

18. Старухин А.А. Неотектоника восточного крыла Среднерусской антеклизы и прилегающей части Окско-Донской равнины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. н. -Воронеж, 1973. – 22 с.

19. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы: Дис. ... д. геол.-мин. н. -М., 1970. –650 с.

УДК 551.24.01:514.758

ГЕОКИНЕМАТИКА РИФТОВЫХ ЗОН

Л.И. Четвериков

Воронежский государственный университет

В статье рассматривается геометрия рифтовых зон, включающая в себя геометрию их формы, строения и генезиса. Выделяются и анализируются теоретически и практически возможные кинематические схемы образования рифтов. Указывается к образованию каких тектонических элементов ведет реализация той или иной кинематической схемы.

В данном случае понятие «рифтовая зона» или более кратко «рифт» используется в обобщенном виде так, как оно трактуется в работах [1, 2].

Рифты представляют собой тектонические объекты имеющие линейно вытянутую форму. Длина рифтовой зоны (L) по ее простиранию на порядок и более превышает ее среднюю ширину (H). Тогда как ширина рифта всегда оказывается больше ее вертикальной мощности. Таким образом форма данного тектонического объекта определяется следующим соотношением ее геометрических элементов ($L \gg H > M$).

В строении рифтовой зоны выделяют среднюю, наиболее погруженную часть рифта, называемую «осевой зоной», в середине которой проходит «ось рифта». Ось рифта может представлять собой прямую или кривую линию, если рифт меняет направление своего простирания. В обе стороны от осевой зоны располагаются менее погруженные боковые части рифта, отделяемые от нее тектоническими ступенями. В качестве элементов тектонического строения рифтовой зоны выступают отдельные блоки оседания, ограничивающие их разломы, гьяры и различные трещины, в совокупности образующие горсто-грабенную структуру.

Рифтовые зоны имеют отчетливо выраженную трехосную анизотропию своего строения: наиболее выражено строение рифта по простиранию, более изменчиво по его ширине и наиболее изменчиво по мощности. Что касается симметрии геометрии строения рифтов, то имеющийся фактический материал показывает, что у них возможны несколько вариантов симметрии.

Наиболее высокую симметрию имеют океанские рифты.

Если рассматривать срединно-океанский рифт в пределах двух ограничивающих его трансформных разломов, то легко заметить, что, как правило, он имеет отчетливо выраженное симметричное строение, которое выражается в наличии вертикальной,

назовем ее «продольной» плоскостью симметрии (P^I), проходящей по оси рифтовой долины. Можно так же заметить, что оба фланга срединно-океанского рифта подобны друг другу, что указывает на наличие еще одной вертикальной плоскости симметрии в его строении, назовем ее «поперечной» (P^{II}). Она располагается в середине рифта, как бы деля его на две равные части. Ориентирована вторая плоскость симметрии вкрест простирания рифта, точнее, перпендикулярно «продольной» плоскости симметрии. Наличие данных двух плоскостей симметрии говорит о присутствии в геометрии срединно-океанских рифтов и третьего элемента симметрии – вертикальной оси симметрии второго порядка (L_2), расположенной на пересечении плоскостей симметрии (P^I и P^{II}).

Другой особенностью геометрии строения данных рифтов является наличие у них «верха» и «низа», говорящих о том, что их верхняя часть по своему тектоническому и иному строению отличается от нижних их частей. Данный факт указывает на отсутствие в геометрии их строения «срединной», горизонтальной плоскости симметрии.

Таким образом, геометрия строения океанских рифтов выражается симметрией $L_2 \cdot 2P$ (рис. 1). Подобного рода симметрия возможна только когда оси анизотропии (I_L и I_H) ориентированные по длине и ширине рифта геометрически представляют собой тензоры, иначе обладают симметрией тензоров [3, 4, 5, 6]. Что касается вертикальной оси анизотропии по мощности рифта (I_M), то она является векторной ввиду отличия нижней и верхней части рифта по его строению, форме и возможно по составу.

Подобная симметрия оказывается максимальной возможной симметрией для геологических объектов объединяемых под понятиями «рифтовая зона» и «рифт» [1, 2].

Указанная геометрия срединно-океанского рифта, в виде обобщенной геометрической схемы

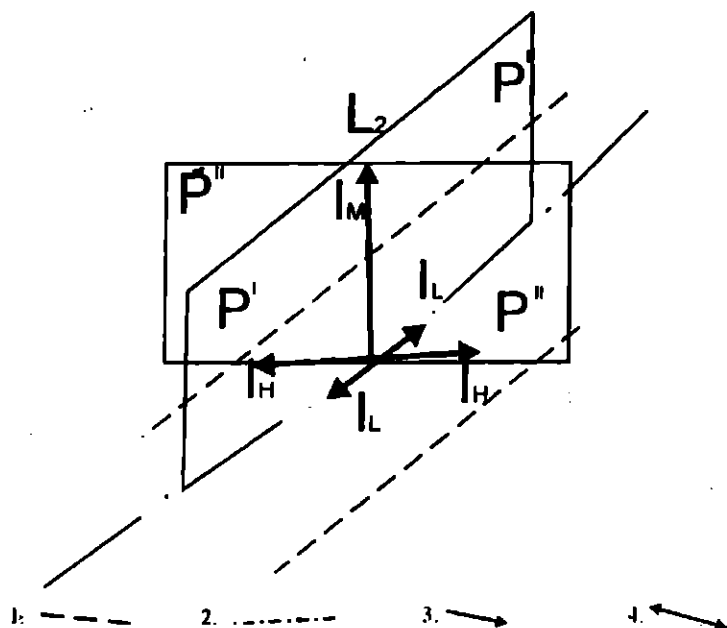


Рис. 1. Геометрия срединного океанского рифта:
 1 - граница рифтовой зоны; 2 - ось рифта; 3 - векторная ось анизотропии совпадающая с направлением мощности рифта (I_M); 4 - тензорные оси анизотропии, ориентированные по ширине (I_H) и длине (I_L) рифтовой зоны. P^I - продольная плоскость симметрии; P^{II} - поперечная плоскость симметрии; L_2 - ось симметрии второго порядка

показана на рис. 1. Когда оба фланга рифтовой зоны по каким либо геологическим и тектоническим показателям не соответствуют друг другу, она лишается поперечной плоскости симметрии (P^{II}) и у нее остается только, продольная плоскость симметрии (P^I), выражающая наличие симметрично зонального строения зоны (табл.).

Межконтинентальные рифты так же имеют линейно вытянутую форму, характеризуемую тремя геометрическими элементами: длиной (L), шириной (H) и мощностью (M), значения которых относятся друг к другу следующим образом ($L \gg H > M$) и трехосную анизотропию строения, оси которой совпадают геометрическими элементами ($I_M \gg I_H > I_L$). По своей геометрии они отличаются тем, что у них как, правило, ось рифта проходит не строго по его середине, а оказывается смещенной к одной из сторон рифта. Это наглядно видно на примере хорошо исследованного рифта Красного моря (рис. 2). На рис. 2 видно, что западная, от осевой зоны, часть рифта существенно меньше, чем восточная и включает в себе меньшее количество элементов неоднородности строения. Это приводит к смещению центральной зоны и оси рифта в сторону западной его части и как следствие к асимметричному строению рифта Красного моря.

Подобное асимметричное строение характерно для межконтинентальных рифтов, в то время как симметричное строение является исключением [1, 2].

Учитывая, что межконтинентальные рифты, как правило, имеют прямолинейную протяженность и практически не меняют своего строения по простиранию, можно допустить наличие у них одного элемента симметрии - вертикальной поперечной плоскости симметрии (P^{II}), располагающейся по

середине рифта нормально к его простиранию. В отдельном случае когда межконтинентальный рифт имеет симметричное строение геометрия описывается продольной и поперечной плоскостями симметрии и осью симметрии второго порядка ($L_2 \cdot 2P$), также как это имеет место в случае океанских рифтов, но здесь подобное представляет собой уже редкое исключение. Таким же исключением является и отсутствие у межконтинентальных рифтов элементов симметрии, когда и форма одного окончания рифта не соответствует строению и форме другого (табл.).

