



Михаил Львович Копп – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института Российской Академии наук, лауреат премии РАН им. Н.С. Шатского, известен своими трудами в области структурной геологии, региональной тектоники и палеогеографии кайнозоя Кавказа, Копетдага и Восточно-Европейской платформы. В серии работ по проблемам сдвиговой тектоники и внутренней геокинематики Альпийско-Гималайского орогенного пояса обосновывается тезис о единстве позднекайнозойской деформации Евразийского континента в связи с коллизией одноименной литосферной плиты с плитами «гондванского» происхождения: Аравийской и Индийской.

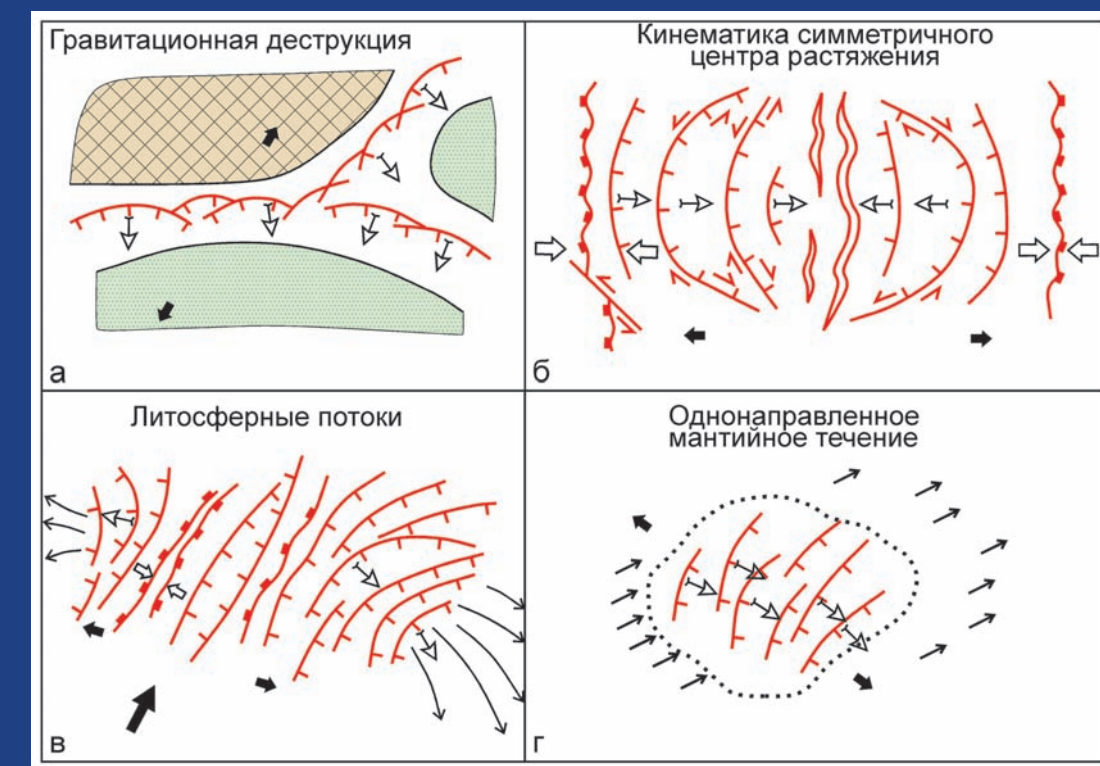
В настоящей книге анализируется проблема зависимости кинематики горизонтальных движений от неоднородностей деформируемой среды и самого напряженного состояния. В этом плане автором уже исследовался сдвиговый стресс-режим с латеральным выжиманием масс к участкам меньшего сжатия [Копп, 1979, 1997] и надвиговый режим, где сравнивались структурные ансамбли стесненных условий поддвига масс к сильно сжатому ядру орогена и ансамбли облегченных условий при разгрузке этого сжатия и свободного надвигания к соседним орогенным прогибам [Копп, 1989, 2007]. Для всех подобных ситуаций решался общий вопрос: как в едином поле напряжений возникают неоднородные деформации и перемещения, где подчеркнуто движение материала в каком-либо избранном направлении, а также каковы признаки предпочтительного направления в сравнении со стесненным, энергетически невыгодным. Здесь же попытка такого кинематического анализа распространяется на обстановку растяжения, для чего привлекаются характерные для нее дугообразные дизъюнктивы: автором установлено, что предпочтительное движение их крыльев идет в направлении вогнутости образуемых ими дуг.

Разработанный на этой основе метод кинематического анализа апробирован на примерах из конкретных геодинамических обстановок разного типа и масштаба: активных рифтов (Байкал), авлакогенов (Восточно-Европейская платформа), орогенов на переходе от сжатия к гравитационному коллапсу (Кавказ) и платформ (Русская плита), где обнаружены признаки гравитационной деструкции антеклиз с перемещением материала к синеклизам. Установлено, что повсюду дугообразный изгиб возникает, когда растягивающий стресс-режим сопровождается кинематической асимметрией, обуславливающей предпочтительное латеральное движение материала к стороне с более низким сопротивлением среды. Предлагается новая гипотеза образования изгиба островных дуг запада Тихого океана: показана его связь с поперечным к ним кинематически асимметричным растяжением, задаваемым геометрией отката субдуцируемой плиты к океану. Признаки проявления кинематической асимметрии найдены и в структуре областей спрединга.

Копп М.Л. Дугообразные структуры растяжения в региональных и глобальных тектонических обстановках

М.Л. Копп

Дугообразные структуры растяжения в региональных и глобальных тектонических обстановках



Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

Москва
ГЕОС
2017

Founded in 1932

Vol. 616

M.L. Kopp

**ARCUATE EXTENSION
STRUCTURES IN REGIONAL
AND GLOBAL TECTONIC
SETTINGS:
EXPERIENCE OF THE KINEMATIC ANALYSIS**

Moscow
GEOS
2017

Основаны в 1932 году

Вып. 616

М.Л. Копп

**ДУГООБРАЗНЫЕ СТРУКТУРЫ
РАСТЯЖЕНИЯ В РЕГИОНАЛЬНЫХ
И ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВКАХ:
ОПЫТ КИНЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

УДК 554.2
ББК 26.323
К 65

Ответственные редакторы Ю.Г. Леонов, Н.Б. Кузнецов

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), Н.Б. Кузнецов (заместитель главного редактора),
Г.Н. Александрова (ответственный секретарь), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, А.Б. Герман, К.Е. Дегтярев,
А.В. Дронов, В.А. Захаров, В.Б. Курносов, В.Ю. Лаврушин, М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов, М.А. Рогов,
М.А. Семихатов, С.Д. Соколов, М.Д. Хуторской, Н.П. Чамов

Рецензенты: В.С. Буртман, Ю.А. Морозов

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. —
ISSN 0002-3272

Вып. 616: Дугообразные структуры растяжения в региональных и глобальных тектонических обстановках: опыт кинематического анализа / Копп М.Л.; Отв. ред. Ю.Г. Леонов, Н.Б. Кузнецов — М.: ГЕОС, 2017. — 96 с.; ил.
ISBN 978-5-89118-761-0

Обоснован метод использования очертаний дугообразных дизъюнктивных структур для реконструкции направлений латеральных движений блоков в областях растяжения: установлено, что предпочтительное движение крыльев разрывов идет в направлении вогнутости дуги разрыва. Применимость метода подтверждена на примерах из областей растяжения разного типа: неотектонически активных континентальных рифтов (Байкал), авлакогенов (Восточно-Европейская платформа), коллизионных орогенов, находящихся на переходе от сжатия к гравитационному коллапсу (Кавказ), и платформ (Русская плита), где обнаружены признаки гравитационной деструкции антеклиз с перемещением материала косоветным синеклизам. Установлено, что во всех этих случаях дугообразный изгиб возникает, когда динамический режим горизонтального растяжения сопровождается кинематической асимметрией, обуславливающей предпочтительное латеральное движение материала к свободной стороне с более низким сопротивлением вмещающей среды. Предложена новая гипотеза образования изгиба островных дуг запада Тихого океана: показана его связь с поперечным к ним кинематически асимметричным растяжением, задаваемым геометрией отката субдуцируемой плиты к океану.

Для широкого круга специалистов в области структурной геологии, тектоники и региональной геологии.

Публикуется при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований № 6ОНЗ РАН

Responsible Editors Yu.G. Leonov, N.B. Kuznetsov

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), N.B. Kuznetsov (Deputy Editor-in-Chief),

G.N. Aleksandrova (Executive Secretary), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, A.B. German, K.E. Degtyarev, A.V. Dronov,
V.A. Zaharov, V.B. Kurnosov, V.Yu. Lavrushin, M.G. Leonov, Yu.G. Leonov, M.A. Rogov, M.A. Semikhatov, S.D.

Sokolov, M.D. Khutorskoy, N.P. Chamov

Reviewers: V.S. Burtman, Yu.A. Morozov

Transactions of the Geological Institute / GIN RAS – Moscow: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964. — ISSN 0002-3272

Vol. 616: Arcuate extension structures in regional and global tectonic settings: experience of the kinematic analysis / Kopp M.L.; Responsible Editor Yu.G. Leonov, N.B. Kuznetsov – Moscow: GEOS, 2017. – 96 p.; il.

A method of use of arcuate in plan view disjunctive structures for reconstruction lateral block movements in extension areas is grounded. It has been recognized that a preferable movement of fault flanks is directed from a concave side of the fault arc. Applicability of the method is confirmed by examples from extension areas of various types including recently active rifts (Baikal), aulacogens (East European platform), collisional orogens at the stage of transfer from their compression to gravitational collapse (Caucasus), and platforms where evidence of gravitational destruction of antecises giving rise material transport to adjacent synecises has been detected (Russian plate). It was found that in all these settings, the arcuate outline in plan view is formed when the extensional stress regime is accompanied with a kinematic asymmetry that causes the preferable lateral mass motion toward free side of deformation area with less resistance of the enclosing medium. A new concept of arcuate geometry origination of island arcs in the Western Pacific has been offered: it has been founded that it is related to transverse to the arcs kinematically asymmetric extension caused by roll back of subduction plate to the ocean.

For a wide range of specialists in areas of structural geology, tectonics and regional geology.

