

RIFTING AND ITS ROLE IN THE EARTH'S DEVELOPMENT

E. E. MILANOVSKY

Basic problems of rifting – one of the leading geotectonic processes represented in the horizontal stretching, fracturing and extension of the Earth's crust, and its largest scale manifestation – spreading of the ocean bottom as well as the evolution of rifting throughout geological history are briefly considered.

Кратко рассмотрены основные проблемы изучения рифтогенеза, одного из важнейших геотектонических процессов, выражающегося в горизонтальном растяжении, разрыве и расширении земной коры, его наиболее крупномасштабного проявления – раздвижения (спрединга) океанского дна и эволюции рифтогенеза в ходе геологической истории Земли.

РИФТОГЕНЕЗ И ЕГО РОЛЬ В РАЗВИТИИ ЗЕМЛИ

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

ВВЕДЕНИЕ

Рифтогенезом (в англоязычной литературе рифтингом) называют процесс горизонтального растяжения земной коры, приводящий к возникновению в ней или ее верхней части весьма протяженных, удлиненных, морфологически четко выраженных впадин, ограниченных (по крайней мере с одной стороны) и осложненных глубокими продольными разломами. Английский геолог Грегори, описавший подобные структуры в конце прошлого века в Восточной Африке, назвал их рифтами (от англ. gift – разрыв, трещина, щель), а цепочки из нескольких рифтов обычно именуют рифтовыми зонами.

Хотя линейно вытянутые молодые впадины, ныне относимые к категории рифтов, были обнаружены на разных континентах еще в конце XVIII века (Байкальский рифт) и XIX веке (Верхнерейнский рифт, рифты Мертвого и Красного морей, Восточной Африки), они долгое время не привлекали к себе должного внимания геологов и считались второстепенными структурными формами, несравнимыми по своей распространенности и значимости в тектоническом развитии земной коры со структурами, образовавшимися в процессе ее горизонтального сжатия: складками, надвигами, тектоническими покровами, которые слагают складчатые пояса континентов и присутствуют в древнем фундаменте их относительно стабильных платформенных областей.

В прошлом веке резкое преобладание в тектоническом строении Земли (или во всяком случае доступных в то время геологическому изучению континентов) структур сжатия (складчатых зон и поясов) по отношению к структурам растяжения (рифтовым зонам) находило естественное объяснение, ибо считалось, что наша планета почти полностью утратила внутренние источники энергии, постепенно охлаждается, уменьшает свой объем и в результате общего сжатия, неравномерно проявляющегося на ее поверхности и во времени, ее кора подвергается короблению, смятию и в ней периодически возникают складчатые структуры и образуются крупные неровности рельефа. Подобные идеи высказывали и обосновывали, в частности, знаменитый английский физик лорд Кельвин, авторитет которого среди естествоиспытателей второй половины XIX века был исключительно высок, и его современник – великий австрийский геолог Э. Зюсс. Последний считал даже, что ограниченные разломами

впадины (грабены) Восточной Африки, послужившие для Грегори образцом (тектонотипом) рифтовых структур, образовались не в ходе растяжения земной коры, а при общем сжатии Земли. Однако открытие на рубеже веков явления радиоактивного распада элементов показало, что в недрах Земли заключены мощные источники термической энергии, и господствовавшая до этого концепция о постепенном сжатии Земли в ходе ее развития – так называемая контракционная гипотеза была большинством геологов поставлена под сомнение или вовсе отвергнута.

Развернувшееся с середины XX века систематическое геолого-геофизическое изучение ложа океанов, занимающих около 2/3 поверхности Земли, привело к открытию на их дне грандиозных, линейно вытянутых зон поднятий, рассеченных множеством продольных и поперечных разломов – срединно-океанических или, точнее, внутриокеанических

хребтов общей протяженностью более 80 тыс. км (рис. 1). Обнаружилось, что они пространственно связаны с некоторыми рифтовыми зонами на континентах, обладают сходными с ними или близкими чертами рельефа, структуры, магматизма и геофизических особенностей и, несомненно, представляют собой родственные им, хотя и гораздо более крупные тектонические образования. В пределах внутриокеанических хребтов устанавливаются явные признаки поперечного или близкого к поперечному их простиранию горизонтального расширения земной коры, при этом во много раз превосходящего по своей скорости и общему масштабу ее расширение в рифтовых зонах континентов. В отличие от последних оно проявляется не только в раздроблении, растяжении и утоньшении ранее существовавшей коры, но и в полном ее разрыве, расхождении обособившихся блоков в разные стороны и последовательном заполнении образовавшихся между ними зияний поднимающимся из мантии Земли горячим