В общем случае, геометрия строения межконтинентальных рифтов может быть выражена двумя векторными осями анизотропии (I_M и I_H) одной тензорной (I_L) и как следствие этого поперечной плоскостью симметрии (P^{II}) (рис. 3).

Континентальные рифты всегда резко асимметричны, при этом главные сбросы, располагаются с одной стороны. Поперечными зонами разрывов рифты делятся на сегменты. Чаще всего они невыдержанны по простиранию, что выражается или в криволинейности линии простирания, иначе оси рифта, или в изменении ширины рифта или в том и другом одновременно (рис. 4).

В следствии асимметричности строения и невыдержанности по простиранию континентальные рифты обычно оказываются лишенными элементов симметрии так как все три направления анизотропии являются векторными осями. В случае прямолинейно вытянутых континентальных рифтов к тому же имеющих практически постоянную ширину, например как Верхнерейнский грабен (рис. 4), они, так же как и межконтинентальные рифты, имеют один элемент симметрии в своем строении - поперечную плоскость симметрии (P^{II}).

Геометрию строения континентальных рифтов можно представить в виде схемы показанной на рис. 5. В отдельных случаях, типа Верхнерейнского грабена, геометрия строения континентального рифта оказывается аналогичной межконтинентальных рифтов (рис. 3). В приводимой таблице суммируются высказанные представления о геометрии (симметрии) рифтовых зон.

Перейдем теперь к рассмотрению геометрии рифтогенеза, иначе геокинематике образования, рифтовых зон. Обобщенно, формализованно образование рифта можно представить как систему действия тектонических сил на исходную окружающую среду.

В случае рифтогенеза кинематика действия тектонических сил определяется совместным действием трех сил: одной вертикальной силы гравитации (g_1), действие которой направлено вниз, и двух горизонтальных сил растяжения, направленных в противоположные стороны (g_2 и g_3) (I, А, рис. 6).

Исходную окружающую среду представляет слоистый комплекс осадочных, метаморфических и

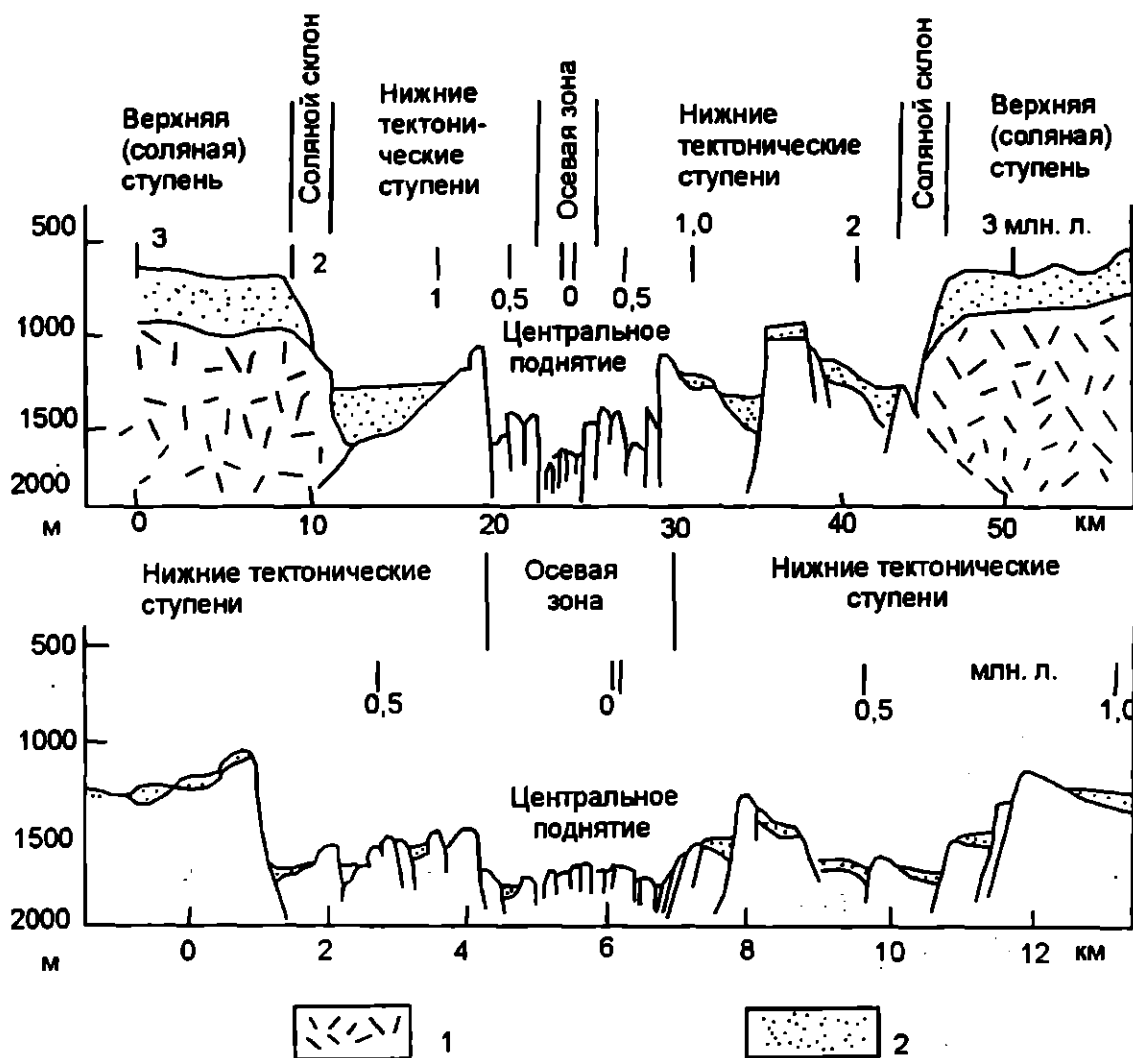


Рис. 2. Геологические профили через осевой трог и осевую зону межконтинентального рифта Красного моря, в районе 18° с. ш. (Л.П. Зоненштайн и др., 1981).