© Копп М.Л., 2017

© ГИН РАН, 2017

© Издательство ГЕОС, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	7
Введение	8
Постановка проблемы.....	8
Обзор имеющихся точек зрения.....	8
Кинематическая асимметрия как системная причина дугообразной геометрии структур растяжения	14
Теоретическая модель кинематически асимметричного растяжения.....	14
Факторы кинематической асимметрии растяжения.....	18
Умеренное растяжение внутри платформ: дугообразные геоморфологические уступы как признак гравитационного коллапса антеклиз Русской плиты	21
Постановка вопроса.....	21
Динамика формирования геоморфологических амфитеатров и ее соотношения с региональными неотектоническими напряжениями.....	24
Структурно-геологическая идентификация геоморфологических амфитеатров.....	29
Структурная приуроченность дугообразных и прямолинейных линеаментов растяжения и ее связь с кинематикой движений.....	32
Морфоструктурные рисунки Прикаспийского региона как области транспортировки и тектонической аккумуляции деформируемого материала.....	35
Кинематика новейших движений по структурно-геологическим данным.....	37
Растяжение антеклиз по геофизическим данным.....	41
Дугообразные флексуры и сбросы новейшего возраста, выраженные в деформациях слоев.....	44
Общий синтез и гипотеза гравитационно-тектонического коллапса антеклиз: «коровые оползни».....	48
Вероятные факторы гравитационного коллапса на платформе.....	49
Резюме.....	55
Области активного континентального рифтогенеза	57
Дугообразные очертания авлакогенов и анализ их причин	64
Поперечное растяжение орогена и его гравитационный коллапс	70
Зоны субдукции: островные дуги запада Тихого океана	73
Области океанического спрединга	81
Обсуждение результатов и заключение	85
Особенности применения методики кинематического анализа.....	85
Результаты регионального и теоретического значения.....	87
Выводы	90
Литература	92

CONTENTS

Preface	7
Introduction	8
Formulation of the problem.....	8
Survey of points of view.....	8
Kinematic asymmetry as a basic cause of arcuate outlines of extension structures	14
Theoretic model.....	14
Factors of the kinematic asymmetry of extension.....	18
Moderate extension inside platforms: arched geomorphic escarpments as an evidence of the gravitational collapse of the Russian plates anteklises	21
Formulation of the problem.....	21
Dynamics of the geomorphic amphitheatres formation and its relationship with regional neotectonic stresses.....	24
Structural-geological indentification of the geomorphic amphitheatres.....	29
Structural position of arcuate and rectilinear lineaments of extension and its relation with movement kinematics.....	32
Morphostructural patterns of the Peri-Caspian region as an area of transportation and tectonic accumulation of deformed material.....	35
Kinematics of the recent movements by the structural-geological data.....	37
Extension of the anteklises by geophysical data.....	41
Arcuate neotectonic flexures and normal faults expressed in the strata deformations.....	44
Common synthesis and hypothesis of the anteklises gravitational collapse	48
Probable factors of the anteklises gravitational collapse	49
Resume.....	55
Areas of the active continental rifting	57
Arcuate outline of aulacogens and its probable causes	64
Transverse extension of orogen and its gravitational collapse	70
Subduction zones: West Pacific island arcs	73
Oceanic spreading areas	81
Discussion and conclusion	85
Special methodical features of the kinematic analysis use.....	85
Certain results of regional and theoretical significance.....	87
General conclusions	90
References	92

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Данная книга продолжает публикации автора по проблемам кинематики горизонтальных движений в разных геодинамических обстановках. В этом плане уже исследовались обстановки сдвиговых перемещений с латеральным выжиманием масс к участкам меньшего сжатия в орогенах Альпийско-Гималайского коллизийного пояса [Копп, 1979, 1997] и сжатия орогена в надвиговом поле напряжений (Большой Кавказ). Во втором случае сравнивались структурные ансамбли стесненных условий поддвига масс к сильно сжатому ядру орогена и облегченных для движения условий при разгрузке этого сжатия, сопровождающейся свободным надвиганием к соседним орогенным прогибам [Копп, 1989, 1991, 2007]. Для всех подобных ситуаций ставился общий вопрос: как в едином поле напряжений возникают неоднородные деформации и кинематические обстановки, в которых подчеркнута движение материала в каком-либо избранном направлении, и, в связи с этим, каковы отличительные признаки предпочтительного направления в сравнении со стесненным, энергетически невыгодным.

В настоящей работе делается попытка кинематического анализа для условий горизонтального растяжения (которые, по мнению автора, изучены в данном отношении недостаточно). Для этого используются часто встречающиеся в таких обстановках линейные структуры с очертаниями геометрически правильных, но коротких дуг. Геологи, занимающиеся дешифрированием и структурным анализом разрывных нарушений, далеко не всегда их принимают во внимание, больше замечая прямые линеаменты или же, напротив, кольцевые структуры. Поэтому линейные объекты дугообразной геометрии в плане, если они предполагаются на принадлежность к дизъюнктивам, часто либо рассматриваются как состоящие из множества коротких прямых линий, либо считаются частью

кольцевой структуры (иногда при этом искусственно замыкаемой), либо вообще игнорируются. Между тем именно такую дугообразную геометрию в плане имеют многие полуграбены в рифтах, а также стенки отрыва гравитационно-тектонических покровов и оползней. Имеется и своя специальная литература, содержащая попытки объяснения подобных очертаний линейных структур растяжения (см. «Введение»).

Необходимо оговориться, что геометрические признаки каких-либо структур, особенно если они рассматриваются сами по себе, часто оказываются конвергентными и могут трактоваться по-разному. Имеются и всякого рода случайные причины, способные повлиять на геометрию реально доказанного разрыва: например, огибание им какой-либо округлой структуры или реологической неоднородности.

Учитывая эти сомнения, в настоящей работе мы широко привлекаем материалы по динамике и кинематике формирования дугообразных структур растяжения, полученные в ходе специальных структурно-геологических наблюдений. Именно так построены разделы по участкам Восточно-Европейской платформы, а также Большого Кавказа и Предкавказья. Для других территорий и обстановок (Байкальские и Забайкальские рифты, древние авлакогены Восточно-Европейской платформы и т.д.), структура и динамика формирования которых детально и разносторонне освещались в литературе, оставалось лишь сопоставить предполагаемые по геометрии дугообразных структур направления предпочтительных перемещений с реальными особенностями геодинамических обстановок разных типов и этапов развития. Наконец, в порядке дискуссии здесь представлены гипотетические соображения о природе изгиба дугообразных структур в океанах, однако и эти соображения также опираются на литературные данные о динамике формирования этих структур.

ВВЕДЕНИЕ

Постановка проблемы

Дугообразные очертания в плане встречаются у разрывов разного кинематического типа и часто зависят от случайных факторов: например, огибания линией разрыва округлой жесткой неоднородности коры. Однако в ряде случаев такая геометрия возникает в однородной среде и тогда уже зависит только от кинематических условий действия напряжений. Так, дугообразный сдвиг аккомодирует вращение ограничиваемого им блока вокруг вертикальной оси (известный пример – Северо-Анатолийский разрыв). В случае дугообразных надвигов и сбросов, поскольку у них смещение крыльев происходит не по простиранию, а по падению сместителя, вращение блоков по латерали отсутствует, но и тогда дугообразная конфигурация часто обусловлена согласованной комбинацией разрывов разного знака и направления и поэтому содержит кинематическую информацию. Например, дугообразные надвиги, на своих окончаниях переходящие в сдвиги, показывают смещение блока или пластичной массы в направлении выпуклой стороны дуги.

Кинематическая природа широко распространенных в природе структур дугообразных растяжений, под которыми здесь имеются в виду сбросы, присбросовые флексуры, субвертикальные «взрезы» (термин В.В. Белоусова), отрывы, раздвиги, дайки, линии вулканов и пр., пока не получила убедительного объяснения. Для сбросов с их скольжением крыльев по падению/восстанию сместителя еще можно представить вращение этих крыльев вдоль сферической или цилиндрической поверхности. Однако для ассоциирующихся с ними других, особенно открывающихся структур горизонтального растяжения, где расходящиеся крылья образуют зияние, это движение происходит вообще не вдоль, а поперек поверхности разрыва. Кроме

того, прямые и дугообразные разновидности структур растяжения при их общем простирании (свидетельстве единства поля напряжений) обычно образуют обособленные домены даже по соседству, и это отчетливо показывает специфичность условий образования тех и других.

Таким образом, универсального (системного, не зависящего от случайных обстоятельств) кинематического объяснения природы дугообразных структур растяжения не существует, и здесь представлена попытка решения данного вопроса путем анализа кинематики структур растяжения в разных геодинамических ситуациях. Она основана на опыте предшествующих исследований автора в области анализа геокинематических структурных рисунков для условий сдвиговой и надвиговой тектоники [Копп, 1979, 1989, 1991, 1997, 2004]. В этих работах анализируется, как в одном и том же общем поле напряжений условия неоднородного нагружения (например, неравномерное сжатие), а также реологические неоднородности структуры и топографические – рельефа – определяют особенности кинематики движения блоков.

Обзор имеющихся точек зрения

В немногочисленной литературе по данному вопросу предлагаются следующие варианты причин возникновения дугообразных очертаний структур горизонтального растяжения.

По одному из них, дугообразная конфигурация образуется, когда удлинение материала в процессе его растяжения реализуется не только вдоль главной оси горизонтального растяжения, но и вдоль промежуточной оси эллипсоида [Oertel, 1965]. В подобных условиях в деформируемом объеме, кроме двух симметричных систем сопряженных сбросов, соответствующих классической модели Дж. Андерсона для плос-

кой деформации, возникают две дополнительные, расположенные под углом к главным системам. Тогда грабен теоретически ромбовидного очертания в плане при некотором сглаживании в естественных условиях тупых углов становится похож – в плане и трехмерной проекции – на лодку с наклоненными навстречу дугообразно изогнутыми бортами. Согласно близкому варианту, также происходит снижающее трение сглаживание тупых углов, но (для полуграбена) уже не ромба, трапеции, короткая из двух главных сторон которой образована сбросом, а скошенные боковые стороны – двумя сдвигами разного знака, но того же поля напряжений [Rosendahl, 1987] (рис. 1). Встречаемость в природе структур такого рода была доказана для разных рифтовых регионов [Reches, 1983; Rosendahl, 1987; и др.]. Общее для обоих «композитных» вариантов возникновения дугообразных сбросов – объединение в единую кривую разрывов разного простирания и кинематики. Однако оба не отвечают на вопрос о том, что вообще заставляет эти разрывы объединяться в дуги: ведь в тех же самых рифтах имеются участки, где сбросы и сдвиги прямолинейны и, кроме того, находясь рядом с дугообразными, образуют изолированные от них домены.

