространялись характерные для океанической коры трансформные разломы. Образование каждой базальтовой котловины сопровождалось грандиозным воздыманием мантии, обусловленным развитием гипербазитового магматизма, распространявшегося на основание коры и определявшего ее глубинную эрозию. На активных континентальных окраинах она выражается сокращением мощности континентальной коры (40–45 км) с переходом к островным дугам до 10–12 км. Вторичная океаническая кора обрамляет все сейсмически пассивные окраины, развившись с замещением континентальной коры, сохранившейся в ней только в виде реликтовых блоков.

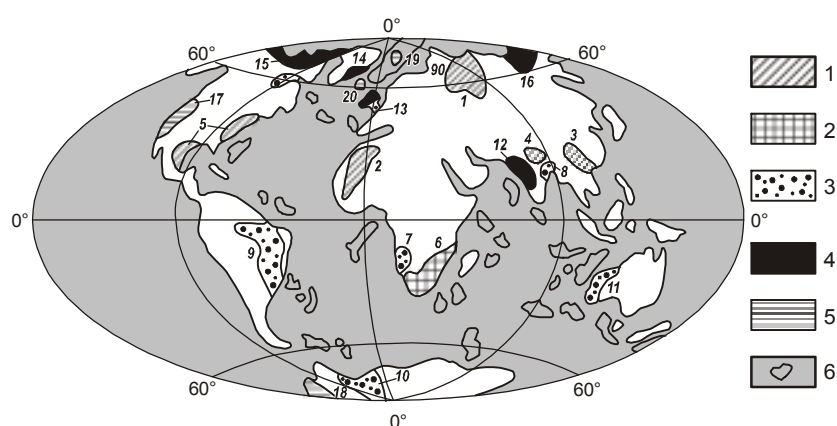
В Атлантическом океане реликтовые блоки распространены преимущественно вдоль его западной окраины. Это коррелируется с развитием островодужных систем вдоль западного континентального обрамления Тихого океана. Аналогия отражает влияние вращения Земли на развитие процессов океанизации континентальной коры.

Северная Атлантика, ограниченная на юге разломом Чарли Гиббса, представляет собой грандиоз-

ную депрессию континентальной коры, гранитно-гнейсовый слой которой почти полностью замещился базальтами и осадочными породами (аркозами, кварцитами и др.). Фрагменты его фиксируются в возвышенностях Хаттон-Роколл и Фарерской. Одновременно происходило глубинное развитие гипербазитового магматизма, создавшего воздымание мантийного субстрата, замещавшего нижний базитовый слой земной коры. В наибольшей мере он сохранился в Исландии, отличающейся большой мощностью земной коры (около 40 км) от всех других реликтовых структурных элементов Северной Атлантики [44].

Более древней депрессионной океанической структурой является Южная Атлантика, обрамляющаяся трапповыми формациями юрско-мелового возраста. Реликтовые блоки континентальной коры распространены в ней не только вблизи континентов, но были выявлены и в структуре Срединно-Атлантического хребта [38]. В основном это базитовые породы (основные гранулиты, габбро) с возрастом 1,6–1,7 млрд лет, гранито-гнейс, поднятый в зоне хребта на 26° с.ш., – редкая находка. Основной состав континентальных блоков отражает сходство их с корой Исландии, в строении которой гранито-гнейсовый слой практически отсутствует [44]. Это является характерной особенностью континентальной коры депрессионных структур.