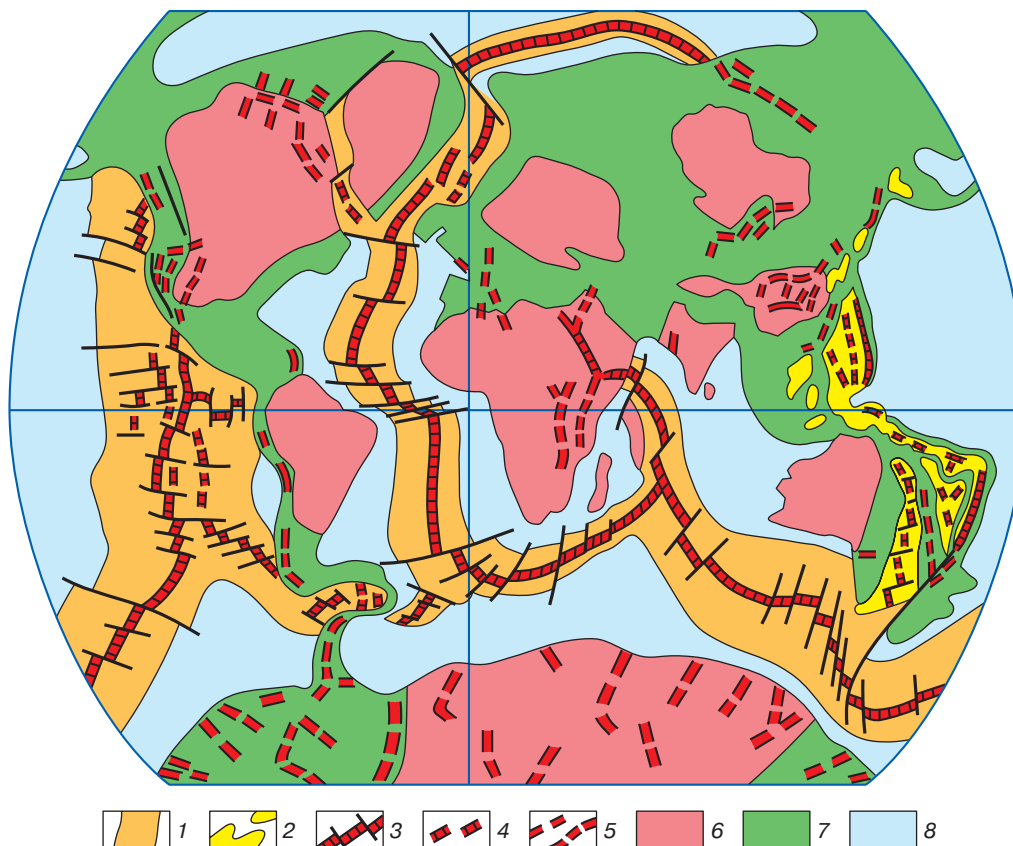


Рис. 1. Распространение кайнозойских континентальных рифтовых зон и систем и океанических спрединговых поясов Земли.

1 – внутриокеанические спрединговые пояса; 2 – Западно-Тихоокеанский окраинно-океанический спрединговый пояс; 3 – активные осевые зоны спрединговых поясов и пересекающие их крупнейшие трансформные разломы; 4 – отмершие осевые зоны спрединговых поясов; 5 – континентальные рифтовые зоны и системы; 6 – стабильные ядра континентов – древние платформы; 7 – подвижные пояса разного возраста в пределах континентов и их окраин; 8 – области дна океанов вне кайнозойских спрединговых поясов преимущественно с мезозойской корой океанического типа

глубинным магматическим материалом. Проявления сжатия коры в пределах ложа океанов в отличие от континентов оказались незначительными или локальными.

Открытие грандиозного явления раздвижения ложа океанов, получившего название “спрединг” и приведшего на протяжении последних 150–170 млн лет к возникновению и расширению до современных размеров огромных впадин Атлантического, Индийского и Арктического океанов и обновлению более древней впадины Тихого океана, радикально изменило представления о тектоническом строении Земли и геодинамических процессах, происходящих в ее верхних оболочках, и, в частности, показало, что процессы горизонтального растяжения и расширения в ее коре в масштабе всей планеты играют не меньшую роль, чем процессы ее сокращения и сжатия, а по мнению некоторых исследователей даже превосходят их по своему глобальному эффекту. Поэтому в последние десятилетия резко возрос интерес геологов к изучению рифтогенеза (включая его наиболее крупномасштабную форму – спрединг) как одного из важнейших тектонических процессов, которые оказывают огромное влияние на многие другие процессы, происходящие в земной коре и на ее поверхности: формирование рельефа, осадконакопление, магматизм, образование месторождений рудных, нерудных и горючих полезных ископаемых, а также развитие жизни на нашей планете. В изучении современного и новейшего рифтогенеза и выяснении роли рифтогенеза и его эволюции в истории Земли в последние годы были достигнуты значительные успехи. Вместе с тем возникли дискуссии относительно понимания общих закономерностей и тенденций в развитии Земли и места рифтогенеза, спрединга и сопряженных с ними процессов в ее эволюции.

НОВЕЙШИЕ РИФТОВЫЕ СТРУКТУРЫ НА КОНТИНЕНТАХ И ИХ ОКРАИНАХ

Все активно развивающиеся или лишь недавно приостановившие свое развитие континентальные рифтовые зоны были заложены не ранее 40–50 млн лет тому назад (то есть середины палеогенового периода), а многие из них – даже в последние 5–10 млн лет, то есть во второй половине неогенового периода, когда произошла резкая глобальная активизация рифтогенеза и спрединга. Как видно на рис. 1, современные и новейшие рифтовые зоны (р.з.) и их системы (р.с.) известны на всех континентах, кроме Австралии. Они возникли в двух различных тектонических обстановках: 1) в относительно стабильных областях на так называемых древних и реже молодых платформах (Афро-Аравийская, Рейнская, Байкальская, Восточно-Китайская, Северо-Канадская р.с., р.с. Антарктиды) и 2) в пределах тех областей молодых (мезозойско-кайнозойских) подвижных складчатых (орогенических)

поясов – Средиземноморско-Гималайского и кольцеобразного пояса, окружающего впадину Тихого океана (Циркум-Тихоокеанского), где сильное горизонтальное сжатие земной коры сменилось в конце кайнозоя преобладанием ее горизонтального растяжения (Кордильерская, Андская, Восточноазиатская и другие р.с.). Наложившиеся на платформы и орогенические пояса р.з. и р.с. (соответственно эпиплатформенные и эпиорогенные) наряду с общими чертами строения и развития обладают существенными отличиями [4].

Геофизические исследования показали, что континентальная кора, толщина которой в среднем составляет 30–50 км, подвергается в р.з. растяжению и общему относительному утоньшению: в эпиплатформенных р.з. оно обычно не превышает 10–20%, но в некоторых эпиорогенных р.з. достигает 30–50%. Процесс горизонтального растяжения по-разному проявляется в разных частях континентальной коры в связи с различиями их реологических свойств. В нижней, более нагретой и пластичной части коры он приводит к ее пластическому растяжению и общему утоньшению с образованием шейки, а в более холодной и хрупкой верхней части – к развитию системы трещин и разрывов, рассекающих ее на несколько блоков, взаимные перемещения которых в обстановке общего горизонтального растяжения, поперечного или диагонального по отношению к оси р.з. в итоге также приводят к утоньшению верхней части коры и образованию четко выраженных в рельефе ее поверхности более или менее глубоких линейно-вытянутых впадин (рис. 2). Граница нижней (относительно пластичной) и верхней (более хрупкой) частей коры может проходить на разной глубине в зависимости от интенсивности теплового потока из мантии Земли под различными р.з., но в целом последняя превышает таковую под соседними с ними участками континентов от нескольких десятков процентов до двух раз и более.