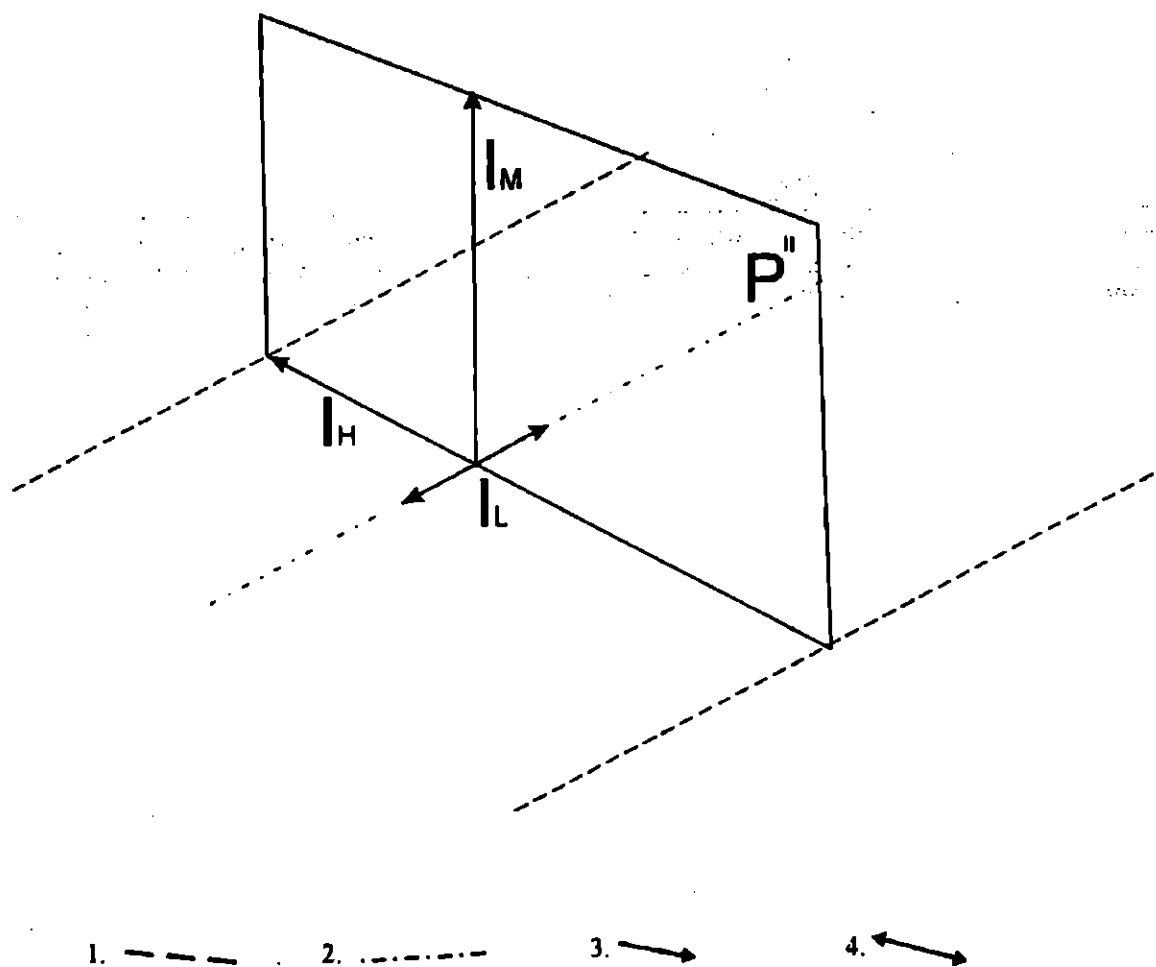


Рис. 3. Геометрия межконтинентального рифта: 1 - граница рифтовой зоны; 2 - ось рифта; 3 - векторные оси анизотропии по мощности (I_M) и по ширине (I_H) рифта; 4 - тензорная ось анизотропии (I_L); P'' - поперечная плоскость симметрии

изверженных пород. У данного комплекса отчетливо фиксируется наличие «верха» и «низа» и, в целом, горизонтально слоистое строение. Данные два факта позволяют говорить о наличии у окружающей среды симметрии конуса геометрически выраженного в виде ориентированного вертикально вверх вектора [3, 4, 5, 6, 7].

В случае океанских рифтов действие горизонтальных сил спрединга одинаково по величине ($g_2=g_3$) (1А, рис. 6). Учитывая это обстоятельство и вертикальную направленность силы тяжести (g_1) общая симметрия кинематической схемы действия всех трех сил оказывается равной $L_2 \cdot 2P$.

Симметрия геометрии образования данных рифтов определяется наложением симметрии кинематики действия тектонических сил на симметрию исходной окружающей среды [3, 4, 5] при этом согласно «универсальному принципу» К. Кюри [9] определяющей является наиболее низкая симметрия, т.е. симметрия кинематики действия сил. Таким образом симметрия геокинематики рифтогенеза океанского рифта, в общем случае, оказывается равной $L_2 \cdot 2P$, что хорошо согласуется с симметрией геометрии срединно-океанских рифтов (табл.) (1Б, рис. 6). В возможных исключительных

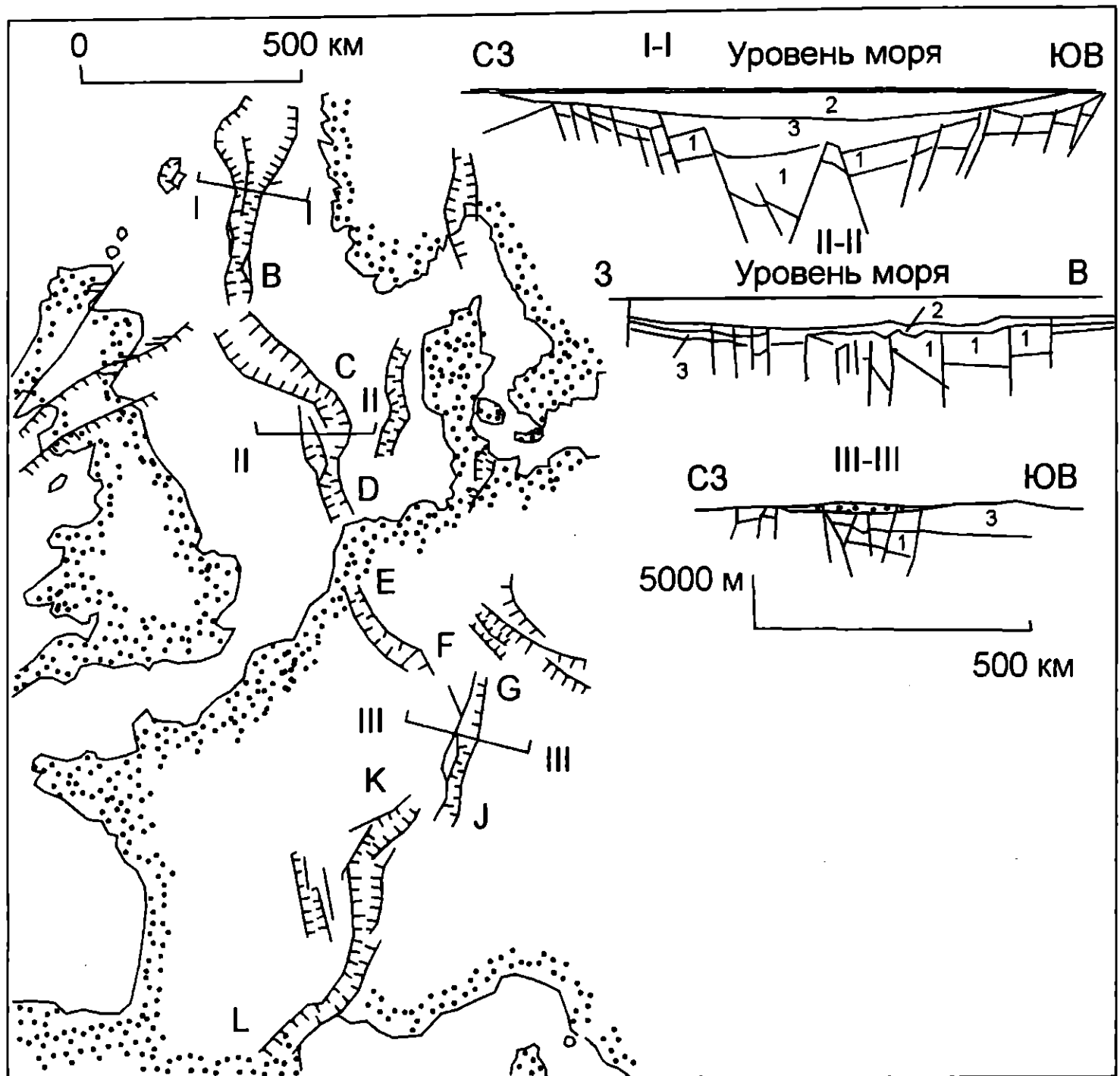


Рис. 4. Зоны и грабены континентальных рифтов Западной Европы: 1 - ненарушенные породы чехла, триас и древнее; 2 - кайнозойские осадки, выполняющие грабен и возникшие после сбросообразования; 3 - синтетектонические породы мела; АВ - грабен Северного моря; ВС - Центральный грабен (трог Экофиск); CDE - Датский грабен Северного моря (Северонидерландский трог); EF - Нижнерейнский грабен; GJ - Верхнерейнский грабен; KL - грабен Саон и р. Роны [2]

случаях симметрия определяется непостоянством действия по простиранию рифта (IБ, рис. 6) горизонтальных сил. Так можно допустить, что в одном случае данные рифты могут менять по простиранию свою ширину в пределах одного сегмента, в следствии разной величины действия горизонтальных сил растяжения на разных участках рифтогенеза. В данном случае кинематика генезиса рифта лишается сразу двух элементов симметрии: оси второго порядка (L_2) и поперечной плоскости симметрии (P^{II}). Остается только продольная плоскость симметрии (P^I). В следствии этого подобную же трансформацию претерпевает и симметрия геометрии рифта (табл.).