Процессы континентальной деструкции в Центральной Атлантике происходили в значительно более раннее пермско-триасовое время, когда формировались траппы центрально-атлантического континентального обрамления и вторичная кора прилегающих частей океана. Блоки континентальной коры сохра-



**Рис. 12.** Мезозойско-кайнозойские формации траппов на рубежах геологических периодов.

1 – пермско-триасового (1 – Зауралье, 2 – Таудени, 3 – Южный Китай, 4 – Кашмир, 5 – Аппалачи); 2 – триасово-юрского (6 – Карру); 3 – юрско-мелового (7 – Каоковельд, 8 – Раджмахал, 9 – Парана, 10 – Восточная Антарктида, 11 – Австралия); 4 – мел-палеогенового (12 – Декан, 13 – Брито-Арктическая, 14 – Гренландия, 15 – Канада, 16 – Северо-Восток России); 5 – палеоген-неогенового (17 – плато Колумбия, 18 – Западная Антарктида, 19 – Шпицберген, 20 – Исландия); 6 – реликтовые блоки континентальной коры в океанах.

нились в Центральной Атлантике незначительно и только вблизи американского континента. Здесь заложилась и самая древняя геосинклинальная прогибы, распространившиеся последовательно на Южную, а затем и на Северную Атлантики. В такой последовательности развивались в этих прогибах и офиолитовые (эвгеосинклинальные) формации, сопряженные с разновозрастными трапповыми формациями (пермско-триасовыми, юрско-меловыми и мел-палеогеновыми). В дальнейшем же они объединились в единую систему мощного осадконакопления Атлантического океана, свойственного его пассивным континентальным окраинам. Фактором такого объединения было развитие единого Срединно-Атлантического хребта слабой спрединговой активности, геодинамически сопряженного с геосинклинальными прогибами пассивных континентальных окраин Атлантического океана. Океанические литосферные плиты, сопряженные с современными пассивными континентальными окраинами, двигаются в сторону континентов с ничтожной скоростью и на их окраинах погружаются с образованием глубоких прогибов (рис. 3), заполняемых сносимыми с континентов осадками. В их основании залегает офиолитовая формация, фиксируемая магнитной аномалией и повышенными скоростями прохождения сейсмических волн (5,7–6,7 км/с), отражающая сложную предшествующую историю развития их окраин, стадию их формирования по типу окраинных морей.

Обрисованные соотношения отражают гетерогенность эвгеосинклинального развития земной коры, начинавшегося с развития офиолитовой формации в глубоководных осадочно-вулканогенных прогибах окраинных морей. Прогибы представлены внешними (со стороны океана), собственно офиолитовыми зонами, и внутренними, обрамляющими их со стороны континента. Они различаются по составу базальтов и осадочных отложений (более калиевых со стороны континента) и особенно по характеру внедрившихся в них базит-гипербазитовых комплексов. Во внешней, собственно офиолитовой, зоне они представлены дунит-гарцбургитовыми хромитоносными интрузивами, а во внутренней – габбро-клинопироксенит-дунитовыми платиноносными, проявляющими черты сходства с платформенными кольцевыми интрузивами. В совокупности они образуют так называемые парные гипербазитовые пояса, широко представленные в континентальном обрамлении Тихого океана в складчатых формациях, закономерно смещающихся с омоложением их возраста в сторону океа-

нической впадины [49]. Офиолитовыми складчатыми поясами последовательно завершались циклы геосинклинального развития континентальной коры, за которыми развивались, большей частью дискордантно, новые циклы ее разрушения с образованием окраинных морей, эволюционирующих в пассивные континентальные окраины, на которых формировались огромные массы карбонатно-терригенных осадочных отложений. Основанием каждого цикла геосинклинального развития служила вторичная океаническая кора.

Петрохимически базальты вторичной океанической коры сходны с базальтами трапповых формаций и окраинных морей и отличаются от базальтов первичной океанической коры, генерирующейся в центральных спрединговых структурах океанов.

Можно полагать, что в геологическом развитии океанической коры количественные соотношения в ней первичных и вторичных базальтов менялись в широких пределах. Импульсы диастрофизма и усиления спрединговой активности океанического ложа, когда литосфера стремительно расходилась от срединно-океанических хребтов, были наиболее благоприятными для широкого распространения первичной коры. В такие периоды вторичная кора с содержащимися в ней фрагментами континентальной коры в основном субдуцировала под новообразованные орогенные структуры складчатых поясов. В наступавшие затем длительные периоды деструкции и океанизации континентальной коры вторичная океаническая кора получила все более широкое распространение.