Первоначально предполагалось, что наиболее распространенными типами структурных форм р.з. являются грабены, то есть относительно опущенные, удлинённые, более или менее симметричные в поперечном разрезе блоки, отделенные от соседних, не испытывавших опускания блоков наклонными в сторону грабена разрывами – нормальными сбросами (рис. 2, а), либо ступенчатые грабены, ограниченные с каждой стороны “лестницами” из нескольких сбросов, либо, наконец, комбинации из нескольких взаимопараллельных грабенов, разделенных горстами, то есть относительно (или абсолютно) приподнятыми блоками, ограниченными нормальными сбросами – так называемой клавиатуры блоков (рис. 2, в).

В действительности оказалось, что для континентальных р.з. наиболее характерны асимметричные и ступенчатые грабены (рис. 2, в) или полуграбены, наклонные днища которых лишь с одной стороны

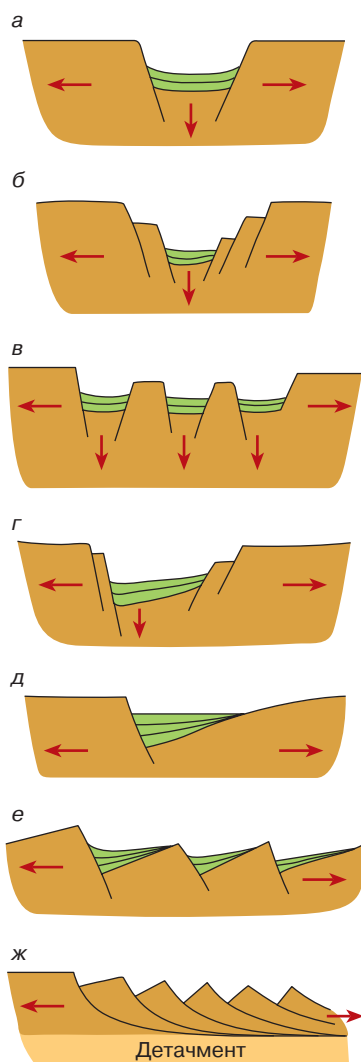


Рис. 2. Типы структуры континентальных рифтовых зон в поперечном разрезе.

а – грабен; *б* – ступенчатый грабен; *в* – клавиатура блоков; *г* – асимметричный грабен; *д* – полуграбен; *е* – система из нескольких односторонне наклоненных блоков; *ж* – система из односторонне наклоненных блоков, относительно смещенных по листрическому сбросам и “опирающихся” на субгоризонтальную поверхность срыва растяжения (детachment). В пределах рифтовых впадин показаны заполняющие их отложения

ограничены крутым сбросом или ступенчатыми сбросами (рис. 2, *д*), а также системы из нескольких или даже многих односторонне наклоненных блоков – полуграбенов или полугорстов (рис. 2, *е*). При этом комбинации структурных форм типов (рис. 2, *в* и *е*), связанные взаимопереходами, наиболее характерны для некоторых эпиорогенных р.з. и р.с., развивающихся в условиях относительно большего масштаба горизонтального растяжения и общего

утонышения коры, большего теплового потока и относительно меньшей мощности ее верхней, относительно хрупкой части. Геофизические исследования показали, что нижней границей системы блоков и разделяющих их разрывов, развивающихся в условиях горизонтального растяжения р.з. или р.с., часто служат относительно пологие, даже субгоризонтальные поверхности тектонических срывов – детачментов, на большей части площади р.з. отделяющие верхнюю (хрупкую) от нижней (пластичной) части коры, но в краевой части р.з. приобретающие характер сбросов, становящихся все более крутыми по мере приближения к земной поверхности (рис. 2, *ж*). Такую же ковшеобразную в поперечном разрезе, выполаживающуюся с глубиной форму имеют и многие другие разломы в р.з. – листрические сбросы, сливающиеся внизу с поверхностью главного срыва (детachment) или затухающие книзу внутри верхней, относительно хрупкой части коры.

Длина кайнозойских континентальных рифтов обычно измеряется первыми сотнями километров, их гирлянд (р.з.) – многими сотнями или даже 1–2 тыс. км, а длина р.с. (или рифтовых поясов) может достигать нескольких тысяч километров (например, Афро-Аравийской р.с. до 6–7 тыс. км). Ширина рифтов колеблется от 10–20 до 80 км (обычно 30–50 км), ширина р.з. (учитывая нередкое кулисное расположение в них отдельных рифтовых впадин) может достигать 100–150 км, а р.с., состоящих из нескольких субпараллельных р.з., – 500–1000 км.

Амплитуды вертикальных смещений блоков коры по крупнейшим наклонным сбросам или нескольким сближенным ступенчатым сбросам на бортах отдельных грабенов, а также горстов внутри некоторых р.з., например горста Рувензори в Танганьикской р.з. в Восточной Африке, выраженного в рельефе в виде узкого хребта абсолютной высотой до 5 км, могут измеряться несколькими километрами (иногда до 5–10 км). Однако относительная глубина рифтовых впадин в рельефе обычно бывает значительно меньшей (не более 2–3 км), так как в процессе проседания они частично заполняются толщами осадков (а нередко и вулканических продуктов), мощность которых может достигать нескольких километров (в Байкальском рифте более 5 км).

Амплитуда горизонтального растяжения коры в отдельных рифтовых впадинах и р.з. варьирует от 5–10 до 30–40 км, а суммарная амплитуда растяжения в некоторых р.с. может достигать 100 и даже нескольких сот километров (в Кордильерской р.с.). Продольные разломы р.з. могут иметь не только существенно вертикальную (сбросовую), но и горизонтальную сдвиговую компоненту, а в некоторых из них, например в Левантинской р.з. на северном окончании Афро-Аравийской р.с., она даже резко преобладает над сбросовой и достигает 100 км.

