

А. Т. АСЛАНЯН, А. В. АРУТЮНЯН

## СТАНОВЛЕНИЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ

На основании результатов исследований упругих и плотностных свойств мафитов и ультрамафитов Малого Кавказа при высоких давлениях и температурах, а также многочисленных геолого-геофизических данных, имеющих по срединно-океаническим хребтам, интерпретируются фактические геолого-геофизические данные. При образовании срединно-океанических хребтов определенная роль принадлежит третьему слою океанической коры, который представлен в основном серпентинизированными ультрабазитами.

В настоящей статье сделана попытка на основании результатов лабораторных исследований при высоких термодинамических условиях, а также известных геолого-геофизических данных наметить механизм образования срединных хребтов.

Представление о перидотитовом составе вещества верхней мантии и связи с ним интрузий ультрамафитов пользуется большой популярностью. Сейсмологические исследования показали приблизительное постоянство мощности третьего слоя океанической коры. Указанный факт, отмеченный впервые Хессом ([8], а также находки серпентинизированных пород в осевых зонах срединных хребтов дали основание предполагать, что третий слой океанической коры состоит в основном из серпентинизированных перидотитов, в которых скорости прохождения продольных волн  $v_p$  весьма изменчивы и колеблются от 6,0 до 6,9 км/сек (среднее значение 6,7 км/сек).

Срединно-океанические хребты представляют крупнейшие морфологические структуры океанической коры, сопоставимые с геосинклинальными поясами; средняя ширина их 1300 км (по гребню 200—300 км), высота гребня около 2,5 км, суммарная протяженность примерно 65000 км [5, 6]. Вдоль этих хребтов отмечаются необычайно высокие значения теплового потока, многочисленные очаги мелкофокусных землетрясений и небольшие аномалии силы тяжести (до  $\pm 50$  мгл). У гребня их слой-3 характеризуется скоростями продольных волн 4,5—5,5 км/сек (вместо обычных 6,0—6,9 км/сек), а поверхность Мохоровичича не фиксируется или представлена, возможно, зоной перехода от скоростей, характеризующих слой-3, к скоростям около 7,4 км/сек [8]. Хесс объясняет приподнятое положение хребта изменением плотности перидотитового вещества от 3,3 г/см<sup>3</sup> (оливин) до 2,6 г/см<sup>3</sup> (серпентин), причем для поднятия хребта на 2—2,5 км, по его оценкам, требуется сильная серпентинизация (до 70%) 8-километрового слоя подстилающих пород верхней мантии.

Трансформные разломы расчленяют в поперечном направлении срединные хребты на отдельные сегменты. К этим структурам приурочены многочисленные вулканические и сейсмические очаги, а также серпентинитовые протрузии. Вместе с этим геофизические исследования показали преобладание в осевых зонах срединных хребтов, в самой верхней части литосферы, горизонтальных сжимающих напряжений над растягивающими [9], что подкрепляется анализом тектонических данных [10]; фундаментальный интерес представляет обнаружение в рифтовых долинах гидротермальных источников с температурой до 400°C. В осевой части рифтов почти полностью отсутствует осадочный слой. Значительную роль в составе рифтов играют серпентинизированные породы. Заметно большое развитие получают здесь базальтовые потоки шаровой текстуры.

По представлениям сторонников тектоники плит, в рифтовых зонах литосферные плиты расходятся, освобождая место для внедрения базальтов и формирования новой океанической коры, а в глубоководных желобах плиты погружаются в мантию и уничтожаются. Важно понять, каким образом осуществляется раздвижение (спрединг) океанического дна, как наращивается новая кора и как образуются новые структуры океанической коры.

Предложено более дюжины моделей их образования, которые обеспечили существенный прогресс в решении проблемы, но в ряде случаев остаются внутренне противоречивыми. Предлагаемая ниже модель построена на основании результатов экспериментальных исследований базитов и ультрабазитов Малого Кавказа при высоких термодинамических условиях. Данные этих исследований опубликованы в работах [1—3 и др.].