Первичная и вторичная океанические коры слагаются двумя главными типами базальтов. Третий тип магматических пород в океанах представлен их щелочными разновидностями, развивавшимися в структурах воздымания океанического ложа. Примером может служить Гавайский архипелаг в Тихом океане, в котором мощность коры достигает 24 км, что более чем в два раза превышает мощность нормальной океанической коры, близкой к 10 км. Это увеличение мощности коры обусловлено, как отмечалось, ощелачиванием мантийных магм с флюидным выносом из них кремнезема, вызывающим пироксенизацию подстилающего кору мантийного субстрата, что приводит к нарушению изостазии и подъему вулканических островов. Поэтому щелочной магматизм относится к конструктивным факторам эволюции земной коры. С его развитием связано и происхождение первичных древнейших ядер континентов (рис. 1).

### ДРЕВНЕЙШИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЯДРА КОНТИНЕНТОВ И ДОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геосинклинальные накопления терригенных пород в обстановке первичного океана при отсутствии континентальных областей сноса обломочного материала представляют проблему, к разрешению которой можно подойти только на основе освещения догеологической истории развития Земли, предшествовавшей 3,8 млрд лет назад. Начиная с этой древнейшей даты, в огромный диапазон геологического времени земная кора полностью обновила состав. Горные породы не имеют аналогов среди метеоритов и лунных пород [30], относящихся к возрасту 4,6–3,2 млрд лет. Луна имеет первичную эвкритовую кору с возрастом 4,6 млрд лет, мощностью 60 км на видимой стороне и 80 км на обратной. На видимой стороне, обращенной к Земле, сосредоточены и огромные (до нескольких тысяч км) депрессии первичной коры, выполненные лавами базальтов, принципиально отличных от земных базальтов древним возрастом и составом плагиоклаза, близкого к анортиту. Мощность лунной коры в этих депрессиях снижается (до 20 км), что фиксируется аномалиями силы тяжести (масконами). Это характерное преобразование лунной коры обусловлено плавлением вещества мантии под воздействием исходящих из ядра флюидных потоков с последующим базит-гипербазитовым расслоением расплавов, излиянием базальтовых лав и внедрением гипербазитов в основание коры. Образование древнейших депрессий ("морей") на самой примитивной коре планет, как и депрессий земной коры, сопровождалось воздыманием плотного мантийного субстрата.

На примитивном уровне коровой эволюции установилось и эндогенное развитие других планет земной группы (Меркурия, Венеры и Марса), рельеф которых во многих отношениях сходен с лунным. Рассмотрим это на примере Марса, вокруг которого обращаются два обломочных спутника – Фобос (27×20 км) и Деймос (16×10 км). Они вращаются синхронно и всегда направлены к Марсу длинными осями. На поверхности Фобоса и Деймоса содержатся многочисленные борозды и кратеры, образованные метеоритными ударами. Крупнейший кратер на Фобосе (Стикни) имеет диаметр 8 км. По-видимому, он принадлежал крупному спутнику, с взрывным распадом которого было связано образование Фобоса. Оба спутника обращаются вокруг Марса в его экваториальной плоскости по круговым орбитам на расстоянии 20130 км (Деймос) и 6000 км (Фобос). Открытием явилось выявление векового ускорения

Фобоса (возрастания скорости его обращения вокруг Марса), которое могло возникнуть только за счет его постепенного снижения: "Фобос по очень пологой спирали спускается к Марсу. Высота орбиты уменьшается на 9 м за каждые 100 лет. Через 40 млн лет период его обращения уменьшится с 7.5 до 1.7 ч, а спутник неминуемо разрушится. Его обломки упадут в экваториальном поясе Марса и оставят новые ударные кратеры [14]."