Еще одно распространенное представление, в отличие от двух предшествующих, полагает, что дугообразная геометрия разрывов любой кинематики обусловлена фундаментальным свойством поля напряжений – первичным искривлением их теоретически расчетных траекторий по мере перехода от упругой деформации к хрупкому разрушению и разрастанию уже возникшего разрыва [Гзовский, 1953, 1975; Гзовский, Черткова, 1953] (рис. 2). В таком случае разрыв вдоль всей своей изогнутой линии не меняет кинематики, например, всюду оставаясь только сбросом, не переходя в сдвиг. Данный способ образования разрывных дуг (экспериментально исследованный) теоретически универсален, так как он присущ разрывам любой кинематики, а при собственно растяжении применим не только к наклонным сбросам, но и к субвертикальным взрезам и отрывам. Вместе с тем, он сам по себе, как и предыдущие, не раскрывает необходимых условий возникновения дугообразного изгиба – в природе многие нарушения на своих окончаниях остаются прямолинейными, либо же их затухание сопровождается формированием не изгибов в плане, а компенсационного оперения: вееров мелких

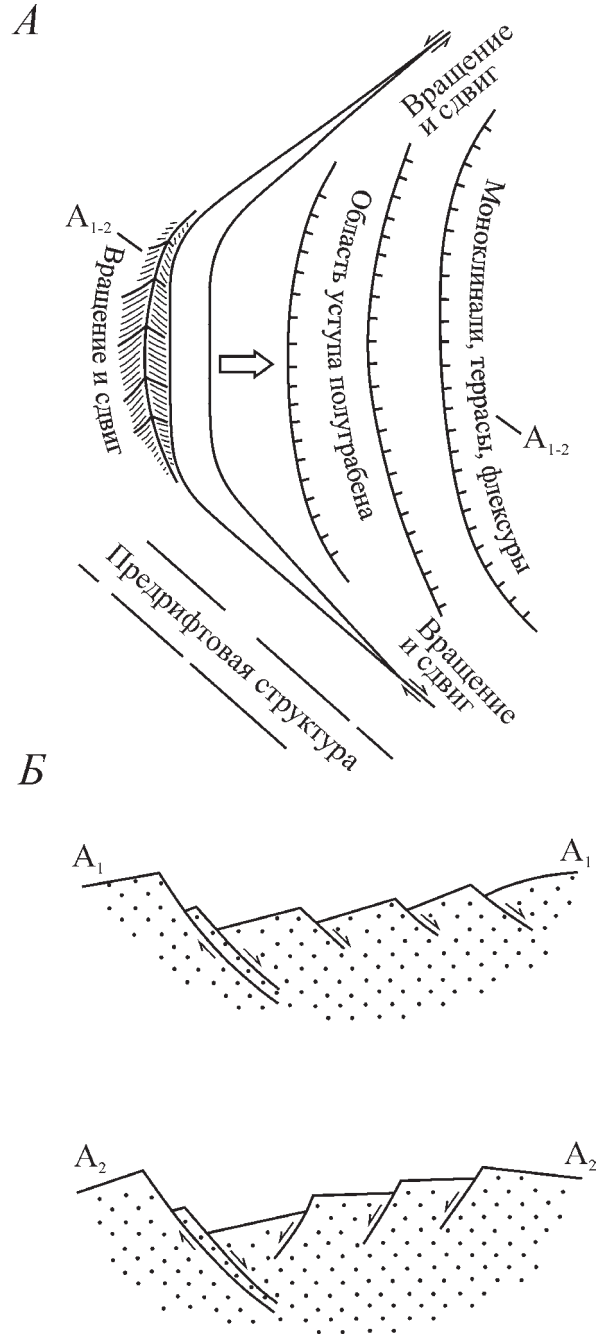


Рис. 1. Вид в плане идеального полуграбена и гипотетические разрезы [Rosendahl, 1987]

А – вид в плане, *Б* – вид в разрезе. Геометрия погружения обуславливает здесь возникновение диагональных сбросо-сдвигов и сдвигов около окончаний полуграбенов. Горизонтальная полая стрелка на рис. 1, *А* указывает на латеральное направление компоненты отседания. Для полуграбена характерен преимущественно согласный с кинематикой главного сброса кинематический знак второстепенных сбросов (см. верхний разрез на рис. 1, *Б*), тогда как для сравнения в случае симметричного (полного) грабена знак второстепенных сбросов отличается от такового главного сброса – нижний разрез на рис. 1, *Б*

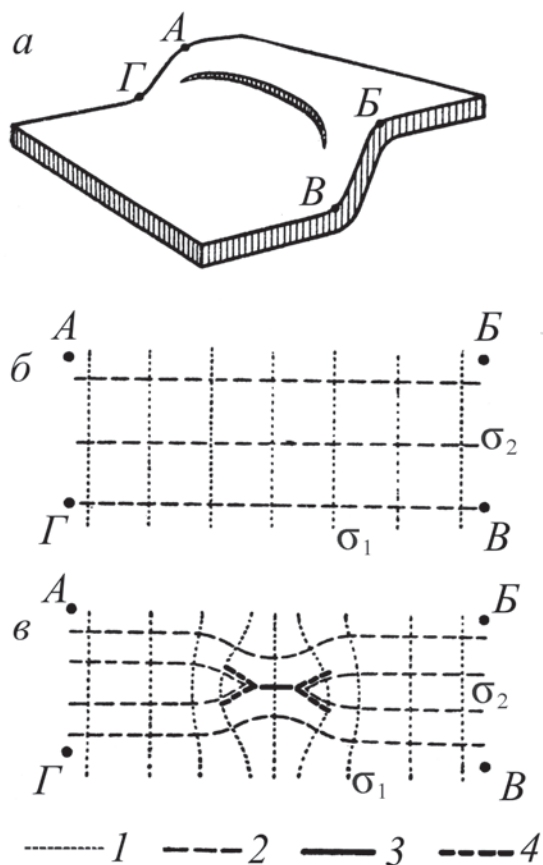


Рис. 2. Дугообразная конфигурация линии разрыва (здесь – сброса), вызванная искривлением первично прямолинейных траекторий напряжений в результате возникновения и разрастания разрыва [Гзовский, 1975; Гзовский, Черткова, 1953] (теоретическая схема)

а – макет флексуры со сбросом, б – проекция на горизонтальную плоскость траекторий главных нормальных напряжений до возникновения сброса, в – вид в той же плоскости траекторий главных напряжений после возникновения сброса. Буквы А, Б, В, ... – маркеры внутри модели, для сравнения; 1–2 – горизонтальные проекции траекторий главных нормальных напряжений: 1 – алгебраически максимальных (растягивающих) главных напряжений, 2 – то же, промежуточных главных напряжений, 3–4 – линия разрыва: 3 – основная трасса, 4 – предполагаемые направления разрастания линии разрыва

разрывов и трещин («конских хвостов»), кулисных сочленений, структур типа pull apart и т.п. Необходимо отметить, что в работах М.В. Гзовского и его коллег приводятся результаты интересных полевых наблюдений дугообразной («волнистой») геометрии разрывов: показано,

в частности, их часто встречающееся объединение в продольные гирлянды («гирляндовидное» расположение), а также противоположные направления изгибов этих линий для сбросов и надвигов: первые обращены вогнутостью к сброшенному крылу, а вторые – наоборот.

Итак, перечисленные концепции, несмотря на то что каждая из них содержит элементы, объясняющие те или иные стороны проблемы, а также иллюстрируется конкретными примерами, целостной картины не создают, и прежде всего неясны те специфические условия, которые необходимы для возникновения дугообразных разрывов растяжения и их обособления от прямолинейных структур того же кинематического типа и ранга, при этом формирующихся рядом и в том же поле напряжений.

Еще один распространенный и относящийся только к наклонным сбросам способ решения данной задачи связывает дугообразный изгиб линий последних с закругленной (сфероидальной или цилиндрической) формой их поверхности, аппроксимирующей вращение крыльев вокруг горизонтальной оси [Копп, 2004; Паталаха, 1981; Bally et al., 1981; Cloos, 1928; Gibbs, 1984; и др.]. Изгиб сбросовых поверхностей в вертикальном разрезе доказан для многих регионов, и по геометрии этого изгиба сбросы давно разделены на два типа: синтетический и антитетический [Cloos, 1928] (рис. 3). Направление изгиба в вертикальной плоскости может повлиять на таковое в горизонтальной [Копп, 2004] (рис. 4). Для синтетических сбросов изгиб закругленной поверхности обращен выпуклой стороной вверх, из-за чего сброшенное крыло наклоняется вперед по ходу смещения. При этом след сместителя оказывается выпуклым по отношению к сброшенному крылу не только в разрезе, но и в плане (см. рис. 4, А). Для сбросов антитетического типа (часто называемых листрическими) ковшеобразный изгиб выпуклостью обращен вниз и, соответственно, сброшенное крыло наклоняется назад, тогда линия сместителя обращена к сброшенному блоку вогнутой стороной (см. рис. 4, Б). Обе эти ситуации различаются по местоположению более свободной стороны для движения сброшенного крыла: в первой из них такая сторона расположена внизу, что не дает возможности деформируемому материалу расширяться по латерали, а во втором она располагается сбоку, и деформируемый материал широко распределяется в латеральном направлении.

Однако этот вариант также не универсален, ибо, во-первых, многие сбросы, будучи листрическими в разрезе, остаются прямолинейными в плане. Кроме того, при допущении сферичности поверхности смещения он требует неоправданной (несколько десятков или даже сотен километров) глубины заложения для обычного размера дугообразных сбросов, встречающихся в рифтовых областях. Поэтому в наиболее полной мере данный механизм может проявиться только для мелких сбросовых блоков, пример тому – цирковые оползни, чьи стенки отрыва как раз демонстрируют сфероидальную форму. Данный вариант, как и еще два из рассмотренных, предполагает, что сбросовое смещение происходит именно по наклонной поверхности, тогда как субвертикальные сбросы, а особенно отрывы, опять остаются вне поля зрения.

Между тем листрическая концепция полезна тем, что она включает в себя очень важный дополнительный фактор – наличие более свободной для удаления масс из зоны растяжения стороны по латерали [Копп, 2004] (см. рис. 4).