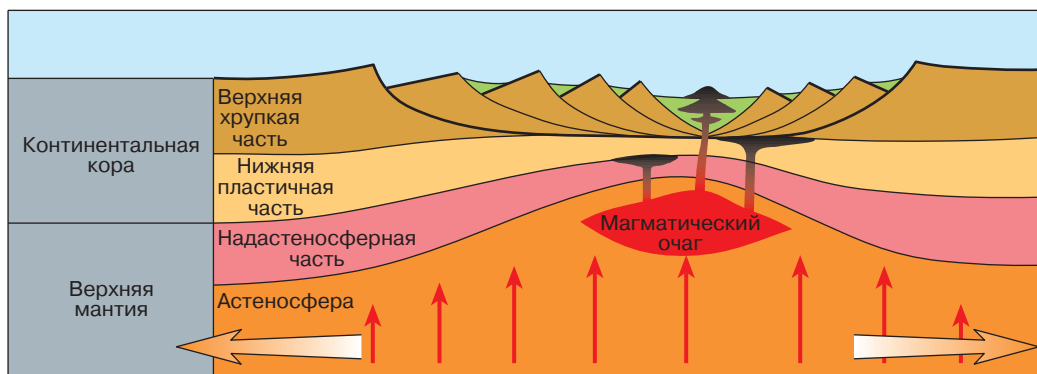


Рис. 3. Принципиальная модель глубинного строения “зрелой” континентальной рифтовой зоны в поперечном разрезе. Горизонтальные стрелки показывают направление горизонтального растяжения коры и верхней мантии; вертикальные – подъем верхней мантии и аномально повышенный тепловой поток под рифтовой зоной

В плане рифтовые впадины и р.з. часто имеют коленчато изгибающуюся форму (с взаимным параллелизмом краевых разломов), в основном обусловленную приспособлением их конфигурации к структурным особенностям древнего субстрата. В непосредственной близости к рифтовым впадинам их борта (“плечи”) нередко бывают несколько приподнятыми (в виде полугорстов или полусводов) по сравнению с преобладающим высотным уровнем обрамляющих рифты территорий, что создает впечатление (не всегда правильное) о возникновении рифта в приосевой части обрушившегося свода.

Развитие рифтов, р.з. и р.с. с момента их заложения протекает неравномерно, активизируясь во время относительно коротких фаз, разделенных фазами ослабления или приостановки рифтогенеза. Обычно оно сопровождается вулканическими извержениями, в эпиплатформенных р.з. и р.с. – с преобладанием продуктов щелочно-основного и щелочно-ультраосновного состава, а в эпиорогенных – с контрастным сочетанием кислых и основных продуктов. Вулканизм может проявляться далеко не на всей площади р.з., на разных стадиях рифтогенеза, а масштаб сопутствующих рифтогенезу магматических проявлений в разных р.з. колеблется в очень широких пределах: суммарный объем его продуктов может составлять от 1 тыс. км³ и меньше в одних р.з. до десятков и даже нескольких сот тысяч кубических километров в других (например, в Эфиопской и Кенийской р.з. Восточной Африки).

По относительной роли вулканизма и сопряженными с ней особенностями строения и развития континентальных р.з. среди них можно различать два крайних типа, связанных постепенными переходами: сводо-вулканический и “щелевой” невулканический или слабовулканический.

1. Развитие сводо-вулканических р.з. (тектонотип – Кенийская р.з. в Восточной Африке) начинается с образования обширного овального сводового поднятия земной коры вследствие возникновения

под ним, в самой верхней части мантии, под воздействием повышенного теплового потока линзы аномально разогретого, разуплотненного и частично расплавленного материала – “рифтовой подушки”. В результате постепенного выпучивания свода в его коре в условиях растяжения возникают глубокие трещины и почти вертикальные разломы, которые проникают книзу вплоть до магматических очагов в “рифтовой подушке” и служат каналами для поднимающихся из них и частично достигающих земной поверхности расплавов (рис. 3). Сводовое поднятие и в особенности его приосевая зона становятся ареной мощных наземных вулканических извержений продуктов преимущественно щелочно-основного состава [10]. Частичное опорожнение глубинного магматического очага приводит к проседанию и даже обрушению блоков коры в приосевой зоне сводового поднятия и образованию рифтовой впадины, обычно имеющей форму асимметричного ступенчатого грабена или полуграбена (рис. 3). После этого вулканическая активность в основном сосредотачивается внутри рифта, дальнейшее проседание и расширение которого происходят сопряженно с новыми импульсами извержений.

Тектоно-магматический процесс формирования сводо-вулканической р.з., связанный с возникновением и развитием локальной области разогрева и разуплотнения в верхах мантии (горячего пятна) под воздействием поднимающейся из нижней (?) мантии или даже от поверхности внешнего, жидкого ядра Земли струи аномально нагретого глубинного материала (мантийного плюмажа), нередко условно называют “активным рифтогенезом”. Этот процесс, если он не сопровождается некоторым горизонтальным расширением коры в пределах обширной области или даже всей поверхности Земли, может вызывать растяжение и рифтообразование лишь в относительно узкой приосевой зоне вулканоактивного сводового поднятия.

2. Развитие не связанных со сводами “щелевых” невулканических или слабовулканических рифтовых р.з. (тектонотипы – Байкальская и очень похожая на нее Танганьикская р.з. в Восточной Африке) начинается с возникновения узких и неглубоких удлиненных приразломных впадин, заполняющихся тонкообломочным, но по мере углубления и появления вдоль их бортов краевых поднятий постепенно грубеющим кверху материалом. Импульсы проседания и расширения рифтовых впадин сопровождаются подвижками по крупномасштабным краевым внутренним наклонным сбросам и мощными землетрясениями с сейсмическими очагами в верхней хрупкой части коры, ориентировка напряжений в которых указывает на горизонтальное растяжение, поперечное или диагональное относительно оси рифта. Вулканические проявления либо отсутствуют, либо незначительны, локальны и приурочены главным образом к перемычкам между отдельными рифтовыми впадинами или к флангам р.з.

Образование “щелевых” слабо- или невулканических р.з. предположительно связывают с процессом горизонтального растяжения обширной области континентальной коры, приблизительно поперечного к простиранию р.з., или, возможно, некоторого общего расширения поверхности Земли в соответствующую эпоху, условно называемым “пассивным рифтогенезом”. Проявления вулканизма (если они имеют место) начинаются не до заложения рифтовых впадин, а после их возникновения и могут быть объяснены образованием “рифтовой подушки” в верхах мантии и очагов плавления в ней вследствие адиабатического повышения температуры при понижении давления в зоне растяжения под р.з.