На древнейшей сильно кратеризованной материковой поверхности южного полушария Марса выделяются огромные базальтовые депрессии, значительно превышающие по размеру лунные. На всем южном полушарии фиксируется процесс вытеснения материковой первичной коры Марса, густо усеянной метеоритными кратерами, новообразованными вулканическими депрессиями ("морями") диаметром в сотни и тысячи километров: 220 (Лио), 470 (Скиаперелли), 900 (Аргир), 1600–2000 (Эллада) и др. Сливаясь к северу, моря сменяются огромными базальтовыми равнинами. Процесс такого преобразования первичной коры продвинулся на Марсе дальше, чем на Луне, и образовалась огромная равнинная северная территория, обладающая присущей морям гладкой базальтовой поверхностью, но по грандиозности распространения соответствующая океанической структуре. Она занимает почти все северное полушарие Марса, погруженное относительно южной материковой области на глубину порядка 4 км. В этом марсианском "океане" с огромным размахом проявилась и свойственная океанам щелочная тенденция магматизма. Она выразилась образованием вулканического района Фарсида (вулканы Аскрийский, Павлин, Арсия и др.) и грандиозного вулкана Олимп. Щелочной уклон вулканизма этих грандиозных поднятий был выявлен на Марсе гамма-спектроскопическими измерениями автоматической станции "Марс-5", позволившими выявить в породах вулканических извержений следующие содержания калия (мас. %), урана и тория ( $10^{-6}$ ) (в скобках приводятся фоновые значения): К – 0,4 (0,1), U – 1,1 (0,2), Th – 5,0 (0,7). Это позволяет прямо связать формирование поднятий с развитием щелочного уклона в магматизме. Формирование вулканического поднятия Фарсида в океанической депрессии Марса привело к увеличению на 2 км экваториальной оси планеты, проходящей через его центр. Развитие грандиозного щелочного вулканизма сопровождается утолщением коры и, следовательно, относится к конструктивным факторам марсианской коровой эволюции.

Возможно в далеком прошлом и в Мировом океане на Земле развивались сходные с марсиански-

ми грандиозные поднятия, сопровождаемые утолщениями океанической коры, которые в геоструктурной эволюции Земли были предшественниками континентов. Только на основе этой аналогии решается проблема геохимической эволюции первичных ядер континентов (накопления в них калия и родственных ему металлов). И в современных океанах на Земле щелочной вулканизм аналогично сопровождается утолщением океанической коры и образованием островных архипелагов. Поскольку Земля обладала гидросферой и атмосферой, породы подобных древнейших вулканических поднятий подвергались выветриванию, давая начало сносу терригенного материала в окружающие поднятия прогибы океанического дна. С этого начинался геосинклинальный процесс формирования складчатой континентальной земной коры, не имеющей аналогов на других железо-каменных планетах.

Эндогенная активность планет и спутников определяется потоками флюидов, восходящих из их расплавных ядер, причем устанавливается направленный характер этих процессов, контролируемый гравитационными полями Солнца и смежных планет. Особенно наглядно это выражено у спутников, благодаря обращенности к материнским планетам одной стороной, на которой и сосредоточена их вулканическая активность. На Луне она выражается базальтовыми депрессиями обновления ее первичной эвкритовой коры ("морями"), сосредоточенными только на ее видимой стороне. Аналогично, на планете Ио базальтовые депрессии ("море" Локи и др.), эксплозивные вулканы и термические аномалии приурочены к стороне, обращенной к Юпитеру.