В кинематике генезиса межконтинентальных рифтов доминирующую роль играют те же три силы (g_1 , g_2 и g_3), но соотношение горизонтальных сил (g_2

и g_3) другое – они не равны друг другу (II, А, рис. 6). Если действие горизонтальных сил по оси рифта остается постоянным, то кинематика сил, а значит и рифта, имеют один элемент симметрии – поперечную плоскость симметрии (II, Б, рис. 6). Одновременно вследствие неравенства действия горизонтальных сил g_2 и g_3 строение межконтинентального рифта приобретает асимметричный характер, другими словами расстояние от двух бортов рифта до его осевой зоны, или оси рифта оказывается не одинаковым. Осевая зона и ось рифта смещены в сторону действия наименьшей из этих сил (II, Б, рис. 6). Возможен, по крайней мере теоретически, случай когда горизонтальные силы меняются по своей величине (возрастают или уменьшаются) по простиранию межконтинентального рифта (II, В, рис. 6). Это приводит к тому, что система сил g_1 , g_2 и g_3 лишается

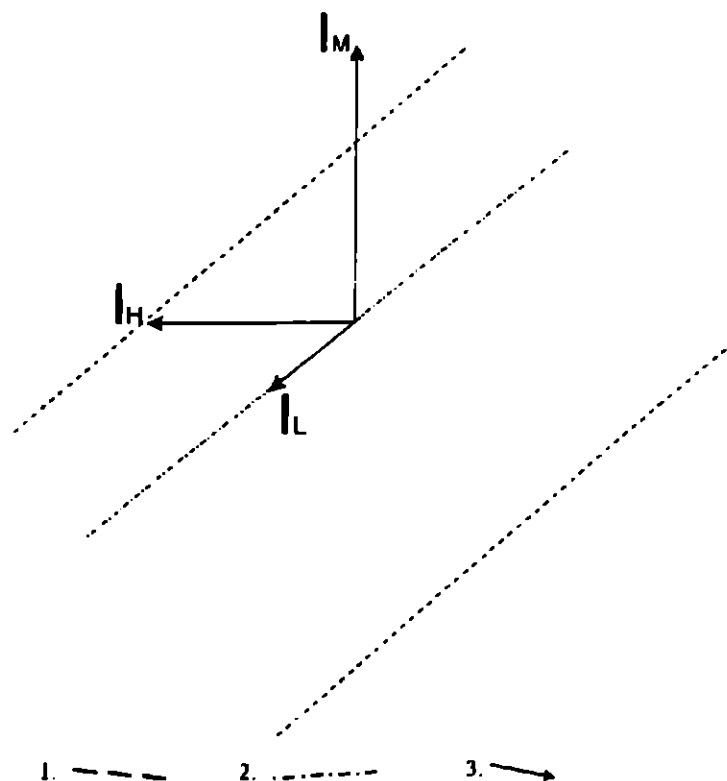


Рис. 5. Геометрия континентального рифта [11]: 1 - граница рифтовой зоны; 2 - ось рифта; 3 - векторные оси анизотропии (по мощности I_M , по ширине I_H и по длине I_L рифта)

Таблица

Типы	Наименование	Симметрия			
		$L_2, 2P$	P^I	P^{II}	нет
1	Срединно-океанические рифты	+++	τ		
2	Межконтинентальные рифты	+		τ++	
3	Континентальные рифты			+	τ++

+++ - как правило

+ - возможно, как редкое исключение

последнего элемента симметрии, а рифт поперечной плоскости симметрии P^{II} и оказывается асимметричным. Размеры смещения выраженные через соотношение ширины сторон от края рифта до его оси или осевой зоны позволяет установить соотношение величин действия горизонтальных сил C . При $g_3 > g_2$ и $l_1 > l_2$ $C = g_3 / g_2 = l_1 / l_2$, где g_2 и g_3 значения действия горизонтальных сил; l_1 и l_2 соответствующие расстояния от осевой зоны или оси рифта до его краев. Например, в случае рифта Красного моря (рис. 2) соотношение $c=1,35$, что возможно только в случае, когда континенты «отплывают» друг от друга с разными скоростями. На основании имеющегося фактического материала можно предположить, что значение c для межконтинентальных рифтов не превышает 1,5, при этом значение c оказывается тем меньше, чем больше ширина межконтинентального рифта.

Небольшое отступление необходимое к правильному пониманию сказанного. При геокинематическом анализе не рассматривается природа генетических факторов, а исключительно геометрия их влияния действия [3, 4, 5]. Поэтому при анализе кинематики тектонических сил остается в стороне, их природа и причины их обуславливающие. Вполне

возможно, что различие действий горизонтальных сил может быть обусловлено разными причинами: различным проявлением плюмов, различием в морфологии подошвы коры или еще чем-либо [10]. С точки зрения геокинематики важно другое. Так как время образования рифта определено, а расстояние от его осевой зоны до противоположных краев рифта различно, то следовательно и скорость раздвижения его сторон различна. Так можно предположить, что в случае рифта Красного моря Африканский континент отходит примерно в 1,3 раза медленнее от Аравийского полуострова чем последний от первого.

При наличии все тех же трех тектонических сил кинематика образования континентальных рифтов отличается большим разнообразием соотношением пары горизонтальных сил.

Начнем с наиболее простого и наиболее редко встречаемого случая. Горизонтальные силы g_2 и g_3 не равны друг другу по своей величине, ориентированы строго вкост простирания рифта и не меняют своего значения по его протяжению, то есть кинематическая схема типичная для межконтинентальных рифтов (И. А, рис. 6). Данная схема имеет один элемент симметрии – поперечную плоскость симметрии. В геометрии рифта это выражается в наличие у него асимметричного строения, в преобладании продольных сбросов и концентрации их на более широкой стороне континентального рифта. Диагональные и поперечные сбросы выражены слабо. В качестве примера реализации подобной кинематической схемы можно привести Верхнерейнский грабен (рис. 4).

В другом случае расположение горизонтальных сил такое же как и в предыдущем, но они меняют свою величину его простиранию рифта. Это приводит к тому, что ширина рифта изменяется соответственно изменению значению горизонтальных сил, а сам он оказывается лишен элементов симметрии, например как в случае грабена Северного моря (рис. 4).

Это две наиболее простые схемы кинематики рифтогенеза, при реализации которых главным образом наблюдается образование серий листрических разломов, ориентированных параллельно оси рифта, другими словами образуются «простые» по тектонике континентальные рифтовые зоны. Имеющие место отдельные поперечные и диагональные тектонические нарушения обусловлены в этом случае не общей кинематикой действия сил, а относительно мелкой, локальной, структурной неоднородностью в строении исходной окружающей среды, в то время как крупная (мега) неоднородность приводит к искривлениям в простирании рифта.

«Сложные» рифты, содержащие кроме параллельных оси рифта листрических разломов, еще и серии поперечных и диагональных нарушений, образуются при более сложной комбинации все тех же двух горизонтальных сил.