Можно подвести итог, что ни один из рассмотренных выше вариантов не является необходимым и достаточным, хотя некоторые содержат элементы, правдоподобные и совместимые с реальными структурными обстановками, а также доказанные геологически. Так, теоретически понятное наличие сдвигов разного знака на отогнутых концах сбросовой дуги проявляется в разных местах. Очевидной также представляется роль листрической геометрии поверхности сброса, во всяком случае для конкретных ситу-

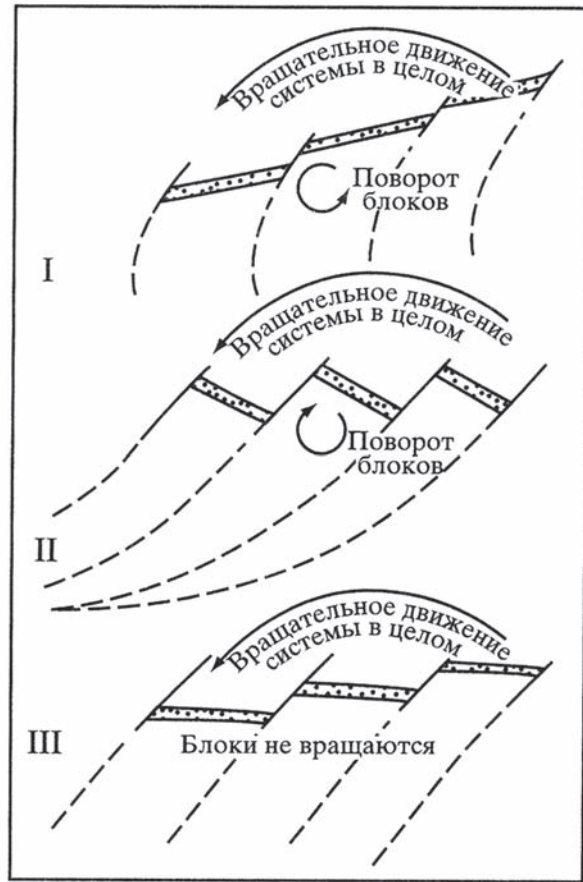


Рис. 3. Сбросы разных кинематических видов, интерпретация Е.И. Паталахи [1981] по [Cloos, 1928]

I – сбросы с синтетическим типом поворота блоков, II – то же, с антитетическим типом поворота блоков, III – сбросы без поворота блоков. Знак общего вращения системы во всех случаях остается одинаковым

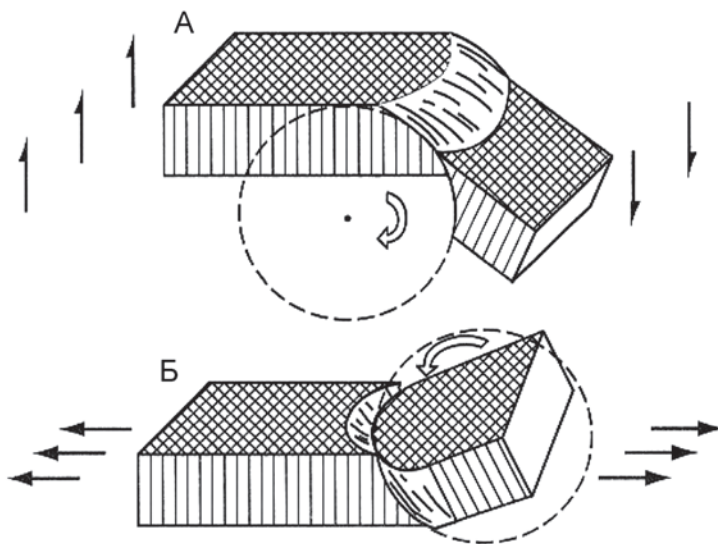


Рис. 4. Зависимость очертаний линии сброса в плане от кинематики деформации

A – при проседании сброшенного блока вперед (по ходу движения), обстановка флексурного изгиба, когда более свободное пространство для движения находится внизу; B – при отседании сброшенного блока назад по ходу движения, когда свободное пространство для движения находится по латерали впереди [Копп, 2004]. Плоский параллелепипед символизирует субгоризонтальный слой, пунктирный круг – проекцию сфероидальной поверхности скольжения на вертикальное сечение, сплошные и полые стрелки – направления действующих сил и поворота блока соответственно

аций. Однако сама она, похоже, является следствием причины высшего ранга – наличия достаточно широкого пространства для компенсации растяжения по латерали. Именно эта последняя причина представляется нам наиболее вероятной в отношении рассматриваемой проблемы.

В данном аспекте интересен пример изучения четвертичных дугообразных грабенов глубиной несколько десятков метров в национальном парке Каньонленд на западе США, сформировавшихся при совместном действии тектоники и гравитационного течения масс [McGill et al., 1979]. Горизонтальное растяжение произошло здесь вследствие выжимания гипсового просяла между известняковыми пачками в платформенном разрезе пенсильвания, из-за чего растягивалась и растрескивалась верхняя известняковая пачка. Движению способствовали пологий (7°) наклон слоев к долине р. Колорадо и вскрытие эрозией самой гипсовой пачки: удаление рекой продуктов выжимания постоянно поддерживало этот процесс, освобождая место для новых порций материала. Все грабены вогнуты по направлению движения к реке, но сдвиги при этом, как специально отмечено авторами цитируемого исследования [McGill et al., 1979], отсутствуют, и дугообразная конфигурация обусловлена исключительно искривлением траектории средней оси σ_2 эллипсоида напряжений; о том же свидетельствуют и результаты моделирования. Связь дугообразных очертаний грабенов с действием однонаправленного течения была проверена экспериментально: когда течение исключалось, сбросы в модельном материале оказывались прямолинейными.

В отношении влияния фактора свободного пространства по латерали на очертания структур растяжения стоит обратить внимание и на трещины, образующиеся при контракционном растяжении застывающего асфальта (рис. 5). Эти трещины, конечно, нельзя рассматривать как природный объект, однако, кроме их несомненной связи с растяжением, они имеют морфологию именно отрывов, а не сбросов, и главное, очень наглядны в методическом плане; кроме того, их морфология неоднократно привлекала известных исследователей [Белоусов, 1976; Шатский, 1922]. Среди таких трещин встречаются как прямолинейные, так и дугообразные, причем отчетливо прослеживаются причины локализации тех и других. Независимо от своих очертаний эти трещины образуют две общие системы (см. рис. 5, а): главную систему,

поперечную длиной оси асфальтовой полосы (где продольное уменьшение объема остывающего асфальтового тела особенно велико), и второстепенную систему – продольную. Однако плотные домены дугообразных трещин, особенно продольной системы, локализуются только на открытой стороне асфальтовой полосы: у бордюра тротуара, на обочине шоссе и т.п. Отсутствуют же они там, где край асфальта чем-то загорожен (зданиями или придорожной насыпью), и там встречаются только прямолинейные трещины. Далее, дугообразные трещины образуют широкие плюмажи на окончаниях поперечных прямых трещин – причем именно там, где последние подходят к свободному краю асфальта (см. рис. 5, б, в). Кроме того, мелкие «паразитические» дуги возникают у щелей, образуемых прямыми трещинами, и особенно осваивают точки их пересечения (см. рис. 5, в). Дугами окружены и технические люки, но при этом любопытно, что здесь нет никаких кольцевых структур: дуги всегда остаются короткими, образуя нечто вроде цветка подсолнечника (см. рис. 5, г). Заметим попутно, что эта «незавершенность» дугообразных трещин растяжения (они повсюду, и не только в данном примере, не достигают длины полуокружности) представляется фундаментальным свойством, и ниже мы еще прокомментируем его возможное происхождение. Факт наличия или отсутствия сдвиговых смещений в асфальте установить трудно, но можно отметить, что на флангах изгиба трещин встречается кулидность, свидетельствующая о проявлении сдвиговой деформации (см. рис. 5, д).

Благодарности. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Осадочные бассейны Восточно-Европейской платформы как элементы геодинамических систем: строение, эволюция и ресурсный потенциал» (госзадание № 01201253182), при поддержке Программы № 6 ОНЗ РАН. Автор выражает признательность руководителю этой программы Ю.Г. Леонову, с которым неоднократно обсуждались вопросы по теме монографии, а также Н.П. Чамову – за консультации по поводу материалов о динамике развития авлакогенов Восточно-Европейской платформы. В обсуждении ряда вопросов по теме работы участвовали В.С. Буртман, Ю.А. Волож, А.В. Ландер, М.Г. Леонов, Л.М. Расцветаев, Н.П. Чамов и А.Е. Шлезингер. В сборе и обработке полевых материалов в разное время участвовали Н.Ю. Васильев, В.Е. Вержицкий, О.И. Гущенко, Е.Ю. Егоров,