Проанализировав имеющиеся данные о составе и свойствах океанической коры (особенно по срединно-океаническим хребтам) и учитывая упругие, плотностные и реологические свойства серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов при высоких давлениях и температурах, мы придерживаемся предположения о том, что в состав современной океанической коры входят в различной степени серпентинизированные породы, которые залегают непосредственно под базальтовым слоем между корой и мантией. Мы предполагаем, что подобно офиолитовым структурам [2, 3], при образовании срединных хребтов определенную роль играют серпентинизированные массы третьего океанического слоя (рис. 1). Вследствие высокой пластичности и низкой плотности (по отношению к вышележащим породам с-

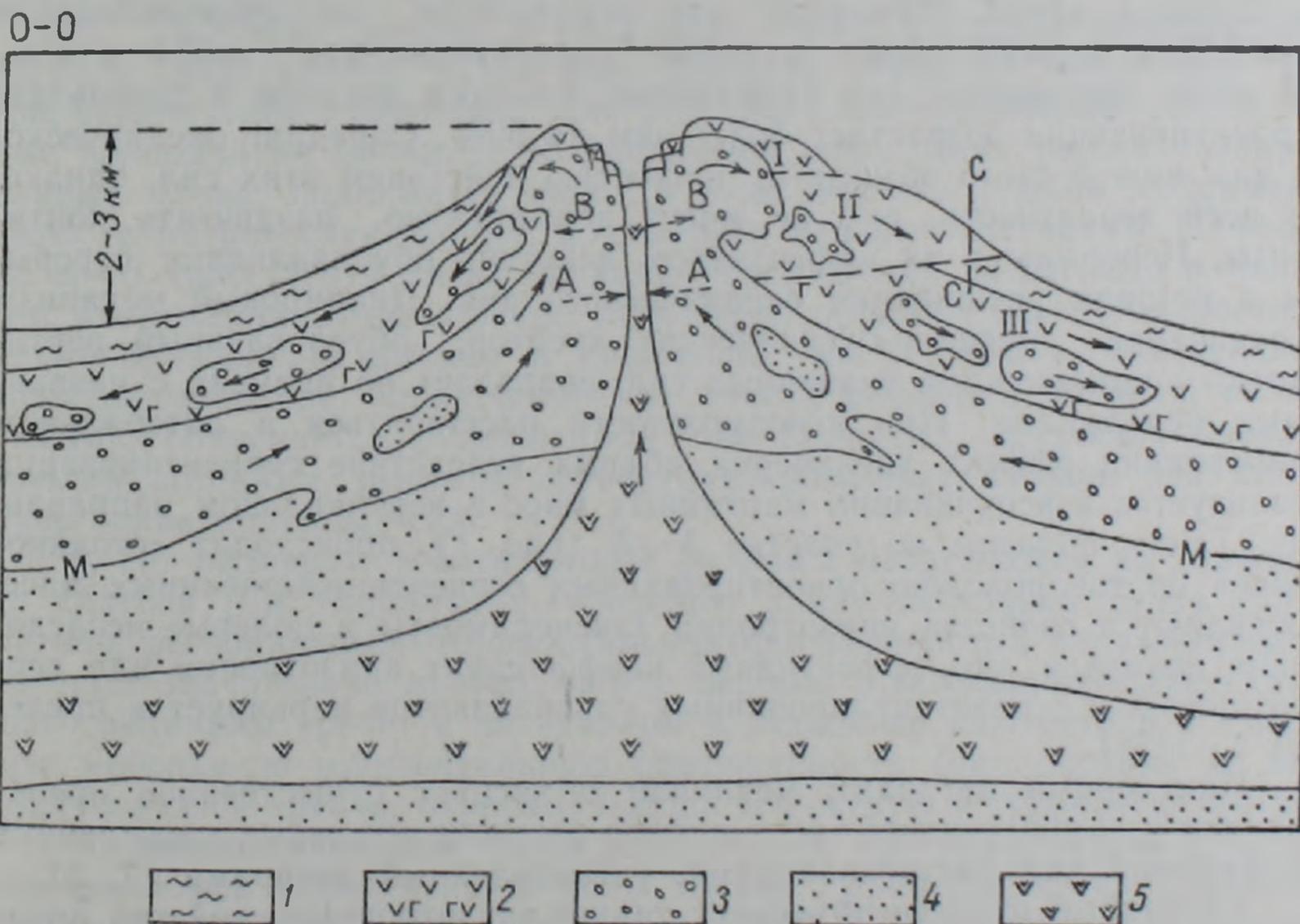


Рис. 1. Схема образования срединно-океанических хребтов.

1—осадочный слой, 2—вулканогенный слой, 3—серпентинизированные ультрабазиты, 4—ультрабазиты—верхняя мантия, 5—магматические расплавы.

нового состава) они по тектоническим трещинам центральной зоны обеих сторон всплывают вверх и в виде протрузий внедряются в океаническую кору. По всей вероятности, этот процесс начался в юрское время—в начале крупного глобально выраженного тектоно-магматического цикла. За всплыванием серпентинизированных масс следуют из-

лияния базальтовых лав. Рост и расширение срединных хребтов, в данном случае, обуславливаются не только внедрением многочисленных даек и спредингом океанического дна, но и внедрением в осевую часть хребта и распирающим действием серпентинизированных масс. Накопленные в осевой зоне рифта большие массы лав под влиянием собственного веса соскальзывают вниз по серпентинизированному слою к подножьям хребта, захватывая серпентинизированные блоки 3-го океанического слоя, причем между этими блоками сохраняется мало-мощный осадочный слой (разрез С—С, рис. 1).