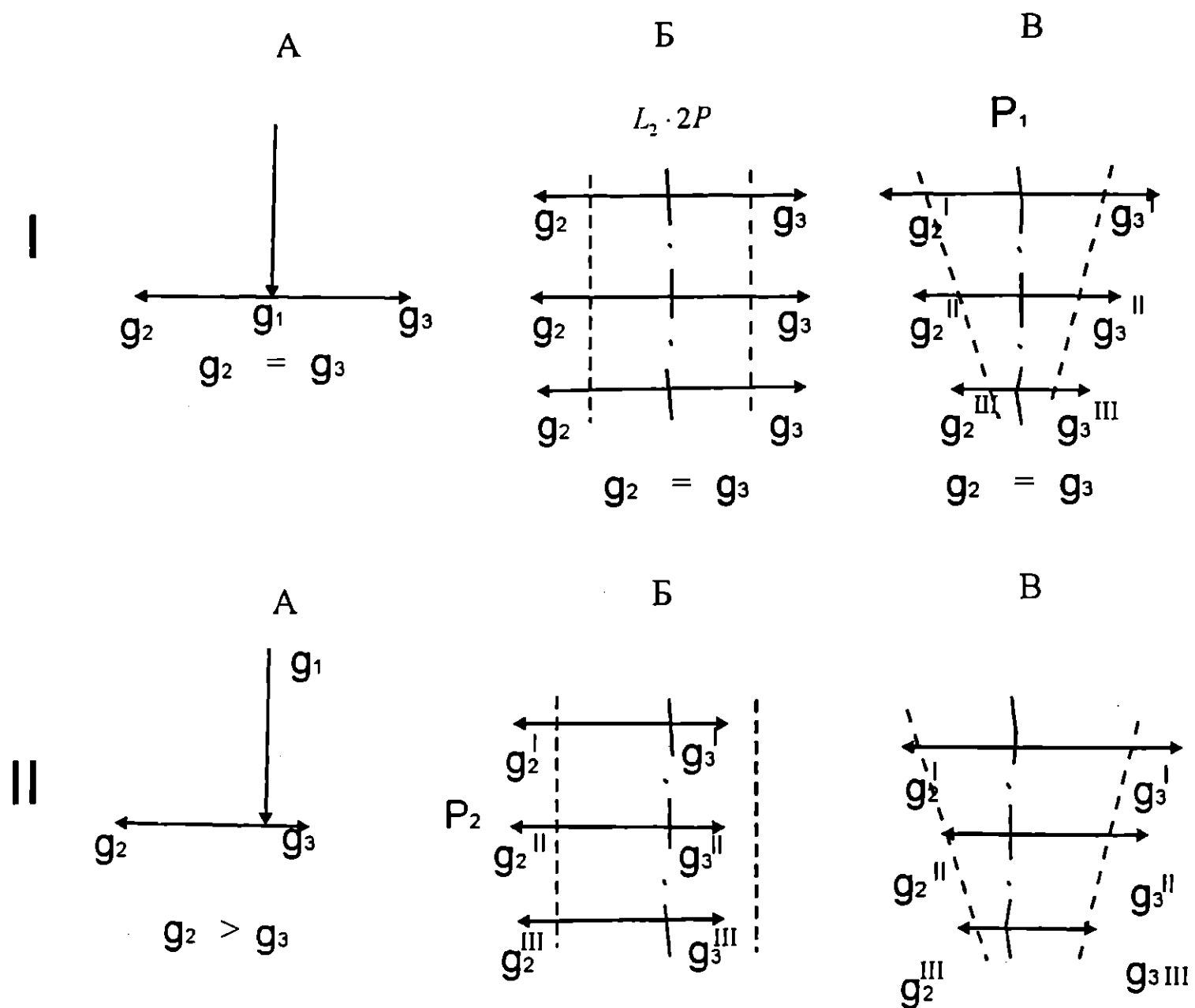


Рис. 6. Эпюры кинематических схем действия тектонических сил при образовании рифтов: I. При образовании океанских рифтов. II. При образовании межконтинентальных и простых континентальных рифтов. 1 - вектор действия тектонической силы; 2 - линии оси рифта; 3 - границы рифтовых зон

Рассмотрим все теоретически возможные случаи образования сложных континентальных рифтов.

Случай первый. Раздвигающие тектонические силы g_2 и g_3 не равны друг другу, лежат на одной прямой, направлены в противоположные стороны и ориентированы под углом (α) к простиранию рифта (I, A, рис. 7).

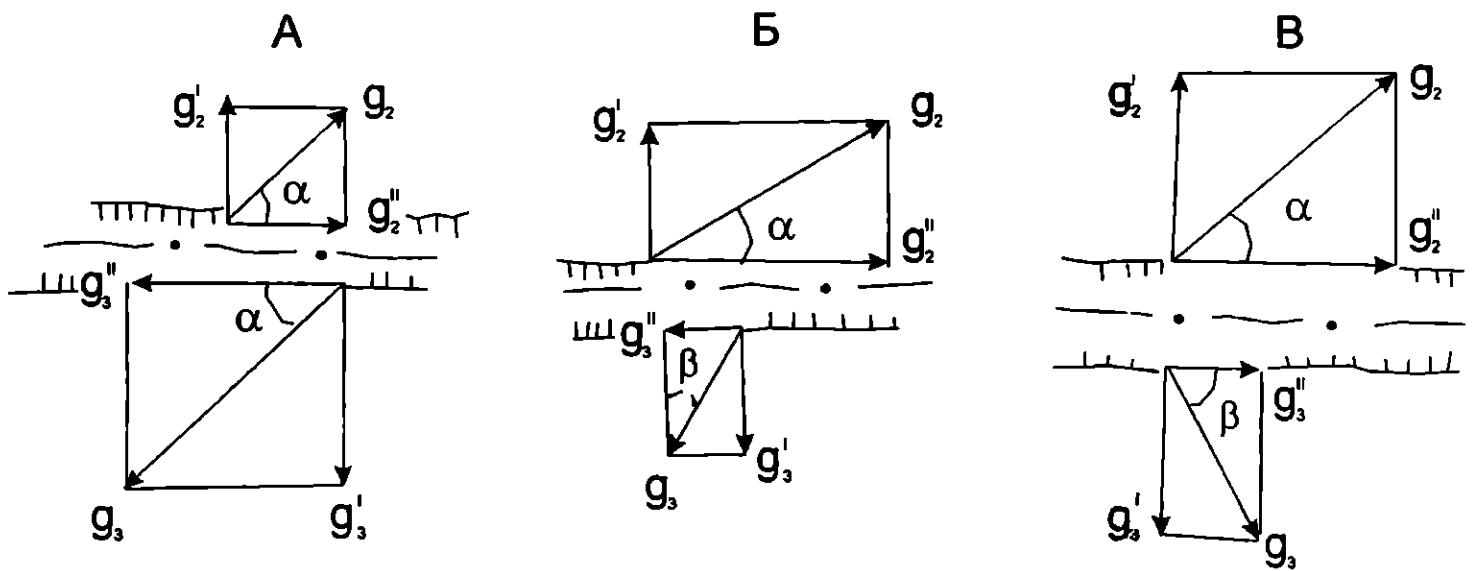
Геометрически действие сил g_2 и g_3 раскладывается на действие двух их составляющих ($g_2'; g_2''$ и $g_3'; g_3''$). Пара противоположных сил $g_2' < g_3'$ определяет механизм раздвигания рифта и образование продольных разломов. Пара сил $g_2'' < g_3''$ приводит к движению сторон рифта относительно друг друга в противоположные стороны по оси рифта. Это обуславливает с одной стороны, появление поперечных тектонических нарушений. С другой

стороны, ввиду неравенства сил $g_2'' < g_3''$, к появлению сдвигового эффекта, который определяет возникновение диагональных нарушений под углом α к оси рифта.