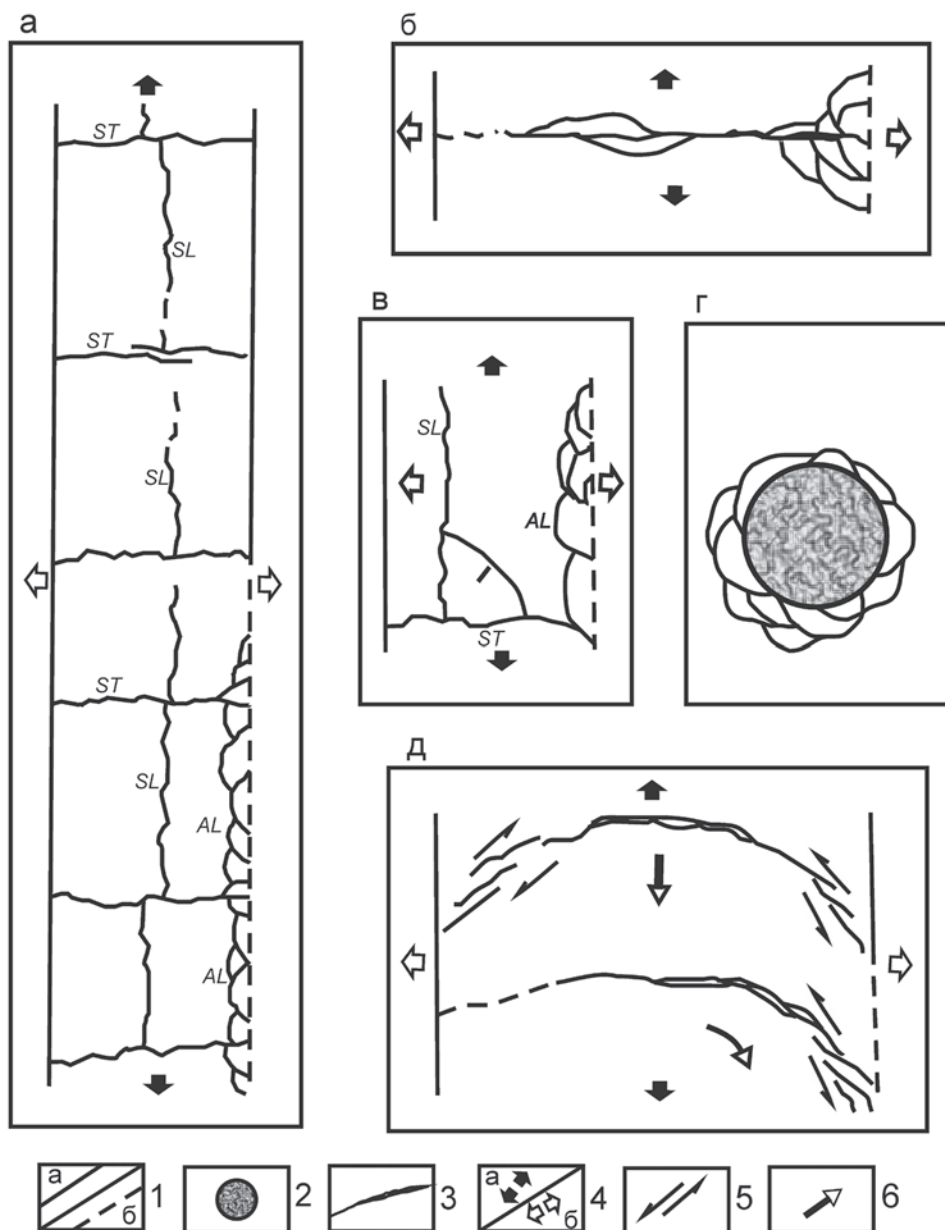


Рис. 5. Структурные рисунки контракционных трещин в асфальте

1 – ограничения асфальтовой полосы: а – закрытое для расширения асфальта, б – открытое для расширения асфальта; 2 – люк технического колодца, 3 – трещины растяжения, 4 – направления растяжения: а – главного, происходящего вдоль оси σ_1 , б – второстепенного (вдоль оси σ_2); 5 – направление горизонтального сдвига, 6 – направление предпочтительного (к свободной стороне асфальтового покрытия) перемещения блоков

А.А. Колесниченко, В.А. Корчемагин, А.О. Мострюков, Т.Ю. Тверитинова. А.И. Иоффе предоставил в распоряжение автора индивидуально разработанную и усовершенствованную программу синтеза цифровых моделей рельефа DEM. Важную техническую поддержку оказал А.А. Колесниченко. Автор особо признателен

рецензентам книги В.С. Буртману и Ю.А. Морозову, а также К.Е. Дегтяреву и С.Ю. Колодяжному, проанализировавшим рукопись журнальной статьи на тему данной монографии и сделавшим содержательные замечания, которые способствовали улучшению этой статьи и были учтены при написании настоящей книги.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ АСИММЕТРИЯ КАК СИСТЕМНАЯ ПРИЧИНА ДУГООБРАЗНОЙ ГЕОМЕТРИИ СТРУКТУР РАСТЯЖЕНИЯ

Теоретическая модель кинематически асимметричного растяжения

Критический анализ рассмотренных литературных источников вкпе с самостоятельным изучением динамики и кинематики формирования дугообразных линеаментов востока Русской плиты (см. следующую главу) позволили автору предложить собственную концепцию формирования дугообразных очертаний структур горизонтального растяжения, во главу угла которой ставится учет кинематической обстановки реализации этого растяжения, а именно – неоднородностей нагружения и самой деформационной среды, создающих проблему пространства для растягиваемого материала.

Горизонтальное растяжение, как и остальные виды напряженного состояния, может быть кинематически симметричным либо асимметричным по отношению к внешним координатам и самой зоне растяжения [Копп, 2011, 2016] (рис. 6, 7). В первом случае (*кинематической симметрии*) оба крыла разрыва отодвигаются одно от другого примерно с равной скоростью, во втором (*кинематической асимметрии*) – одно крыло движется значительно быстрее. Фундаментальное различие этих вариантов заключается в разной степени сопротивлении среды для движения крыльев: в первом из них оно одинаково с обеих сторон, а во втором – нет (см. рис. 6, б и в). В случае кинематически асимметричного растяжения ускоренное отделение блока от остальной части массива требует формирования наиболее приспособленной для этого поверхности, окружающей отделяемый блок со всех сторон и создающей наименьшее трение – обтекаемой (см. рис. 6, г, рис. 7, Б, В).

Соответственно, по мнению автора, универсальной (точнее, системной – не зависящей от случайных обстоятельств) причиной возникновения дугообразной геометрии структур растяжения является кинематическая асимметрия, реагирующая на неодинаковое сопротивление среды по разные стороны от зоны растяжения деформируемого объема; при этом дуга линии разрыва своей вогнутостью обращена к направлению предпочтительно смещающегося по латерали крыла. Именно это дополнение к напряженному состоянию прежде всего вызывает формирование дугообразных структур и обуславливает их обособление от прямолинейных структур того же ранга, сформировавшихся в том же поле напряжений. Рассмотрим подробнее соотношение структур разной кинематики и очертаний в плане (см. рис. 6, 7).

В ситуации кинематической симметрии (см. рис. 6, а, рис. 7, А) для равномерного и направленного в обе стороны удлинения деформируемого объема при растяжении достаточно формирования прямолинейных (плоских в трехмерном объеме) дизъюнктивов растяжения. Если же большее ускорение по латерали почему-либо получают крылья разрывов только с одной, более свободной стороны (вариант кинематической асимметрии – см. рис. 6, б), это способствует формированию закругленной (сфероидальной или цилиндрической, при плоской деформации) поверхности отделения блока от материнского массива, причем с вогнутой в направлении движения стороной. Блоки-сегменты, с тыловой стороны ограниченные такой округлой поверхностью, будут испытывать наименьшее сопротивление и легче выскальзывать вбок, в плане же эта закругленная объемная поверхность будет выглядеть правильной дугой. Напротив,

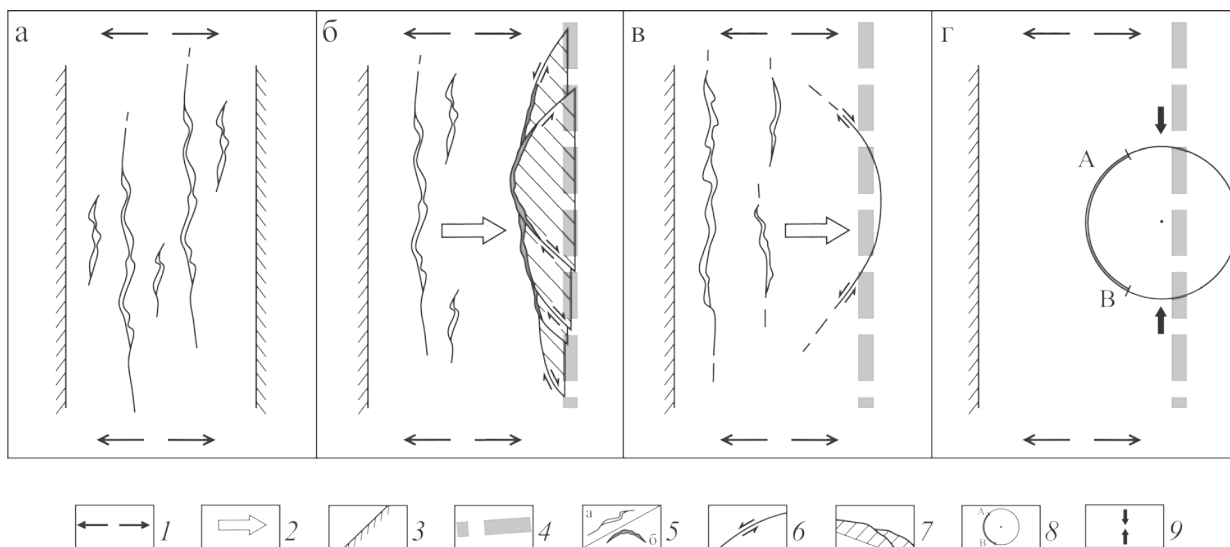


Рис. 6. Кинематическое асимметричное растяжение как причина дугообразной геометрии разрывов растяжения [Копп, 2011]

а – кинематически симметричное растяжение крыльев разрывов, оба крыла каждого разрыва удаляются в противоположные стороны с одинаковой скоростью, за счет чего линии разрывов как сбросов, так и отрывов остаются прямолинейными (отрывы – неровно-прямолинейными); б–г – кинематически асимметричное растяжение – ситуация, когда растяжение дополняется компонентой большего перемещения материала только к свободной стороне: б – возникновение у свободной границы деформируемого объема дугообразно изогнутых трещин и разрывов, конфигурация, оптимально благоприятная для отделения и удаления в сторону блоков-сегментов; в – неблагоприятная для обособления блоков-сегментов конфигурация объединения разрывов разной кинематики у свободной границы; г – диаграмма, показывающая предельную длину дугообразного контура блока-сегмента внутри виртуальной окружности, в которую он может быть вписан как результат заклинивания сдвиговых и раздвиговых деформаций при перпендикулярном к направлению сжатия положению плоскости разрыва.

1 – ориентация общего («регионального») горизонтального растяжения; 2 – благоприятное (к более свободному ограничению) направление транспортировки блоков, отрывающихся от материнского массива; 3 – условное «закрытое» ограничение деформируемого объема; 4 – условное «свободное» (более проницаемое) ограничение последнего; 5 – разрывы растяжения: а – прямолинейные в первом приближении, б – дугообразно изогнутые; 6 – сдвиговая компонента на отогнутых концах дугообразных разрывов растяжения; 7 – блоки-сегменты, отделившиеся и удаленные от материнского массива; 8 – виртуальная окружность, в которую теоретически вписывается изогнутый разрыв (АВ – примерный размер дуги, длину которой изогнутый разрыв вместе с его сдвиговыми окончаниями, не может превысить); 9 – в «региональном» поле растягивающих напряжений направление оси относительного горизонтального сжатия или укорочения, способного заклинить отогнутые концы разрыва растяжения и ограничить тем самым его разрастание в плане

если представить, что изгиб поверхности отделения направлен по смещению не вогнутой, а выпуклой стороной, отделение блока стало бы полностью невозможным, так как такая поверхность не способна полностью отделить блок от материнского массива (см. рис. 6, в).