Рассмотренная модель происхождения планет, в том числе спутниковых [27], освещает эндогенную активность Земли, первоначально зародившейся в виде хондритового ядра своей материнской планеты (Протоземли), сопоставимой по размеру и составу с Юпитером. Аналогично ядру Юпитера, произошло и первичное железо-силикатное расслоение Земли под огромным давлением флюидной оболочки Протоземли, обеспечившим высокую концентрацию водородных флюидов в ее жидком железном ядре. Это обусловило продолжительную эндогенную активность Земли на собственной планетной стадии ее эволюции, после потери Протоземлей флюидной оболочки под воздействием Солнца.

В отличие от Протоземли, материнские планеты-гиганты других планет земной группы (Меркурия, Венеры, Марса) теряли свои флюидные обо-

лочки задолго до их полного расслоения, что определило существенно меньший запас флюидов в их расплавных ядрах и, соответственно, меньший период их эндогенной активности (быструю консолидацию). Благодаря этому сохранился примитивный уровень их корового развития. Еще меньший флюидный запас сосредоточился в ядрах спутников планет (Луны, Ио и др.), так как они отделялись в виде флюидно-силикатных масс от оболочек своих материнских планет-гигантов под действием центробежных сил и расслаивались уже в вакууме космического пространства [29]. Этот процесс отделения спутников от флюидных оболочек их материнских планет в настоящее время зафиксирован для Ио, совместно с которым вокруг Юпитера (его материнской планеты) обращается огромное облако водорода и высокотемпературной плазмы [14], которое еще не успело рассеяться по причине относительной молодости этого спутника.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артющков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Балакина Л.М. Субдукция и механизмы очагов землетрясений // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 120–141.
3. Богданов Н.А., Хаин В.Е. Пассивные континентальные окраины // Российская Арктика. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 42–48.
4. Власов Г.М. Глубинно-геосинклинальная концепция тектогенеза (на примере древних и молодых гранит-зеленокаменных поясов). Владивосток: Дальнаука, 2000. 114 с.
5. Дадзе Т.П., Каширцева Г.А., Рыженко Б.Н. О количестве и формах существования золота в сульфид-содержащих растворах при  $T=300^{\circ}\text{C}$  // Геохимия. 2000. №7. С. 780–784.
6. Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского моря: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук / Владивосток, 2003. ТОИ. 24 с.
7. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соли- и нефтеобразовании. М.: ЦНИГРИ, 2001. 206 с.
8. Кабан М.К. Структура верхней мантии континентов по сейсмическим и гравитационным данным // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: ОГГТН РАН, 2003. С. 137–157.
9. Казанский В.И., Исанина Э.В., Лобанов К.В., Предовский А.А., Шаров Н.В. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 276–286.
10. Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 6. С. 754–762.
11. Картер У.Е., Робертсон Д.С. Исследование Земли с помощью интерферометрии со сверхдлинной базой // В мире науки. 1987. № 1. С. 16–25.

12. Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. М.: Изд-во Моск. унта, 1976. Ч. 1. С. 269–287.
13. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–24.
14. Ксанфомалити Л.В. Парад планет. М.: Наука, 1997. 256 с.
15. Макаренко Г.Ф. Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Космосинформ, 1993. 280 с.
16. Макаренко Г.Ф. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. М.: Геоинформмарк, 1997. 97 с.
17. Малич К.Н. Особенности распределения элементов платиновой группы в породах ультраосновных массивов Алданского щита // Геохимия. 1990. №3. С. 425–429.
18. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
19. Мальков Б.А. Белемниты в кимберлитах: "провалившиеся" ксенолиты в кимберлитовых диатремах России // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2002. № 11. С. 26–27.
20. Маракушев А.А. Проблемы фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
21. Маракушев А.А., Кудрявцев В.А. Парагенезис гиперстена с силлиманитом и его петрологическое значение // Докл. АН. 1965. Т. 164, №1 С. 179–182.
22. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
23. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 208 с.
24. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
25. Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Н. и др. Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 571–595.
26. Маракушев А.А. Петрология океанов // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 3–24.
27. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 255 с.
28. Маракушев А.А., Шахотко Л.И. Стадии формирования и природа Попигайской алмазоносной кольцевой структуры // Докл. АН. 2001. Т. 377, №3. С. 366–369.
29. Маракушев А.А. Роль магматического замещения в процессах формирования и деструкции континентальной земной коры // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: ОГГГН РАН. 2003. С. 214–228.
30. Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г., Митрейкина О.Б., Чаплыгин О.В. Космическая петрология. М.: Наука, 2003. 387 с.
31. Марфунин А.С. История золота. М.: Наука, 1987. 245 с.
32. Масайтис В.Л., Сысоев А.Г. Никельсодержащие сульфиды железа и самородный никель в зювитах Попигайского кратера // Зап. ВМО. 1975. Ч. 104, Вып. 2. С. 204–208.
33. Масайтис В.Л., Райхлин А.И. Вещество ударных космических тел в различных типах пород из импактных кратеров // Метеоритика. 1989. Вып. 48 (раздел 3). С. 161–169.
34. Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб., 1998. 179 с.
35. Никонов А.А. Наука и жизнь. 1982. № 1. С. 47.
36. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физ.-хим. петрологии. Вып. 14. М.: Наука, 1987. С. 39–64.
37. Перчук Л.Л., Токарев Д.А., Ван Ринен Д.Д. и др. Динамическая и термальная история взрывной структуры Вредефорт в кратоне Каапвааль, Южная Африка // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 451–492.
38. Погребницкий Ю.Е. Трухалев А.И. Проблема формирования Срединно-Атлантического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 189–203.
39. Сафонов Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 305–320.
40. Субботин С.И. О причинах обращенности рельефа и поверхности Мохо // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971. С. 14–18.
41. Успенский Е.П. Развитие подвижных поясов и механизмы складкообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 5, С. 3–13.
42. Фельдман В.И. Некоторые геохимические особенности импактитов // Космическое вещество на Земле. Киев: Наук. думка, 1982. С. 96–104.
43. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 259 с.
44. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Платобазальтовый магматизм и океанообразование // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 30–48.
45. Фролова Т.И. Магматизм окраинных и внутренних морей и его роль в их образовании. // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. ОГГГН РАН, 2003. С. 247–275.
46. Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ: Бурятский научный центр СО РАН, 2002. 319 с.
47. Шило Н.А. Четыре космопланетарных проблемы: от Солнечной системы до Каспия. М.: Фонд "Новое тысячелетие", 1997. 136 с.
48. Baundemont D., Fedorovich J. Structural control of uranium mineralization at the Dominique-Peter deposit, Saskatchewan, Canada // Econ. Geol. 1996. V. 91, N 5. P. 855–974.
49. Challis G.A. The  $K_2O:Na_2O$ -ratio of ancient volcanic arcs in New Zealand // J. Geol. Geoph. 1968. V. 11, N 1. P. 21–32.
50. Gibson R.L., Reimold W.U. Field excursion through the Vrederfort impact structure // 62-nd Meeting of the Meteorological Society. Johannesburg, South Africa, 11-16 July, 1999. 88 p.
51. Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: a snapshot of conection in the Earth // Geol. Soc. Am. Today. 1997. V. 7. P. 1–7.
52. Hutchinson R.W., Viljoen R.P. Re-evaluation of gold source in Watersrand ores. // Afr. J. Geol. 1988, V. 91, N. 2. P. 137–173.
53. Jordan T. The deep structure of the continents // Sci. Amer. 1979. N 1. P. 70–82.
54. Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et all. Geochemistry of the Siberian Trap of the Norilsk Area, USSR,

- with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // *Contr. Miner. Petr.* 1990. V. 104. P. 631–644.
55. Sawatzky H.B. Buried impact craters in the Williston basin and adjacent area // *Impact and Explosion Cratering*. London: Pergamon Press, 1977. P. 461–480.
56. Talwani M., Abreu V. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast margin and conjugate South Atlantic margins // *Atlantic rifts and continental margins*. AGU Geophys. Monogr. Washington, 2000. P. 211–234.