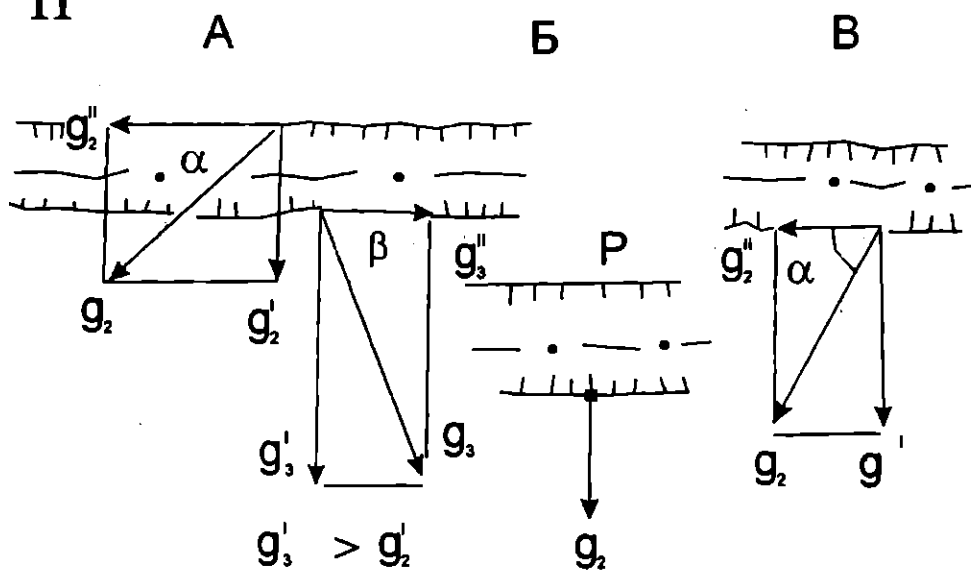
Второй случай. Силы g_2 и g_3 не равны друг другу, направлены в противоположные стороны и ориентированы к оси рифта под разными углами (α и β) (I, Б, рис. 7). В кинематическом отношении по действию сил g_2', g_2'', g_3', g_3'' полностью соответствует первому случаю приводя к тем же самым результатам. Для того, чтобы убедиться достаточно сравнить эпюры А и Б на I рис. 7.

Различия заключаются только в том, что в данном случае, диагональные нарушения оказываются ориентированы на двух сторонах рифта соответственно под равными углами α и β .

I



II



III

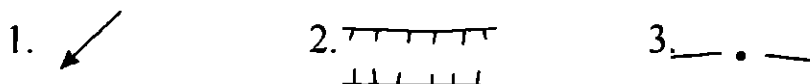
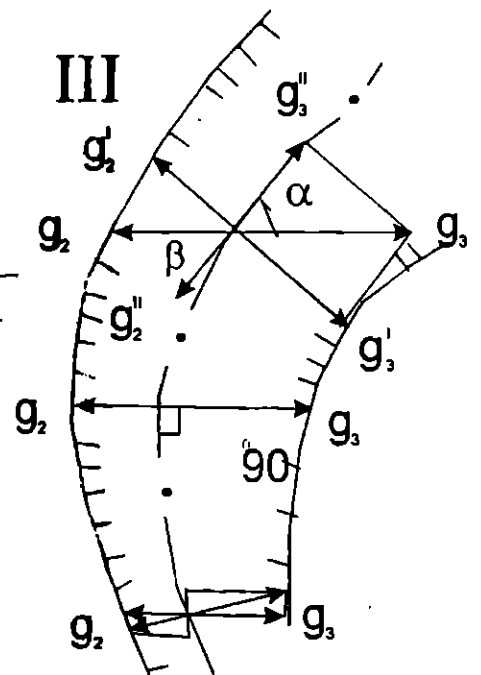


Рис. 7. Эпюры кинематических схем действия тектонических сил при образовании континентально-го рифта: I - При противоположном действии сил, II - при одностороннем действии сил, III - наиболее сложный вариант, когда рифт имеет невыдержанное простирание и меняется по ширине. 1- вектор действия тектонических сил; 2- осевая часть рифта; 3 - линия оси рифта

Случай третий (I, B, рис. 7). Главные силы g_2 и g_3 не равны друг другу и направлены под углами α и β в одну сторону. Так же как и в предыдущем случае неравенство углов α и β не имеет принципиального значения. Действие главных сил g_2 и g_3 раскладывается на действие двух их составляющих (g'_2, g''_2, g'_3, g''_3). Пара g'_2 и g'_3 представляют собой в чистом виде раздвигающие силы. Пара g''_2 и g''_3 являются боковыми силами, определяющими возникновение сдвигового эффекта. Поперечные разломы преобладают над диагональными, причем количество тех и других на разных сторонах рифта

различно. Количество их больше на той стороне рифта, где сила g' больше.

Во всех трех случаях (I, A, B, B, рис. 7) различие в скалярных значениях векторных сил g'_2 и g'_3 определяет степень асимметрии рифта, чем оно больше тем выше его асимметрия. В свою очередь сумма скалярных значений данных сил определяет общую скорость раздвижения рифта. Чем эта сумма больше, тем, при прочих равных условиях скорость раздвижения рифта выше.

Действие пары сил g''_2 и g''_3 , направленных по оси рифта, обуславливает появление поперечных

и диагональных нарушений, вследствие возникновения сдвигового эффекта, причем этот эффект проявляется тем значительней, чем больше разница в скалярных значениях векторов g_2'' и g_3'' . Интересно, что если подходить к образованию диагональных нарушений с точки зрения рассмотренных трех кинематических схем (эпюры I А, Б, В рис. 7) то направление данных нарушений должно соответствовать направлению действия главных сил g_2 и g_3 . Другими словами, диагональные нарушения ориентируются соответственно под углами α и β к линии простирания рифта. Из этого следует что, если углы α и β не равны друг другу, то на разных сторонах рифта подобные нарушения имеют различное направление. В свою очередь величина углов α и β непосредственно влияет на значения g_2', g_2'', g_3', g_3'' . При прочих равных условиях, чем больше величина α и β , тем больше значения раздвигающих сил g_2' и g_3' , и тем меньше значение сил сдвига g_2'' и g_3'' . И наоборот, чем меньше углы α и β , тем менее активно происходит раздвижение рифта, но зато интенсивней проявляется сдвиговое движение его сторон по оси рифта.

Четвертый случай (II, А, рис. 7). Действие главных силы g_2 и g_3 направлено в одном направлении под углами α и β . Подобная кинематическая схема возникает тогда, когда обе расколовшиеся части континента двигаются в одну сторону, но скорость движения одной из них превосходит другую. Вследствие этого несмотря на однонаправленное движение, одна часть отходит от другой и образуется рифт. В этом случае абсолютная скорость раздвижения соответствует разности векторов сил g_2' и g_3' . В свою очередь величина сдвигового эффекта соответствует сумме значений векторов сил g_2'' и g_3'' . Совместное действие поперечных сил g_2' и g_3' приводит к образованию продольных листрических разломов, причем главным образом на отодвигающейся стороне рифта. Наличие сдвигового эффекта приводит к образованию главным образом поперечных и меньше диагональных нарушений, причем согласно кинематики последним оказываются ориентированными на разных сторонах под разными углами α и β , проявляя себя с разной интенсивностью на разных сторонах рифта. Интересная деталь: в данных условиях рифт оказывается резко асимметричным, так сказать «односторонним» по своему строению. Осевая часть рифта располагается в непосредственной близости у стороны рифта, движение которой замедленно, что фиксируется малым количеством продольных разломов на этой стороне, в отличии от относительно большого их

количества на противоположной уходящей стороне рифта.