По всей вероятности, наиболее благоприятна для возникновения и развития континентальных р.з. такая геодинамическая ситуация, когда горизонтальному растяжению, связанному с обстановкой регионального или глобального расширения земной коры, подвергается район “горячего пятна”, в котором верхняя часть мантии под влиянием мантийного плюмажа оказалась аномально разогретой и пластичной. В таких областях осуществляется как бы синтез процессов, абстрагированных в моделях активного и пассивного рифтогенеза, и рифтообразование протекает наиболее мощно.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Еще 20–30 лет назад, когда уже стала очевидной огромная роль рифтогенеза и спрединга в современной геодинамике и морфологии земной поверхности, оставалось неясным: представляет ли мощное рифтообразование специфическую особенность новейшей стадии развития Земли, или же рифтогенез широко проявлялся и на более ранних этапах геологической истории? Последующие исследования позволили ответить на этот вопрос и показали, что

типичный рифтогенез в пределах современных материков проявлялся по крайней мере на протяжении 1,5–2 млрд лет или последней трети истории Земли, периодически активизируясь в отдельные эпохи [5, 6]. При этом эпохи усиления рифтогенеза в платформенных областях северной (Лавразийской) группы (Североамериканской, Гренландской, Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской) не вполне совпадали с эпохами его активизации на платформах южной (Гондванской) группы (Южноамериканской, Африканской, Аравийской, Индостанской, Австралийской, Антарктической). Так, на Гондванских платформах была ярко выражена раннемеловая эпоха континентального рифтогенеза, непосредственно предшествовавшая и частично совпадавшая с начальной стадией спрединга в областях современных Индийского и южной части Атлантического океана, а также более древняя – позднепалеозойско-раннемезозойская (поздний карбон – триас).

На северных – Лавразийских материках главные эпохи континентального рифтогенеза относятся к середине мезозоя (юра – раннему мелу) в складчатых областях и к середине палеозоя (девонскому периоду) на платформах и в некоторых складчатых областях, но наиболее мощно и неоднократно рифтогенез проявлялся в позднем протерозое (между 1,6 и 0,6 млрд лет тому назад), когда на древних платформах Лавразийской группы формировалась сеть разно ориентированных, линейно вытянутых глубоких грабенообразных прогибов – авлакогенов (см. рис. 5).

По мере того как мы обращаемся к изучению все более древних рифтовых зон, обнаруживаем, что в их развитии помимо главной, ведущей тектонической тенденции – горизонтального растяжения земной коры – все более существенное значение, особенно на поздних стадиях, играли проявления ее горизонтального сжатия. В некоторых позднепротерозойских авлакогенах Лавразийских платформ последующие деформации сжатия земной коры почти полностью компенсировали эффект ее предшествовавшего растяжения. На Гондванских же платформах многочисленные позднепротерозойские, первоначально грабенообразные прогибы повсеместно подверглись около 1 и 0,6 млрд лет тому назад столь значительному горизонтальному сжатию, что превратились в узкие внутривпадинные (авлакогеосинклинальные) складчатые зоны.

В еще большей степени это относится к протерифтовым зонам раннего протерозоя (2,6–1,6 млрд лет тому назад) как на южных, так и северных платформах, первоначально грабенообразная форма которых оказалась полностью переработанной последующими складчатыми и надвиговыми деформациями сжатия. Поэтому мы должны рассматривать их, а также авлакогеосинклинальные складчатые зоны более поздних эпох не как типичные рифтовые структуры, но как тектонические зоны, в развитии

которых имела место ранняя рифтогенная стадия (стадия растяжения и погружения коры), сменившаяся впоследствии стадией сжатия, подчас до неузнаваемости изменившей их тектоническое строение. В некоторых подобных зонах циклы горизонтального растяжения и последующего сжатия земной коры повторялись неоднократно.

Кроме того, детальное изучение подвижных геосинклинальных зон и поясов (нередко резко противопоставляемых рифтовым зонам и поясам), характерными чертами геологической истории которых является глубокое и длительное погружение земной коры, завершившееся ее сильнейшим сжатием и формированием интенсивно-складчатой структуры и горообразованием, показало, что в их развитии может быть выявлена ранняя, рифтоподобная (или грабеновая) стадия, во время которой они испытывали горизонтальное растяжение и напоминали современные и древние рифтовые зоны. Многие геосинклинальные области пережили несколько подобных циклов: растяжения, глубокого погружения и последующего сильного сжатия и превращения в складчатые области. Напомним, что в дальнейшем складчатые орогенные области могут вновь подвергаться эпиорогенному рифтогенезу. Таким образом, хотя рифтовые и геосинклинально-складчатые зоны и пояса на континентах и их окраинах существенно различаются по доминировавшей в истории их развития тектонической тенденции – тенденции горизонтального растяжения и расширения коры в первых и ее сжатия и сокращения во вторых, но и тем и другим были свойственны смены во времени стадии преобладающего растяжения и сжатия коры, причем циклы растяжения и последующего сжатия во многих из этих зон и поясов неоднократно повторялись и более или менее синхронно проявлялись на всей поверхности Земли. Поэтому возможно, что нынешняя стадия развития современных р.з., в которой столь резко проявляется горизонтальное растяжение коры, сменится впоследствии стадией ее некоторого сжатия.

Вместе с тем несомненно, что в ходе истории нашей планеты в целом постепенно происходила некоторая пространственная поляризация тенденций преобладающего расширения и сокращения земной коры. В архее (3,5–2,5 млрд лет тому назад) тектонически и термически активные области Земли, по-видимому, совмещали в себе черты, свойственные современным рифтовым и геосинклинальным зонам. Их пространственное обособление едва началось в раннем протерозое, более отчетливо проявилось в позднем протерозое и достигло наиболее резкого выражения в палеозое и в особенности в мезозое и кайнозое.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ СПРЕДИНГОВЫЕ ЗОНЫ ЛОЖА ОКЕАНОВ

Наиболее крупномасштабную и зрелую форму горизонтального раздвижения земной коры – рифтогенеза в широком смысле – представляет спрединг. Созданные в процессе спрединга тектонические зоны, выраженные в рельефе грандиозными подводными внутриокеаническими рифтовыми хребтами, занимают большую часть площади дна океанов или около половины поверхности Земли (см. рис. 1). В совокупности они образуют мировую систему спрединговых структур. Ее главными элементами являются почти непрерывное кольцо субширотных спрединговых зон, окаймляющих Антарктиду, и четыре отходящих от него к северу примерно на равном угловом расстоянии друг от друга в целом субмеридиональных спрединговых пояса: Атлантический, Индоокеанский, Западно- и Восточно-Тихоокеанский [7]. Близ экватора эти пояса резко коленообразно отклоняются к западу, а затем продолжают следовать в северном направлении, постепенно сужаются, вырождаются, подставляясь по простиранию современными межконтинентальными р.з. (Аденская, Красноморская, Калифорнийская) и далее внутриконтинентальными р.з. и р.с., и, наконец, затухают. В отличие от остальных океанских спрединговых поясов недавно выявленный [7] Западно-Тихоокеанский пояс в основном протягивается через возникшие в ходе спрединга глубоководные впадины морей на западной окраине этого океана.