При этом важно подчеркнуть, что образование поверхности такой формы и выскальзывание блока-сегмента с закругленным краем могут произойти независимо от того, является ли изогнутый разрыв вдоль всего его простираения сбросом сколовой механической природы – наклонным или субвертикальным, или же он представлен вертикальным раздвигом с меха-

низмом отрыва. Для приводимых рисунков (см. рис. 6, 7) намеренно выбрана ситуация отрыва, чтобы отвлечься от формирования дугообразного изгиба в результате вращения блока по сферической поверхности. (При этом, конечно, само вращение не исключается на практике, но в данном аспекте это частный случай и он также обусловлен разным положением свободной стороны для движения.)

Кроме того, не имеет никакого значения, возникла ли сферическая или цилиндрическая поверхность отделения блока при действии только растягивающих напряжений или же эта поверхность включает площадки действия как

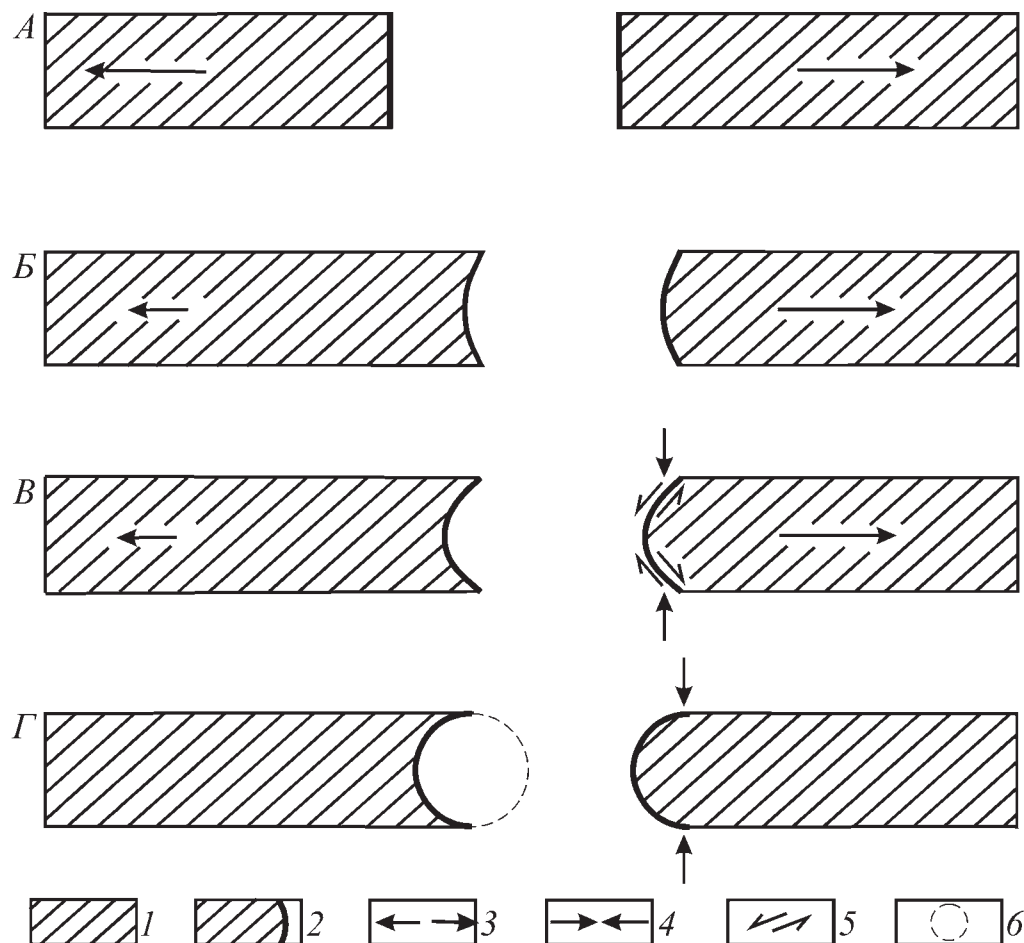


Рис. 7. Влияние сдвиговой деформации на радиус кривизны дугообразных разрывов растяжения, возникших в обстановке кинематически асимметричного растяжения

A – кинематически симметричное растяжение, *B–Г* – кинематически асимметричное растяжение: *B* – происходящее в режиме полного («чистого») растяжения, без какого-либо участия сдвига и, как результат, пологий (с относительно длинным радиусом кривизны) изгиб дугообразного разрыва, *B* – происходящее при участии сдвигового режима и, как результат, крутой (с относительно коротким радиусом кривизны) изгиб дугообразного разрыва; *Г* – условия полной невозможности для возникновения ни растяжения, ни сдвига – в случае, если длина дуги разрыва превзойдет длину полуокружности.

1 – подвергающийся разрыву условный плоский геометризованный блок, *2* – условно гладкая поверхность разрыва, *3* – общее («региональное») растяжение деформируемого объема, на фрагментах *A–B* – стрелка увеличенной длины указывает на предпочтительное направление движения соответствующего крыла разрыва, *4* – локальное сжатие, *5* – локальный сдвиг, *6* – виртуальная окружность, в которую вписывается дуга разрыва (только на фрагменте *Г*)

нормальных растягивающих, так и касательных (сдвиговых) напряжений. Само по себе участие сдвига в принципе не обязательно и, как показано выше, он не всегда проявляется в реальной природе [Гзовский, 1953; McGill et al., 1979], однако присутствие на отогнутых концах дуг попутных смещению сдвигов, знак которых соответствует типу общего поля напряжений, лишь ускорит откол и движение блока-сегмента (см. рис. 6, г, рис. 7, *B, B*). Наличие или отсут-

ствие сдвигов объяснимо конкретной структурой поля напряжений при растяжении. Присутствие сдвигов на концах дуг с большей вероятностью можно ожидать там, где региональный растягивающий стресс-режим замещается режимами сдвига или трансензии – сдвига с растяжением (см. рис. 6, в, рис. 7, *B*).

Такое специфическое сочетание, когда на одном из отогнутых концов дуги образуются левые сдвиги, а на другом – правые, мы называ-

ем парагенезом «вытягивающих» сдвигов, и он существенно дополняет структурный рисунок кинематически асимметричного растяжения, а в ряде случаев само его присутствие облегчает определение соответствующей кинематической обстановки (см. дальше). Наиболее вероятным является возникновение сдвиговых смещений именно на концевых площадках изогнутой поверхности разрыва, простирающие которых приближено к теоретической ориентации касательных стрессов соответствующего поля напряжений (напомним, что, согласно закону Дж. Андерсона, наибольшие касательные – сдвиговые в механическом смысле – смещения развиваются на площадках, расположенных под углом порядка 45° к осям главных нормальных напряжений). По этой причине участие сдвиговой деформации неизбежно должно отразиться на геометрии дугообразного разрыва растяжения: при наличии сдвигов на концах дуги последняя должна приобрести более круто изогнутый контур, чем дуга, возникшая при полном растяжении, без какого-либо участия сдвига (сравните рис. 7, Б и В). С другой стороны, автором настоящей работы отмечена систематически более короткая длина дуг разрывов растяжения по отношению к полной окружности: она не превышает полупериметра последней. Однако и это может быть объяснено теми же соображениями: если бы дуга удлинилась до такой степени, площадки на ее чрезмерно отогнутых концах оказались бы ориентированными поперек оси сжатия, и из-за этого они будут сдавлены. В результате как сдвиговое, так и само сбросовое смещение на концах такой дуги будут заблокированы и растяжение вообще не сможет пройти (сравните рис. 7, В и Г).

Таковы очевидные геометрические факторы того, как присутствие сдвиговой деформации может повлиять на конкретные очертания дугообразных разрывов растяжения: на радиус кривизны и длину дуги, в сравнении с полной окружностью, а также на присутствие или отсутствие сдвигов в данном структурном рисунке и их структурную позицию в региональном плане. Однако с учетом приведенных выше противоречивых свидетельств о наличии/отсутствии сдвигов в конкретных ситуациях все это, во-первых, указывает на необходимость доказательства факта их наличия и, во-вторых, исследования особых местных условий для их возникновения.

Сделаем некоторые существенные дополнительные замечания:

1. Следует обратить внимание на то, что рассматриваемые нами дугообразные линии разрывов растяжения представляют собой плоские проекции трех- или двумерных (соответственно сфероидальных или цилиндрических) поверхностей отделения блоков. В таком аспекте их логично сопоставить с такими же округлыми поверхностями раковистого или скорлуповатого излома в горных породах с изотропной внутренней структурой (кремне, опоке, мергеле и т.п.), который образуется при разрушении скального массива экзогенными процессами (например, выветриванием). Это разрушение возникает из-за экзогенного растяжения породы, а кинематически асимметричный характер последнее приобретает из-за соседства свободной стороны для деформации – дневной поверхности земли. Благодаря этому уплощенные куски мергелей и опок часто принимают форму обломков керамических блюдец: они изогнуты вдоль параллельных закругленных поверхностей на их противоположных широких сторонах. Вогнутость этих кусков, отражающая их отслоение от материнского массива, направлена наружу, к земной поверхности.

Данный пример интересен тем, что здесь при кинематически асимметричном растяжении происходит отделение мелких фрагментов от более крупного объема – горного массива. Точно так же можно предполагать участие кинематической асимметрии во фрагментации по свободным краям и каким-либо крупным тектоническим структурам, происходящей в результате действия усиливающихся к этим краям тектонических или гравитационных напряжений.

2. Используя понятия кинематической асимметрии и предпочтительного направления движения, уточним, что здесь имеется в виду движение именно по латерали. Например, в случае листрических сбросов с выполаживанием их поверхностей вниз таковым является движение только сброшенного крыла, тогда как противоположное (поднятое) смещается вверх по кривой поверхности ближе к вертикали либо остается вообще неподвижным относительно независимых координат. В плане же такая линия выражена дугообразной линией, и она будет вогнутой туда, куда смещается именно сброшенное крыло (по латерали), и выпуклой к тому крылу, которое идет вверх.