Рассматривая действующие силы в осевой плоскости хребта, можно отметить, что вследствие «столкновения» противоположно всплывающих серпентинизированных слоев, на определенной глубине (5—6 км) возникают силы горизонтального сжатия (разрез А—А, рис. 1). При всплывании силы горизонтального сжатия постепенно переходят в силы растяжения (разрез В—В, рис. 1), ввиду сохранения серпентинизированными слоями своей геометрической формы.

В предложенной схеме мы пытались интерпретировать указанные выше явления в следующем смысле:

1. В предложенной нами модели силы горизонтального распора, которые возникают вследствие процесса серпентинизации, обуславливают стрессовые напряжения в слое-3. Если до серпентинизации распирающее горизонтальное напряжение равнялось  $\sigma_0 = \frac{\nu_0}{1-\nu_0} \rho_0 \cdot g \cdot h$ ,

то после серпентинизации оно будет  $\sigma'_0 = \frac{\nu'}{1-\nu'} \rho' \cdot g \cdot h'$  ( $\nu$  — коэффициент Пуассона,  $\rho_0$  — плотность пород,  $g$  — гравитационное ускорение,  $h$  — толщина слоя).

Принимая для перидотитов до серпентинизации  $\nu_0 = 0,25$  и  $\rho_0 = 3,2 \text{ г/см}^3$ , а после серпентинизации  $\nu' = 0,4$  и  $\rho' = 2,6 \text{ г/см}^3$ , выясняется, что напряжение бокового распора в результате серпентинизации возрастает более чем на 50%. Спрединг океанического дна можно было объяснить полностью действием этих сил, однако, по всей вероятности, они не могут перманентно раздвигать континенты. Перерывы в их эффективном действии обуславливают перерывы в истории расширения океанического дна. Диапировый механизм образования срединно-океанических хребтов, обусловленный вертикальным компонентом указанных сил, совпадает во времени с названными перерывами. При невозможности расширяться в латеральном направлении эффект увеличения объема вследствие серпентинизации реализуется в вспучивании мантийных масс в вертикальном направлении. Таким образом на участке А—А (рис. 1) происходит «столкновение» противоположно ориентированных серпентинизированных масс, проявляются свойства анизотропии (эксперименты и полевые исследования показали, что эффективный коэффициент анизотропии для серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов варьирует в пределах 4—11%).

Намеченный авторами механизм объясняет существенное преобладание в самой верхней части литосферы горизонтальных сжимающих напряжений над растягивающими, установленный авторами [7, 8].

Указанный процесс объясняет также анизотропные свойства литосферы на глубине 5—8 км ниже кровли твердой коры, на уровне слоя-3.

Упругая анизотропия литосферы океанов стала обсуждаться в литературе после выхода в 1964 г. статьи Х. Хесса, который проанализировал данные Д. Ж. Шора и Р. В. Рейга о величинах скорости продольных сейсмических волн ( $v_p$ ) на нескольких участках дна Тихого океана и показал зависимость их от направления. Позднее аналогичные данные были получены на крестообразных и дуговых сейсмических профилях в пределах более чем 25 участков Тихого и Атлантического океанов. Кроме специально выполненных профилей, сведения о суще-

ствовании анизотропии скорости получены на рядовых профилях глубинного сейсмического зондирования. Общая схема распределения в зависимости от азимута сейсмических профилей повсеместно одна и та же: величина скорости в субширотном направлении в среднем больше, чем в субмеридиональном [4].

2. Данные глубоководного бурения с корабля «Гломар Челенджер» показали, что в некоторых скважинах происходит переслаивание базальтов и брекчий с осадочным цементом, базальтов и известковых илов и т. д., а в скважине № 334, пробуренной на Северо-Атлантическом срединном хребте, с глубины 310 м состав пород существенно меняется. Здесь вскрываются неправильно чередующиеся оливиновые габбро, серпентинизированные перидотиты и брекчии из обломков габбро и перидотитов с известковым цементом. По мнению некоторых исследователей, эта толща относится уже к слою-3 океанической коры. Если это так, то данный разрез свидетельствует о том, что океанические осадки участвуют в строении не только второго, но и третьего океанического слоя.