Основными элементами внутриокеанских спрединговых хребтов в поперечном разрезе являются узкая гребневая зона, на большей части своего протяжения осложненная осевой рифтовой долиной, и широкие (от нескольких сот до первых тысяч километров) фланговые зоны, в целом полого снижающиеся к подножиям этих хребтов. В осевой зоне ныне происходит процесс раздвижения литосферных плит с полускоростью от 1 до 10 см в год и формирования новой океанской коры за счет поднимающегося из верхней мантии и заполняющего образующуюся полость расплавленного, но постепенно остывающего магматического материала. Верхние части разреза этой зоны слагают лавы подводных базальтовых излияний с их вулканическими центрами и магмоподводящими каналами (дайками), нижнюю – магматическая камера, в процессе охлаждения и застывания постепенно превращающаяся в сложно расслоенное интрузивное тело из основных и ультраосновных пород (рис. 4).

Широкие фланговые зоны в относительно приподнятых приосевых частях спрединговых хребтов осложнены продольными грядами, сложенными базальтовыми лавами, и межгрядовыми понижениями, образовавшимися на более ранних стадиях длительного процесса раздвижения и новообразования океанского дна. По мере удаления от гребневой

зоны первичная вулканическая поверхность фланговых зон постепенно скрывается под океанскими осадками, толщина которых становится все более мощной, начинается со все более древних слоев и соответственно подстилается все более древними базальтовыми покровами. Понижение поверхности внутриокеанских хребтов к их периферии объясняется постепенным охлаждением и соответственно увеличением плотности и уменьшением объема разновозрастных магматических комплексов, сформировавшихся на разных стадиях процесса спрединга по мере их отдаления от активной гребневой зоны.

Характерной особенностью структуры спрединговых океанских хребтов, отличающей их от р.з. континентов, является наличие рассекающих их гребневые, а также фланговые зоны или по крайней мере внутренние приосевые части последних многочисленных взаимопараллельных зон разломов, поперечных или диагональных по отношению к простиранию гребневой зоны или хребта в целом, получивших от выделившего этот класс тектонических структур канадского геофизика Т. Вилсона название трансформных разломов. Морфологически они могут быть выражены в виде узких желобов, уступов или узких гребней, а в плане наблюдается скачкообразное смещение по этим разломам осевой зоны и разновозрастных элементов фланговых зон в

смежных сегментах спрединговых хребтов, создающее иллюзию их последующего относительного перемещения по сдвигу (см. рис. 1). В действительности, как показал Вилсон, трансформные разломы представляют собой относительно древние тектонические структуры, разделяющие сегменты этих хребтов, а оси спрединга в последних не продолжались непрерывно в соседние сегменты, но с момента заложения находились в них на расстоянии от нескольких до нескольких сот километров друг от друга.

Результаты глубоководного бурения и геофизических исследований показывают, что на некоторых участках внутриокеанических рифтовых хребтов процесс спрединга начался еще в позднеюрскую эпоху (около 160–140 млн лет тому назад), но по большей части в раннемеловую (между 140–100 млн лет тому назад) или позднемеловую эпоху (100–65 млн лет тому назад) и продолжался в течение всего кайнозоя. В отличие от континентального рифтогенеза, проявившегося отдельными прерывистыми импульсами, спрединг происходил почти непрерывно, но во времени скорость его неоднократно изменялась. Относительно наиболее высокой средняя скорость спрединга была в позднемеловую эпоху, а в кайнозой она в целом, хотя и с колебаниями постепенно снижалась, но в последние 10 млн лет вновь заметно возросла. Со временем положение

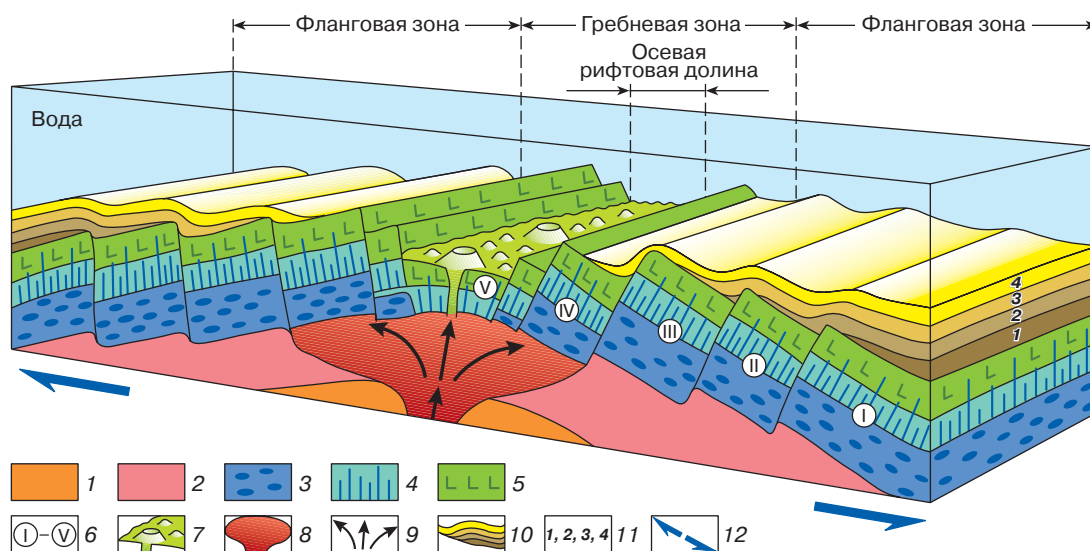


Рис. 4. Блок-диаграмма строения фрагмента внутриокеанского спредингового пояса.