3. Учитывая принцип относительности движения, при рассмотрении смещений необходимо также оговаривать, относительно каких

координат это смещение осуществляется. В самом элементарном случае в качестве такого репера можно принимать след конкретного разрыва растяжения, который принимается условно неподвижным. Однако в ряде случаев эта поверхность отделения (или их совокупность) и сама может перемещаться в пространстве относительно независимых координат, причем не обязательно таких отвлеченных, как географические координаты, а генетически связанных с формированием какой-либо более крупной структуры или их комплекса. Тогда в качестве исходного репера может считаться центр такой структуры, разрушающейся в обстановке кинематически асимметричного растяжения и поэтому рождающей направленное от нее движение материала.

В ряде случаев само растяжение бывает кинематически асимметрично по своей природе. Например, направление гравитационного оползания крутого берега, равно как и его попутное растяжение, совместно определяются одним и тем же – гравитационной неустойчивостью, вызванной присутствием рядом русла реки. Соответствующая часть берега смещается к ней в виде как бы единой массы, однако отседание происходит неравномерно и сопровождается отделением по стенкам отрыва целой серии оползневых тел. В случае такого упорядоченного движения, когда все разрывы вовлечены в общее однонаправленное смещение, брать за координату поверхность конкретного разрыва бесполезно, и вместо этого в качестве такой координаты логично использовать начало оползневого потока, находящееся на бровке крутого склона, или, в более общем плане, ненарушенную поверхность водораздела.

В тектонических ситуациях все, разумеется, обстоит гораздо сложнее, но в любом случае необходимо искать домены проявления движений разного знака. Если это удастся, то, найдя точки начала и конца однонаправленного потока, легче определить, почему оно происходит именно туда – в сравнении с другими возможными при известном поле напряжений, направлениями.

Факторы кинематической асимметрии растяжения

В кинематическом анализе тектонических структур приходится учитывать весьма разнообразные факторы асимметрии напряженного

состояния, но выделим наиболее ожидаемые типовые случаи (рис. 8), которые предположительно различаются по особенностям своего структурного рисунка.

1. Наиболее универсальный (фоновый), хотя и не обязательно самый главный, фактор – неровность тектонического и/или топографического рельефа. Гравитационное поле в условиях неровного рельефа поляризовано по латерали и перемещает материал от поднятия к депрессии: передовому или межгорному прогибу, синеклизе и т.п. Такая депрессия рельефа может как существовать сама по себе, так и возникнуть в ходе деформации. Если перепад рельефа выражен достаточно резким уступом, естественно предполагать параллельную ему (линейную, гирляндовидную, по определению М.В. Гзовского) группировку дугообразных разрывов растяжения внутри узкой зоны уступа, причем цепочка разрывов будет повторять изгибы уступа на местности (рис. 8, а).

2. Точно так же бывает динамически поляризовано тектоническое поле напряжений, при котором предпочтительное движение масс идет в направлении градиента тектонических напряжений: от более сжатых участков к менее сжатым или вообще растянутым.

3. Реологически сложная структура материала, приводящая к его неоднородной деформации и повышенному течению на участках толщ маловязких пород (хотя само направление течения бывает связано с другими факторами – как с рельефом, так и с тектоникой).

4. Влияние крупной структуры тектонического растяжения (отдельного грабена, рифта, плюма, задугового бассейна и пр.) и структурно-динамических неоднородностей, создающихся в процессе ее формирования (см. рис. 8, б). Прогрессирующее расширение симметричного рифта из-за сопротивления вмещающей среды создает аккомодационное сжатие в его стенках и, соответственно, динамическую поляризацию вдоль профиля рифта: между его боковым плечом, где развивается это аккомодационное сжатие, и осевой зоной, внутри которой нарастает зияние. Предпочтительное (в данном случае, компенсационной природы) смещение будут испытывать те крылья сбросов, которые обращены к центру рифта, а дополнительно оно усилится образованием внутри рифта ложины рельефа, создающей гравитационный градиент. В такой ситуации сбросы внутри симметричного рифта будут вогнутыми к его оси, причем

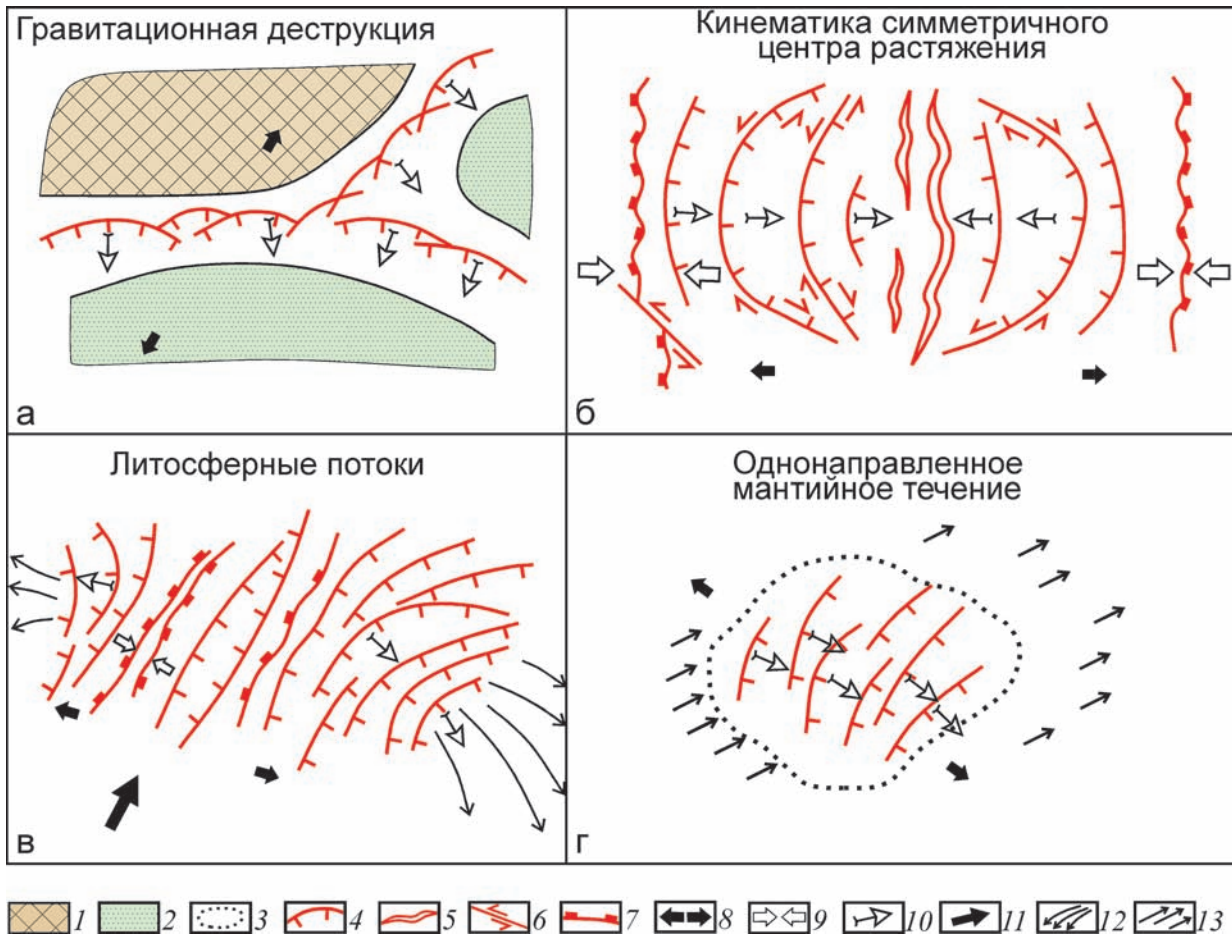


Рис. 8. Наиболее вероятные факторы кинематически асимметричного растяжения [Копп, 2016]

а – динамическая поляризация гравитационного поля при гравитационно-тектонической деструкции (коллапсе) положительных тектонических структур; б – динамическая поляризация тектонического и гравитационного полей напряжений внутри возникшего центра растяжения (рифта, плюма); в – латеральные внутрилитосферные движения масс (индентационного, покровного происхождения и т.п.) как фактор, воздействующий на кинематику и структурный рисунок центра растяжения, оказавшегося в его поле действия; г – мантийное течение высшего порядка, создающее мощное однонаправленное движение литосферных плит и целиком подчиняющее себе кинематику и структурный рисунок центров растяжения, оказавшихся в его поле действия.

1 – положительные формы топографического рельефа и тектонические структуры, 2 – отрицательные формы топографического рельефа и тектонические структуры, 3 – контур центра растяжения (рифта, плюма и т.п.) внутри зоны тектонического течения, 4–5 – разрывы растяжения: 4 – сбросы с участием отрывов, 5 – отрывы на участках их главного развития; 6 – сдвиги, 7 – взбросо-надвиги и другие структуры сжатия, возникающие из-за рифтовой аккомодации, 8 – ориентация регионального растяжения, 9 – ориентация локального сжатия (на участках рифтовой аккомодации), 10 – вектор предпочтительного движения крыльев разрывов растяжения, 11 – вектор индентационного давления относительно центра растяжения, 12 – векторы движения латеральных литосферных потоков (свободные направление и длина стрелок показывают возможность изгиба потоков в плане и различий их скорости на разных направлениях), 13 – направление глубинного и устойчиво направленного мантийного течения высшего порядка

особенно круто изогнутыми будут те из них, которые возникают примерно на среднем уровне каждого склона рифтовой долины. К депоцентру же ее, равно как и к плечу рифта, кинематическая асимметрия должна, по всем указанным причинам, снижаться, и на этих уровнях сбросы предположительно должны выпрямляться.

5. Если центр растяжения (рифт, плюм) попадает в область действия регионального литосферного потока, индентационной природы или связанного с движением комплекса покровов, и т.п. (см. рис. 8, в), то можно ожидать, что он нарушит симметрию того же центра растяжения или вообще не даст ей развиваться. Тогда сбросо-

вые дуги образуют более сложные структурные рисунки, в которых могут сочетаться элементы первичной симметрии рифта с элементами, которые обуславливает этот поток. Однако главное, чего здесь следует ожидать, это особенно сильно растянутые вдоль вектора движения такого потока и эшелонированные домены поперечных ему сбросов с согласным этому вектору направлением вогнутости линий. Если потоки расходятся в разные стороны, как это бывает в случае индентации, взятом для примера на данном рисунке, экспозиция и симметрия дугообразных сбросов разной кинематики окажутся в целом обратными таковым при отсутствии течения (сравните с рис. 8, б): вогнутость сбросовых линий будет преимущественно направлена не к центру растяжения, а по векторам расходящихся потоков.