Пятый случай (II, Б, рис. 7). Двигается только одна сторона рифта. Вторая практически остается на месте. Это случается тогда, когда после раскола континентальной плиты одна ее часть отодвигается от другой, которая остается на месте. Это наиболее простой односторонний случай. Простой в том отношении, что имеют место только продольные разломы в подавляющем количестве на движущейся стороне рифта. Возможны и отдельные поперечные и диагональные нарушения, вызванные не общей кинематикой, а местными, локальными неоднородностями в строении окружающей среды в районе образования рифта. В случае линейного простирания и постоянной мощности рифта, то есть при постоянном одинаковой ширины у рифта, иначе при одинаковом действии раздвигающей силы g_2 по фронту рифта, кинематическая схема допускает наличие одного элемента симметрии – вертикальной плоскости симметрии (Р), расположенной в середине рифта, и ориентированной по направлению действия силы g_2 (рис. 3).

Шестой случай (II, В рис. 7) отличается от предыдущего только тем, что раздвигающая сила g_2 оказывается направленной под углом α к оси рифта. В этом случае появляется сила g_2'' , направленная по оси рифта. Ее действие создает сдвиговый эффект, который приводит к появлению поперечных разломов в основном на отодвигающейся стороне, в то время как g_2' обуславливает появление на ней продольных разломов.

Такой рифт, с позиции геометрии рифтогенеза, можно отнести к разряду простых односторонних рифтов лишенных элементов симметрии.

В пятом и шестом случаях, когда скалярная величина вектора силы g_2 меняется по фронту рифта, а его ориентировка остается постоянной, это приводит к изменению ширины по простиранию рифта.

Седьмой случай кинематики образования континентальных рифтов является наиболее сложным в геометрическом отношении (III, рис. 7). К нему относятся рифты, имеющие невыдержанное, криволинейное простирание. Примером в этом отношении могут служить Центральный грабен и грабен р. Роны (рис. 4). Сложность кинематики заключается в том, что в ней на равных правах с геометрией тектонических сил принимает участие и геометрия окружающей среды. Дело в том, что изначальную нелинейность главного рифтообразующего разлома определяет геометрия окружающей среды, наличие в ее строении крупных неоднородностей резко отличающихся по своим физическим свойствам.

В дальнейшем на подобную исходную геометрию окружающей среды накладывалась та или иная из рассмотренных схем кинематики действия тектонических сил. В результате возникала довольно сложная кинематическая картина, которую невозможно типизировать, то есть выделить типовые случаи. Дело в том, что трудно предугадать возможные варианты подобной геометрии окружающей среды. На рис. III, рис. 7 в качестве примера приведен наиболее простой вариант. Ось рифта, соответствующая по своей форме центральному разлому, оказывается изогнутой. Раздвижение рифта обеспечивается действием взаимопараллельных тектонических сил g_2 и g_3 . Изменение ширины рифта по его простиранию обусловлено соответствующим изменением величины действия сил g_2 и g_3 . Это довольно простая на первый взгляд ситуация тем не менее приводит к довольно сложной кинематике рифта, слагающейся из трех отличающихся кинематических схем в разных частях рифта. В верхней части рифта имеет место сильно выраженный сдвиговый эффект, приводящий к появлению относительно большого количества поперечных и диагональных тектонических нарушений наряду с наличием продольных разломов. В средней части картина иная. Силы g_2 и g_3 оказываются ориентированными практически нормально к оси рифта, что исключает появление в этой части поперечных и диагональных нарушений. В нижней части кинематическая схема подобно верхней находится как бы в перевернутом виде. Кроме того, действие сил g_2 и g_3 существенно слабее, что сказывается на интенсивности и количестве образования нарушений и в первую очередь поперечных и диагональных нарушений. Таким образом, говорить о кинематике нелинейных рифтов можно только после геокинематического анализа каждого конкретного рифта в отдельности.

Заканчивая анализ кинематики рифтогенеза можно предложить следующее деление рифтов с позиции геокинематики:

1. Простые симметричные океанские рифты:

а) имеют постоянную ширину и максимально возможную симметрию равную L_22P (I, Б, рис. 6);

б) возможный вариант с изменяющейся мощностью, шириной рифта и продольной вертикальной плоскостью симметрии (I, В, рис. 6). Данная кинематика предполагает появление одинакового количества продольных разломов на обеих сторонах рифта и возможно как исключение отдельных, местных поперечных нарушений.

2. Простые асимметричные межконтинентальные и континентальные рифты так же включает в себя две разновидности:

а) прямолинейно рифты с практически постоянной шириной. Для них характерно наличие верти-

кальной поперечной плоскости симметрии, а так же продольных листрических разломов, сконцентрированных на одной стороне, и практическое отсутствие систем поперечных и диагональных нарушений. Подобная геометрия тектонического строения рифта обусловлена соответствующей кинематикой его формирования (II, Б, рис. 6).

Возможно наличие единичных поперечных и диагональных нарушений в отдельных местах рифта, связанных с локальной неоднородностью окружающей среды на более глубоком уровне ее строения.

б) Рифты меняющие ширину по простиранию и поэтому лишенные поперечной плоскости симметрии. Изменение ширины связано с соответствующим изменением величины сил g_2 и g_3 . Чем больше ширина рифта, тем значительней их действие (II, В, рис. 6). В связи с изменением величины действия g_2 и g_3 по фронту рифта в нем могут возникать боковые напряжения, которые приводили к появлению поперечных нарушений наряду с продольными разломами, особенно в широкой части рифта. Диагональные нарушения в этом случае единичны и связаны с локальной неоднородностью второго уровня строения окружающей среды.

3. Простые прямолинейные односторонние континентальные рифты. В случае, когда действует одна сила g_2 (II, Б, рис. 7), значение которой рифт определяет ширину и простое тектоническое строение – листрические продольные разломы в основном на одной «уходящей» стороне. В идеальном случае рифт имеет поперечную плоскость симметрии.

Если действие данной силы направлено под углом к оси рифта (II, В, рис. 7), то в дополнении к продольным разломам на уходящей стороне, это приводит к появлению на ней еще и поперечных нарушений, местоположение которых, определяется неоднородностью более глубокого уровня окружающей среды. В связи с этим у рифта отсутствуют элементы симметрии.

Возможно, пока теоретически, предположить и вариант, когда действие силы g_2 меняется по фронту рифта, вследствие изменения значения ее скалярной величины. В независимости от ориентировки направления действия силы g_2 нормально (II, Б, рис. 7) или под углом α (II, В, рис. 7) к оси рифта, это приводит, как и в предыдущем случае, к изменению ширины рифта при сохранении его однородности.

4. Сложные односторонние прямолинейные, континентальные рифты возникают при кинематической схеме показанной на II, А, рис. 7. В связи с тем, что сила g_2 меньше g_3 одна сторона рифта отодвигается быстрее, что приводит к общей односторонней его конструкции. На нее накладываются поперечные и диагональные нарушения, вызванные

наличием сдвигового эффекта. Количество их определяется характером неоднородности строения окружающей среды, провоцирующей их появление в том или ином месте.

Изменение действия сил g_2 и g_3 по простиранию рифта приводит к изменению его ширины и увеличению нарушений. Рифты лишены элементов симметрии.

5. Сложные асимметричные, прямолинейные континентальные рифты с постоянной шириной, возникают когда тектонические силы g_2 и g_3 направлены в разные стороны и отмечаются как по силе своего действия (скалярной величине) так и по ориентировке относительно оси рифта (I, A, B, B, рис. 7). Наличие сильного сдвигового фактора создает сложную тектоническую картину с большим количеством поперечных нарушений и диагональных нарушений, ориентированных в разных направлениях. Особенно сложной она оказывается тогда, когда изменение действия сил g_2 и g_3 по фронту рифта приводит к изменению его ширины.

6. Весьма сложные, криволинейные, континентальные рифты. На геометрию генезиса данных рифтов, помимо кинематики тектонических сил, оказывает влияние и геометрия строения окружающей среды. Представляется, что именно она обуславливает искривление рифта. В образовании тектонической структуры рифта принимают участие два структурных уровня в строении окружающей среды.