*Поступила в редакцию 15 сентября 2004 г.*

*Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко*

### ***A.A. Marakushev***

#### **Geologic structure and petrological models of formation of the Earth's crust**

The continental Earth's crust developed in complex relationships with oceanic lithosphere. In the earliest days of geologic development referred to an age of 3.8 Ma, the oldest fold cores of all continents formed on the basis of the initial geosynclinal troughs of oceanic bottom. Carbonate-terrigenous sediments there were the result of destruction of uplifting structures in the zones of development of alkali magmatism (island archipelagos, etc.), similar to Farsida Rise and Olimp Volcano in the oceanic structure of the Mars's northern hemisphere.

Folding of the volcanogenic-terrigenous deposits in the initial and subsequent geosynclines, which acquired a more linear configuration, occurred under lateral thrust of oceanic lithospheric plates diverging rapidly in the periods of diastrophism away from the mid-oceanic structures (ridges). Then these plates were subducted under the newly formed fold belts; this initiated the formation of deep-seated faults, which reached the molten core of the Earth. The core was the source of rising fluid flows fixed by earthquake foci at an average depth of 60–300 km, which gave rise to the orogenic development of fold belts. The rising fluids seeping through the mantle substratum conditioned its depletion (dunitization), which formed dense roots of continents; the latter are traced geophysically down to the depths of 400–700 km. Sialic components removed by fluids from the mantle into the Earth's crust produced its general debasification accompanied with the formation of a granite-gneissic layer and an increase in the thickness of the Earth's crust protruding deep into the mantle substratum and forming roots of mountains. This disturbed isostasy and resulted in the uplifting (orogenesis) of fold belts; the uplifting was accompanied with deep erosion (cratonization) of the fold belts plus leveling of the mantle surface at a depth of about 40 km, typical of platform structures. The cratonization in the ancient shields and crystalline massifs resulted in the exposure on the platforms of metamorphic rocks, which judging by their mineral parageneses formed at 30–40 km. This reflects the mightiness of Precambrian orogenic belts, whose mountain roots were distributed deeper than the contemporary ones, which in the Andes reach 70 km in depth. Based on the composition of the rock infilling, the depressions on the platforms are divided into sedimentary, sedimentary-volcanogenic, and volcanogenic (trappean). Marginal seas separating continents and island arcs are close to the volcanogenic type. They and trap formations trace a transition to the secondary oceanic crust, which substituted continental crust and was distributed along passive continental margins.

For all diversity, all platform depressions are genetically similar being the result of development of fluid mantle magmatism. The intrusion of ultrabasic melts with the replacement of the base of the Earth's crust caused an uplifting of mantle substratum, and the rising transmagnetic fluids accompanying ultrabasic magmatism ensured partial or complete dissolution of the granitic layer of the platform crust. This eventuated in the formation of surface depressions. The result was a characteristic reversion of surface and deep relief proper to all types of depression structures. The ore potential of depression structures, which in places becomes immense, is determined by its relation to mantle magmatism.

Marginal seas belong to structures of formation of eugeosynclinal depressions in which ultrabasic magmas intruded volcanogenic-sedimentary deep-sea deposits giving rise to an ophiolitic formation. The marginal sea structures are projected on the centers of deep-focus (300–700 km) earthquakes taking the place of the centers of medium-depth (60–300 km) earthquakes (which are correlated with relic orogenic belts of island arcs) in the course of transformation of active continental margins into passive margins. The ophiolite formations that appeared initially in the marginal sea structures constitute the base of geosynclinal deposits of troughs in the passive continental margins, which developed under conditions of weak spreading activity of the oceans. An increase in this activity of lithospheric plates conditions folding under lateral pressure of the lithospheric plates; this activity triggers new cycles of formation of fold orogenic belts of continents.