1 – астеносфера, 2–7 – разновозрастные комплексы ультраосновных и основных пород океанской коры: 2 – ультраосновные породы, образовавшиеся из нижней части магматического очага (“кумулятивный комплекс”), 3 – преимущественно основные породы (габброиды), образовавшиеся из верхней части магматического очага, 4 – комплекс параллельных базальтовых даек, 5 – комплекс базальтовых лав, частично пронизанных дайками, 6 – возрастные генерации океанской коры, соответствующие разным стадиям спрединга, 7 – ограниченное сбросами дно осевой рифтовой долины, сложенное базальтовыми лавами с подводными вулканическими аппаратами, 8 – близповерхностный магматический очаг с расплавом основного состава в верхней части и ультраосновного в нижней; 9 – конвективные течения магмы в очаге; 10 – толщина океанских осадков; 11 – разновозрастные стратиграфические комплексы океанских осадков; 12 – направления, по которым происходит расширение океанской коры на флангах спредингового пояса

осей активно развивающихся зон спрединга также несколько изменялось, некоторые из них отмирали (например, зоны спрединга Лабрадорского и Тасманова морей), другие, напротив, постепенно удлинялись, как бы прорастали по простиранию, третьи скачкообразно смещались в сторону параллельно своему первоначальному положению, четвертые изменяли свою ориентировку. Особенно резкие перестройки тектонического плана активных зон спрединга наблюдались в Индоокеанской области.

Процесс спрединга может начинаться в регионах, первоначально обладавших как континентальной, так и океанской корой. Так, во второй половине мезозоя существовавший тогда единый гигантский суперконтинент Пангея раскололся на несколько крупных обломков — нынешних континентов, между которыми в результате длительного спрединга образовались впадины современных Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов. При этом спредингу непосредственно предшествовало и частично сопутствовало его начальной стадии широкое развитие континентальных р.з. и р.с. (главным образом юрских и раннемеловых), фрагменты которых сохранились в пределах северо-западной окраины Европы, Африки, Южной Америки, Индостана, Австралии и Антарктиды. В этих регионах в ходе своего развития некоторые внутриконтинентальные р.з. превратились в межконтинентальные эмбриональные спрединговые зоны, а последние в дальнейшем — в спрединговые пояса океанов.

Однако в пределах Тихого океана, ложе которого, по мнению большинства исследователей, как огромный регион с корой океанского типа существует по крайней мере с палеозоя, то есть более 0,5 млрд лет, а может быть, и 1 млрд лет (?), а современные спрединговые пояса в котором стали формироваться лишь во второй половине или в конце мезозоя, то есть не раньше 170–150 млн лет тому назад, процессу рифтогенеза, переросшему в крупномасштабный спрединг, по-видимому, подверглась более древняя кора океанского типа. Спрединговые пояса, несомненно, имеют очень глубокие корни, уходящие в глубь всей верхней мантии (до глубин 600–700 км), а частично и в нижнюю мантию, а их развитие, вероятно, контролировалось процессами, происходящими в верхнем, жидком ядре и на границе ядра и мантии Земли (2900 км). Результаты новейших сейсмографических исследований, позволяющих просвечивать недра Земли вплоть до поверхности ядра, показали, что под всеми спрединговыми поясами верхняя мантия, а под некоторыми из них также нижняя мантия или ее верхняя часть характеризуются аномально пониженными (для соответствующих глубин) скоростями прохождения сейсмических волн, указывающими на пониженную плотность и повышенные температуры, что позволяет предполагать под этими поясами восходящие потоки тепла и глубинного материала.

Недавно было установлено, что частота инверсий полярности геомагнитного поля, которое генерируется во внешнем, жидком ядре Земли и на его границе с мантией и в основном зависит от происходящих в них процессов [2], во времени существенно варьировала [9], и эти изменения, по крайней мере на протяжении последних 180 млн лет, хорошо коррелируются с глобальными изменениями интенсивности спрединга, континентального рифтогенеза, базальтового вулканизма и деформаций сжатия в земной коре, а также с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, отражающими изменения формы его дна и земной поверхности в целом [8, 9]. Оказалось, что фазам учащения геомагнитных инверсий, длительность которых не превышает 1–2 млн лет, отвечают во времени фазы замедления спрединга, приостановки рифтогенеза, ослабления базальтовых излияний, усиления деформаций сжатия и кратковременные фазы довольно резкого (до 50–100 м) падения уровня Мирового океана. Напротив, фазам, отличающимся более редкими геомагнитными инверсиями или их полным отсутствием (продолжительностью от 1–2 до 10–20 млн лет), соответствуют глобальные фазы ускорения спрединга, активизации континентального рифтогенеза, базальтового вулканизма, ослабления деформаций сжатия и подъема уровня Мирового океана. Таким образом, можно предполагать, что интенсивность спрединга и континентального рифтообразования во времени в конечном счете контролируется ходом процессов, протекающих в самых глубинных частях Земли.

Бесспорные свидетельства спрединга океанской коры в масштабе, подобном тому, в каком он проявлялся в последние 150 млн лет, в более древние эпохи истории Земли отсутствуют, более того, пока достоверно неизвестны даже сравнительно небольшие участки более древней, тектонически не деформированной несомненно океанской коры. Однако это не означает, что спрединг в более ранние эпохи не имел места. Напротив, во внутренних зонах подвижных (геосинклинальных) поясов Земли, по крайней мере в течение последнего миллиарда лет, неоднократно происходили процессы раздвига континентальной коры и новообразования глубоководных бассейнов с корой океанского или близкого к нему типа, однако время их существования, как правило, не превышало десятков или сотни миллионов лет, поскольку спрединг в них быстро прекращался, обрамляющие континентальные блоки вновь начинали сближаться и в конце концов почти смыкались или даже надвигались друг на друга, а заполнявший зону раздвига комплекс ультраосновных, основных, а вверху также глубоководных осадочных пород коры океанского типа (офиолитовая ассоциация) подвергался сильному горизонтальному сжатию, тектоническому разлинзованию, перетиранию и часто также надвигался на один из ее бортов. Вопрос о первоначальной ширине подобных

офиолитовых зон в момент их максимального раскрытия вызывает острые дискуссии. Часть исследователей предполагают, что их ширина не превышала десятков или первых сотен километров (подобно современным зачаточным зонам спрединга в осевой части Красного моря и глубоководных впадин некоторых окраинных морей), другие же допускают, что она могла достигать нескольких тысяч километров и не уступала ширине спрединговых поясов Индийского и Атлантического океанов, и считают, что подобные им бассейны с корой океанского типа могли существовать по крайней мере уже не менее 1 млрд лет тому назад. Однако такое предположение вызывает большие сомнения, поскольку в отличие от недолговечных зон с корой океанского типа, возникших, а затем закрывавшихся в геосинклинальных поясах, впадины современных Атлантического и Индийского океанов существуют уже более 150 млн лет, а спрединг в них не только не прекратился и тем более не сменился сближением их бортов, но даже усилился в последние 10 млн лет. Кроме того, породы офиолитовых зон и коры современных океанов несколько различаются петрохимически.