Первый, это глобальный уровень строения окружающей среды в месте возникновения рифта. Второй структурный уровень соответствует строению элемента неоднородности первого уровня. Роль второго уровня заключается в том, что элементы его неоднородности провоцируют образование поперечных и диагональных нарушений в конкретной точке рифта в результате действия сдвигового эффекта, возникающего при определенной кинематике тектонических сил.

С одной стороны концентрация данных нарушений в той или иной части рифта напрямую связана со спецификой кинематической схемы действия тектонических сил. С другой стороны конкретное местоположение отдельно взятого нарушения определяется особенностями строения окружающей среды в данном месте. Другими словами определяется строением окружающей среды на втором ее структурном уровне в данном месте рифта.

В отличии от этого первый глобальный структурный уровень строения окружающей среды определяет в рифтогенезе геометрию изначального разлома, характер его протяженности и последующих листрических разломов. В независимости от кинематики действия тектонических сил, если окружающая среда на глобальном уровне оказывалась по горизонтали относительно однородной, изотропной, соответствуя по своей геометрии круговому сече-

нию вертикально ориентированного конуса [4, 5], то при любой кинематике действия тектонических сил, исходный глобальный разлом оказывался прямолинейным, точно так же как и последующие за ним листрические разломы. В связи с этим рифт оказывался прямолинейным по своей геометрической форме. Кинематика последующего действия тектонических сил устанавливает сохраняется или нет постоянной ширины рифта по его длине, а так же каким ему быть: симметричным, асимметричным, односторонним, простым или сложным.

Криволинейным рифт оказывается когда в структуре окружающей среды на глобальном ее уровне имеется элемент неоднородности отличающийся от других своими большими размерами и повышенной физической прочностью. В этом случае линия раскола как бы огибает данный элемент неоднородности и в связи с этим в дальнейшем континентальный рифт приобретает искривленную форму. Подобный эффект можно наблюдать разламывая каравай хлеба. И если тесто плохо замешано и пропечено, то линия разлома оказывается не ровной, соответствуя неоднородности строения каравая.

7. Большинство возможных геокинематических схем образования континентальных рифтов (шесть схем из восьми предполагают наличие в процессе генезиса рифа сдвигового эффекта, который обуславливает сдвиговое смещение сторон рифта и образование поперечных диагональных тектонических нарушений и продольных сдвигов. В этом отношении интересным является следующее высказывание Ю.Г. Леонова: ... Изначально рифты рассматривались как структуры растяжения, обрамленные сбросами. В какой то мере такое мнение сохраняется, во всяком случае, в широком обиходе, и сейчас. Вместе с тем, практически во всех континентальных рифтах, древних и современных, установлены сдвиговые смещения, а в современных рифтах, например, в Байкальском, присутствуют сдвиговая составляющая современного поля напряжения» [11].

В заключении обозначим главный вывод – геометрия рифта, включающая в себя геометрию его формы и геометрию строения, определяется геометрией рифтогенеза, включающей в себя геометрию исходной окружающей среды и кинематику тектонических сил.

*Работа выполнена при финансовой поддержке
Министерства образования РФ (Е 02.-9.0-3).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Словарь – справочник по тектонике плит. – М., 1993. – 73 с.
2. Структурная геология и тектоника плит. Перевод с английского / Под ред. К. Сейферта. – М., 1990. – Т. 1, 2, 3.
3. Четвериков Л.И. Геокинематика. // Отечественная геология. – М., 1993. – № 7. – С. 86-90.
4. Четвериков Л.И. Геокинематика – что это такое? // Смирновский сборник. – М., 2002. – С. 236-256.

5. Четвериков Л.И. Методические основы геокинематики. // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. – 2001. - № 12. - С. 37-45.
6. Шубников А.В. Избранные труды по кристаллографии. – М., 1973. - 551 с.
7. Шафрановский И.И. Симметрия в природе. – Л., 1985. - 166 с.
8. Симметрия структур геологических тел. – М., 1976. - Вып. 1. - 138 с., Вып. 2. - 134 с.
9. Кюри П. Избранные труды. – М., 1956. - 400 с.
10. Мирлиш Е.Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. – М., 1985. - 249 с.
11. Общие вопросы тектоники. Тектоника России – М., 2000. - С. 296-298.

УДК 551.24

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА КАЛАЧКОГО ПОДНЯТИЯ В СТРОЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.И. Трегуб, О.В. Жаворонкин, С.А. Трегуб, А.А. Старухин

Воронежский государственный университет

Калачское поднятие располагается в северо-восточной части Павловского поднятия, выделяющегося в поверхности фундамента. Его обособление сопоставляется с формированием Павловско-Мамонского прогиба, формировавшегося при новейшей активизации Лосевско-Мамонской зоны разломов.

Калачское поднятие, объединяющее в неоген-четвертичном структурно-вещественном комплексе (рис. 1) Лосевскую структурную террасу, Журавкинское, Южно-Калачское, Усть-Бузулукское поднятия, Воронцовский и Красноселовский прогибы [1], расположено в северо-восточной части Павловского выступа фундамента [2]. В современном рельефе Калачское поднятие выражено одноименной возвышенностью. Положение базисной поверхности в ее пределах определяется абсолютными отметками 80-100 м, величина вертикального расчленения колеблется в интервале 120-140 м/км², обеспечивая высокую активность современных экзогенных процессов, которые, судя по показателю эксцесса (менее -1,2), сосредоточены в двух высотных ярусах. Коэффициент асимметрии распределения высот изменяется от 0 до +0,5, что соответствует режиму медленного повышения базиса денудации, преобладанию выравнивания рельефа над его расчленением. Это, вероятно, связано со слабыми отрицательными движениями во время четвертичного периода, мощности отложений которого увеличены по сравнению с юго-восточной частью Среднерусской возвышенности. Фрагменты самой древней раннемиоценовой конденсационной полигенетической поверхности выравнивания [3] сохранились под покровом ледниковых и лессоидных образований на абсолютных высотах от 195 до 235 м. Наиболее широким распространением они пользуются в пределах Усть-Бузулукского поднятия, а также на северо-востоке Журавкинского поднятия. Эта поверхность фиксируется отложениями новопетровской свиты, разрез которой представлен разнозернистыми кварцевыми песками с большой примесью каолинита, крепкими кварцевыми песчаниками с кремнисто-железистым цементом,

образующими несколько прослоев феррикретов в кровле свиты. В области Южно-Калачского поднятия, а также Лосевской структурной террасы реликты раннемиоценовой поверхности сохранились лишь в пределах наиболее высоких водоразделов. В интервале высот 190-210 м они замещены позднемиоценовой полигенетической поверхностью выравнивания, которая сформировалась по мере перехода геоморфологического цикла к стадии продольного расчленения. Реликты этой поверхности отмечены аллювием тереховской толщи [4] и сопряженным с ним комплексом субэразальных элювиально-делювиальных образований. Они часто наложены на оползневые педименты, сформированные по кровле эоценовых (воробьевско-обуховских) отложений, представленных в основном глинами. В пределах Воронцовского и Красноселовского прогибов реликты самой древней поверхности выравнивания коррелируются с раннеплиоценовым аллювием, перекрывающим карстово-эрозионные педименты, выработанные в мел-мергельной толще верхнего сантона, а также в кровле песчаников бучакской свиты эоцена. Они дополняются раннеплиоценовой полигенетической поверхностью выравнивания, сопряженной с аллювием усманской серии. Кроме неогеновых поверхностей выравнивания в контурах прогибов широко распространены четвертичные террасы.

На юго-западе Калачское поднятие сочленяется с Кантемировским, которое по морфометрическим параметрам отличается от Калачского более высоким (100-120 м) положением базисной поверхности, преобладающими отрицательными значениями коэффициента асимметрии распределения высот, свидетельствующими об общей тенденции к увели-