Иная картина рисуется в предложенной нами схеме. Серпентинизированные блоки третьего слоя с осевой части хребта вовлекаются в базальтовые лавы и под действием гравитационных сил соскальзывают по склону хребта вниз. Таким образом, серпентинизированные отторженцы третьего океанического слоя скорее всего участвуют также в составе второго вулканического слоя. Переслаивание базальтов и осадочных пород может быть объяснено как перерывами в излиянии лав, так и соскальзыванием базальтовых блоков. При соскальзывании верхнего второго блока по отношению к третьему между ними могут оказаться осадочные породы, как это показано в разрезе С—С (рис. 1).

3. Рифтовые долины в сводовых частях срединно-океанических хребтов представляют собой цепь длинных, узких тектонических трогов, ограниченных сбросами. Для рифтовых зон характерны разобщенные приподнятые блоки. В предложенной нами схеме серпентинизированные блоки, поднимаясь вверх в виде жестких слябов, сохраняют свою геометрическую форму, покрываясь лавовыми потоками. На уровне В—В (рис. 1) эти блоки начинают расходиться, испытывая влияние сил растяжения. Продолжение указанного процесса может привести к рифтообразованию именно в срединной части хребта. Нормальное сбросообразование, наблюдаемое во многих рифтовых долинах, по-видимому, объясняется разрушением уже поднятых, покрытых базальтовыми потоками, жестких серпентинизированных блоков, под влиянием гравитационных сил.

4. По размерам трансформные разломы разделяются на несколько классов [6]: глобальные—имеющие длину несколько тысяч километров, региональные—горизонтальная протяженность и расчлененность которых значительно меньше, чем у первых, и локальные—пересекающие срединный хребет с интервалом в несколько километров и имеющие небольшую горизонтальную протяженность (они нередко не выходят из зоны хребта, охватывая лишь его осевую и гребневую части).

Из рассматриваемой схемы следует, что при образовании локальных разломов определенную роль играют процессы соскальзывания базальтовых масс с оси хребта по склону. Соскальзывание блоков (хребтов) базальтовых масс, естественно, происходит неодновременно, вследствие чего между блоками могут образоваться локальные разломные структуры, которые в таком случае должны располагаться поперек оси хребта. Этим можно объяснить соизмеримость локальных разломов с шириной срединно-океанического хребта.

Наличие серпентинитовых протрузий, морфологически проявляющихся в виде приразломных хребтов, и гидротермальной активности объясняется авторами работы [6] как результат проникновения морской воды до ультраосновных пород и их серпентинизации. При серпентинизации породы становятся более легкими, образуют серпенти-

нитовые протрузии, морфологически проявляющиеся в виде приразломных хребтов. Гидротермы приуроченные к приразломным структурам, по мнению авторов той же работы, являются результатом выхода из больших глубин разогретой океанической воды, причем выясняется, что чем ниже скорость спрединга, тем слабее гидротермальная деятельность.

Интерпретируя приведенные факты, серпентинитовые протрузии и связанные с ними гидротермы, приуроченные к трансформным разломам, можно предполагать, что причиной образования серпентинитовых протрузий является не морская вода, проникшая в толщу ультраосновных пород третьего слоя и верхней мантии, а уже существующие серпентинизированные породы самого третьего слоя, которые по слабым участкам вышележащего второго океанического слоя внедряются в виде протрузий и достигают дна океана.

В районах срединных хребтов на определенной глубине, как указывалось выше, существуют активные силы сжатия и высокий тепловой поток, обуславливающие дегидратацию серпентинизированных пород третьего слоя; можно полагать, что дегидратированная вода в разогретом состоянии поступает на дно океана в виде гидротерм.

Пассивность гидротермальной деятельности в низкоскоростных срединных зонах может оказаться следствием невысоких значений температуры и давления, следовательно, и малой интенсивности процесса дегидратации серпентинизированных пород.

5. Под углом зрения указанных выше идей, в предложенной нами схеме можно интерпретировать такие данные по срединным хребтам, как отрицательные аномалии силы тяжести, низкие скорости  $v_p$  в осевой части хребта, увеличение возраста пород от оси хребта к его подножиям и т. д.

Вопрос о существовании в верхней части мантии достаточного количества воды для серпентинизации ультраосновных пород является предметом дискуссии. Однако в последние годы появился ряд публикаций, в которых делается усиленная попытка связать эти воды с верхней мантией и обосновать возможность проникновения океанических вод в литосферу до глубины 10—12 км. Исследование проницаемости ультраосновных пород в связи с их серпентинизацией показало [7], что глубина просачивания вод составляет 4,8 км при температурном градиенте 160 град/км и 9,4 км при температурном градиенте 30 град/км. Следовательно, можно полагать, что серпентинизация пород третьего слоя океанической коры является результатом воздействия инфильтрации океанической воды на ультрабазиты верхней мантии, причем инфильтрация вод происходит, вероятно, по всей площади океанического дна.