Более вероятно, что огромные спрединговые пояса современных океанов, хотя и представляют собой тектонические структуры, родственные спрединговым зонам геосинклинальных поясов и континентальным р.з. и р.с., вместе с тем отличаются от них по своим размерам, масштабу расширения и раздвижения коры на ранних стадиях развития,

геологическому времени появления и длительности развития структур каждого из этих типов (рис. 5): проторифтовые зоны континентов, испытавшие последующее сжатие, возникали уже 2,5–2 млрд лет назад, первые континентальные р.з., не подвергшиеся значительному позднему сжатию (авлакогены), – около 1,5–2 млрд лет тому назад, первые офиолитовые спрединговые зоны в геосинклинальных поясах с умеренным масштабом раздвижения континентальных блоков и их последующей коллизией – около 1 млрд лет тому назад и, наконец, огромные по протяженности и масштабу продолжающегося и сегодня раздвижения коры спрединговые пояса в большинстве современных океанов – около 150 млн лет тому назад, а в области Тихого океана, может быть, несколько раньше. Это не исключает того, что спрединг, протекающий в современных океанах, в будущем прекратится и даже может смениться сближением обрамляющих их континентальных блоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
2. Короновский Н.В. Магнитное поле геологического прошлого Земли // Соросовский Образовательный Журнал. 1996. № 6. С. 65–73.
3. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле: Пер. с англ. М.: Мир, 1991. 448 с.

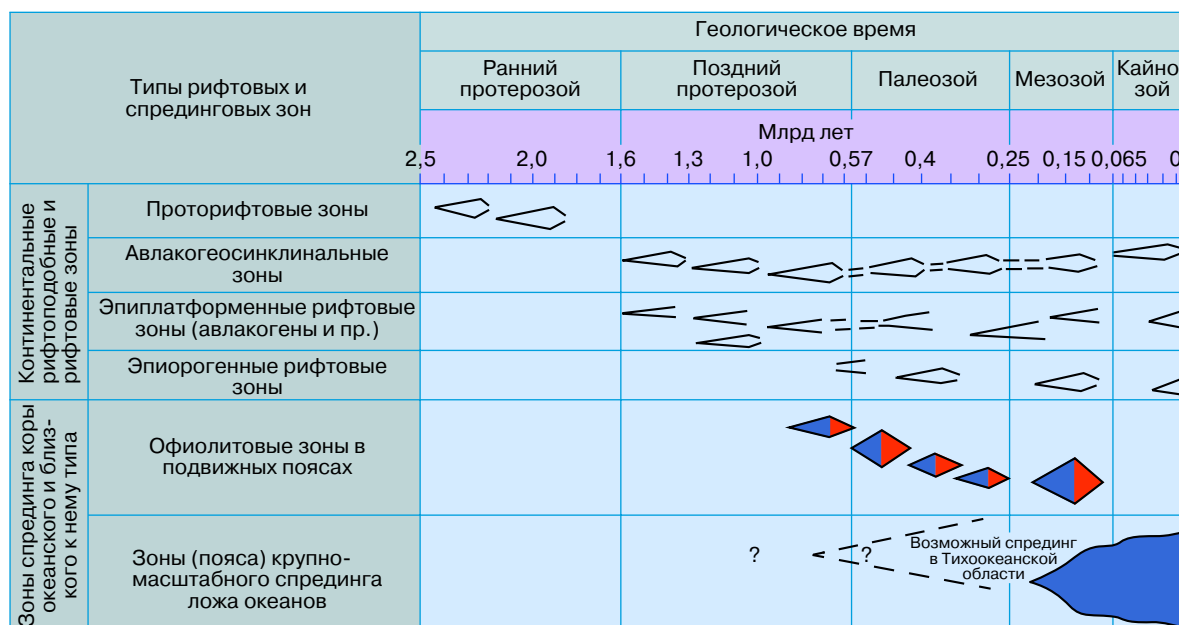


Рис. 5. Диаграмма основных этапов эволюции рифтогенеза и спрединга в истории Земли. Непрерывными линиями показаны периоды активного развития рифтовых зон (расхождение – фазы растяжения коры, сближение – фазы сжатия), прерывистыми – периоды покоя, синим цветом – периоды раздвижения зон спрединга, красным – фазы последующего сжатия

4. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
5. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.
6. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
7. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3–20.
8. *Милановский Е.Е.* Пульсации Земли // Там же. 1995. № 5. С. 3–24.
9. *Милановский Е.Е.* О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Там же. 1996. № 1. С. 3–11.
10. *Фролова Т.И.* Вулканизм и его роль в эволюции нашей планеты // Соросовский Образовательный Журнал. 1996. № 2. С. 74–81.
11. *Хаин В.Е.* Современная геология: Проблемы и перспективы // Там же. № 1. С. 66–73.

* * *

Евгений Евгеньевич Милановский, зав. кафедрой исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ, действительный член Российской академии наук и Российской академии естественных наук, почетный член Международной академии наук высшей школы, Заслуженный Соросовский профессор, заслуженный профессор Московского университета, вице-президент Московского общества испытателей природы. Специалист в области региональной геологии, геотектоники и неотектоники, в частности, проблем рифтогенеза и орогенеза, вулканизма, геоморфологии и истории геологии. Исследователь геологии Кавказа и других стран Средиземноморского пояса, Исландии, Восточной Африки, Анд, Китая. Автор более 600 опубликованных научных работ, в том числе нескольких учебников для вузов и более 20 монографий. Четыре его книги переизданы за рубежом.