В заключение отметим, что для обоснования рабочих схем, связанных с проблемой образования срединно-океанических хребтов, необходимо гораздо больший объем геофизических и геологических данных, а также данные исследований физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.

Институт геологических наук  
АН АрмССР  
Ереванский политехнический институт  
им. К. Маркса

Поступила 19. XI. 1987.

Ա. Տ. ԱՍԻԱՆՅԱՆ, Ա. Վ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՄԻՋԻՆ-ՕՎԿԻԱՆՈՍԱՅԻՆ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՆԵՐԻ ԿԱԶՄԱՎՈՐՈՒՄԸ, ԲԱՐՁՐ  
ՋԵՐՄԱՆՇՈՒՄԱՅԻՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԵՐՈՎ ՓՈՐՁԱՐԱՐԱԿԱՆ  
ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԼՈՒՅՍԻ ՏԱԿ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Փոքր Կովկասի մաֆիտների և ուտրամաֆիտների բարձր ճնշումների ու ջերմաստիճանների պայմաններում առաձգականության և խտության ու-

սումնասիրությունների արդյունքների, ինչպես նաև միջին-օվկիանոսային լեռնաշղթաներին վերաբերող բազմաթիվ երկրաբանա-երկրաֆիզիկական տվյալների հիման վրա առաջարկվում է միջին-օվկիանոսային լեռնաշղթաների առաջացման մի մեխանիզմ, որի միջոցով մեկնաբանվում են փաստացի երկրաբանա-երկրաֆիզիկական տվյալները: Ըստ հեղինակների պատկերացումների, միջին-օվկիանոսային լեռնաշղթաների կազմավորման մեջ որոշակի դեր ունի սերպենտինացած ուլտրաբազիտներով ներկայացված օվկիանոսային կեղևի երրորդ շերտը:

A. T. ASLANIAN, A. V. HAROUTIUNIAN

## THE FORMATION OF MIDDLE-OCEANIC RIDGES IN THE LIGHT OF EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS AT HIGH THERMODYNAMICAL PARAMETERS

### A b s t r a c t

On the basis of Minor Caucasus mafites and ultramafites elastic and density properties investigations at high pressures and temperatures results, as well as of numerous geological-geophysical data on middle-oceanic ridges, a new mechanism of middle-oceanic ridges formation is proposed, which the factual geological-geophysical data are interpreted by. The authors suppose, that during formation of middle-oceanic ridges the oceanic crust third layer, represented by serpentized ultramafites, plays a certain part.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Воларович М. П., Арутюнян А. В. О составе, строении и упругих характеристиках земной коры и верхней мантии на территории Армении.— ДАН АрмССР, т. XI, № 3, 1975, с. 152—159.
2. Асланян А. Т., Арутюнян А. В., Воларович М. П., Левыкин А. И. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1976, с. 3—12.
3. Асланян А. Т., Арутюнян А. В. Глубинное строение, состав и некоторые процессы в недрах Земли в свете исследований физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. В кн.: Моделирование земной коры территории АрмССР с помощью экспериментального изучения петрофизических свойств горных пород. Межвузовский тематический сборник научных трудов ЕрПИ, Ереван: 1986, с. 12—21.
4. Булин Н. К. Сейсмический анализ в проблеме океанизации Земли.—В кн.: Проблемы океанизации Земли. Калининград; 1983, с. 44—54.
5. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. Отв. ред. А. С. Монин, А. П. Лисицын. М.: Наука, 1985, 229 с.
6. Трансформные разломы Индийского океана. По материалам 25-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев». Отв. редактор А. П. Лисицын. М.: Наука, 1986, 244 с.
7. Шмонов В. М., Аксюк А. М. Исследование проницаемости ультраосновных пород в связи с серпентинизацией в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Тезисы докладов VII Всесоюзной школы морской геологии, т. 3. М., 1986.
8. Hess H. H. History of ocean basins, *Petrol studies*, vol to honor of A. F. Buddington p. 599—620, 1962.
9. Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust—*Tectonophysics*, vol. 8, № 3, p. 169—211, 1969.
10. Meyerhoff N. A. Discussion on the paper A reappraisal of the structure of the Earth (with special reference to the African craton and its bordering orogens) by A. J. Vroman. *Isr. J. Earth Sci.* vol. 29, № 1, p. 34—36, 1977.