6. Наиболее мощный и глубинный фактор возникновения кинематической асимметрии, способный повлиять на структуру независимого и очень крупного центра растяжения типа плюма – мантийное конвекционное течение, вызывающее раскол континента и спрединг океанического дна (см. рис. 8, г). Будучи явлением высшего порядка, оно способно передать этому центру растяжения свое направление движения масс, обуславливающее единообразный для всей данной группы структур растяжения дугообразный изгиб.

Попробуем теперь проследить участие кинематической асимметрии растяжения в реальных тектонических обстановках континентов и океанов: как она влияла на плановые геометрические очертания разрывов и в чем заключались причины ее возникновения. Демонстрируемый материал неоднороден по уровню детальности. Для наиболее тщательного анализа знакомых автору ситуаций: происходившей в кайнозойе гравитационно-тектонической деструкции антеклиз Русской плиты, а также обстановки локального растяжения позднего кайнозоя в Кавказском орогене, задействованы результаты собственных наблюдений автора. При более беглом сравнительно-тектоническом рассмотрении других обстановок на континентах: активного рифтогенеза (в Северной Африке и регионе Байкала) и ископаемого рифтогенеза, проявившегося формированием рифейских и палеозойских авлакогенов Восточной Европы, а также

для обоснования гипотетических соображений о проявлении кинематической асимметрии растяжения в обстановках субдукции и спрединга, использованы литературные источники.

В ходе изложения материала будет уделяться внимание региональному полю напряжений (особо важна доказанность факта растяжения) и латеральным вариациям этого поля, а также структурным неоднородностям, способным вызвать кинематическую асимметрию. В методическом аспекте будет обращать внимание на наличие структур растяжения разной геометрии в плане: не только дугообразных, но и прямолинейных, на пространственные соотношения тех и других, вероятные причины их обособления, если таковое имеет место, и их отдельную структурную приуроченность. Важно проследить, как среднестатистическая протяженность дугообразных структур и плотность их концентрации зависят от тех или иных тектонических условий. В смысле исследования роли сдвига нас будут интересовать и такие детали, как радиус кривизны дуг (крутизна их изгиба), приуроченность доменов дугообразных структур к тем или иным вариациям поля напряжений или более крупным тектоническим элементам. Наконец, будет обращать внимание на то, какие дугообразные структуры образуют более сложные ансамбли: вытягиваются ли они в продольные цепочки (гирлянды) или же, напротив, создают эшелоны, где ориентированные поперек к ним субпараллельные дуги «смотрят в затылок» одна другой – «лестничный» характер расположения, либо образуют еще какие-то структурные рисунки. Все эти детали существенны для выяснения причин концентрации кинематически асимметричного растяжения на тех или иных участках, его возможных связей с градиентами тектонического или топографического рельефа, либо с узко канализированными латеральными потоками материала.

В заключительной части работы будет обращено внимание на проявления кинематически асимметричного растяжения в структурах глобального масштаба: спрединговых и субдукционных, а также проанализированы все приведенные материалы и высказаны соображения о возможном дальнейшем развитии теоретических положений и направлениях практического использования результатов.

УМЕРЕННОЕ РАСТЯЖЕНИЕ ВНУТРИ ПЛАТФОРМ: ДУГООБРАЗНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСТУПЫ КАК ПРИЗНАК ГРАВИТАЦИОННОГО КОЛЛАПСА АНТЕКЛИЗ РУССКОЙ ПЛИТЫ

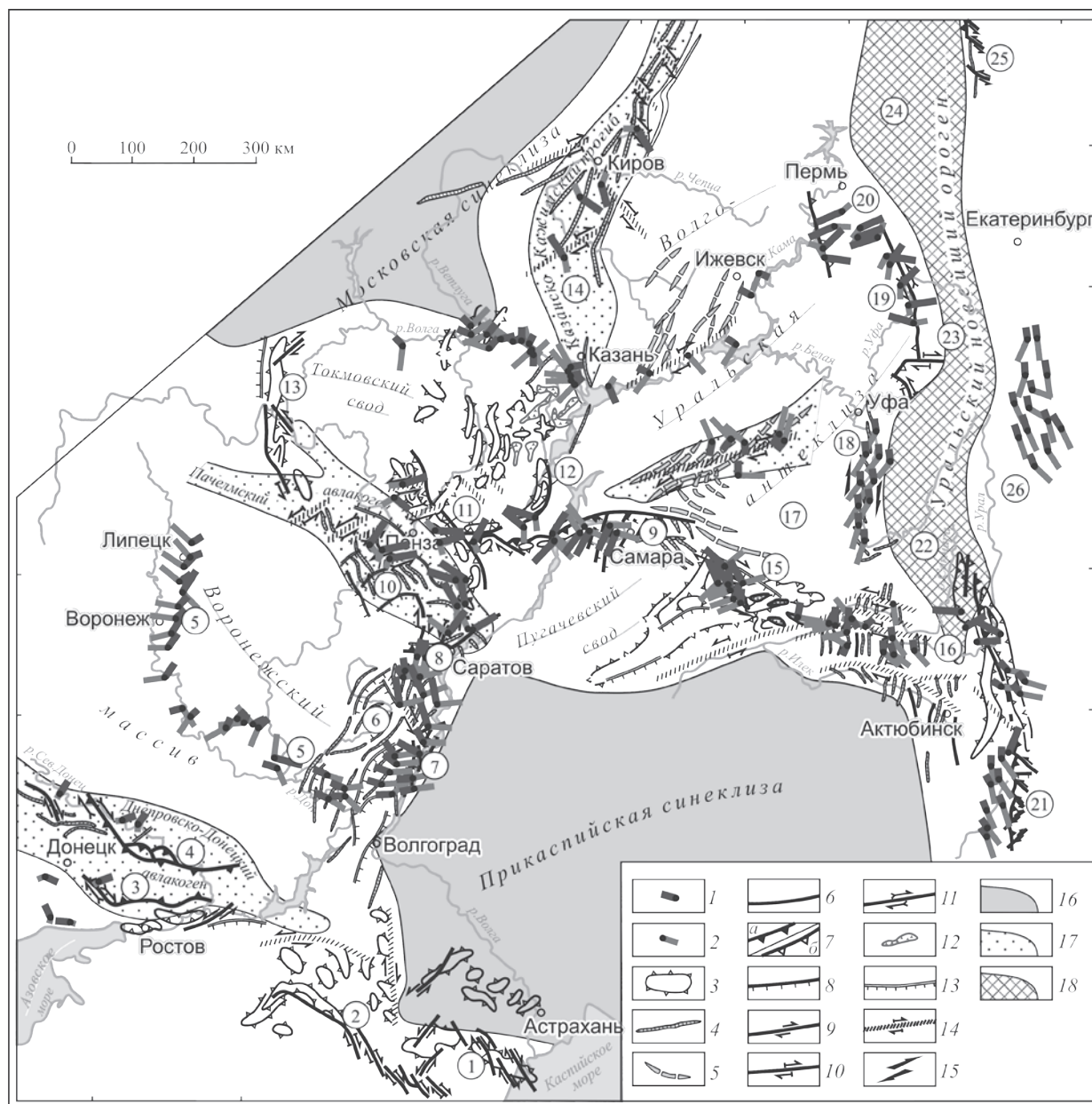
Постановка вопроса

Гравитационный коллапс обычно считается чертой заключительной стадии развития коллизионных орогенов, одним из факторов нивелировки их гравитационно неустойчивого рельефа – в данном случае происходящей на коровом уровне. Предполагается также, что коллапсу способствует постколлизионное остывание литосферы, способствующее релаксации контракционного растяжения в условиях ослабления сжатия. На платформах проявления коллапса прежде не замечались, несмотря на то что определенные причины для его возникновения можно найти и здесь. В частности, это относится к Восточно-Европейской платформе, подвергшейся коллизионным давлениям от структур Альпийско-Гималайского орогенического пояса. В новейшую эпоху это привело к деформациям и расчленению ее рельефа, кроме того, коллизионные деформации наложились на древний и первично неоднородный тектонический рельеф платформы. Напомним, что рассматриваемая территория Русской плиты включает широкие части антеклиз – Воронежской и Волжско-Камской, и соседних синеклиз – Московской и Прикаспийской. Погружение докембрийского фундамента между вершиной Воронежской антеклизы и депоцентром наиболее глубокой Прикаспийской синеклизы составляет > 20 км, а направленное к этой синеклизе утонение коры (принимающей в ней субконтинентальный характер) превышает 30 км.

В позднем кайнозое эта платформенная территория с двух сторон – с юга от Кавказа и востока от Урала – умеренно деформировалась в

результате коллизии Аравийской и Индийской плит с Евразией [Копп, 2004, 2005; Леонов и др., 2001; Nikishin et al., 1999; Ziegler, 1987; и др.]. С юга передавались субмеридиональное сжатие и субширотное растяжение, тогда как с востока – широтное сжатие и меридиональное растяжение (рис. 9). Зона динамического воздействия Уральского орогена на севере распространялась внутрь платформы глубоко на запад: почти до Московской синеклизы, а динамическое влияние Кавказа в миоцене ограничивалось на севере районом Токмовского свода. Однако в плиоцене это давление расширилось далеко к северу, перекрыв зону динамического влияния Урала [Копп и др., 2014_{1,2}].

Коллизионные деформации наложились на неоднородную кору платформы и распределились неравномерно. Короблению подверглись мощные чехлы авлакогенов, тогда как массивы фундамента проявляли себя как жесткие включения в деформируемой среде, обтекаемые сжимающими напряжениями, и разрушались преимущественно при растяжении в форме трещиноватости и малоамплитудных разрывов. Независимо от реологии среды коллизионные напряжения гораздо более широко участвовали в формировании рельефа и, в том числе, возникновении разного рода линейных аментов. В геометрии эрозионной сети эти напряжения проявились всеми своими видами – сдвигом, растяжением и сжатием [Копп, 2004, 2011] (рис. 10). Обстановка сдвига обусловила кулидность долин; кое-где эти кулисные зоны сопровождаются расширениями долин типа pull apart. Обстановка растяжения предполагается по ритмично повторяющимся аномально



расширенным отрезкам долин определенного простирания; последние часто имеют зигзагообразный вид в плане, характерный для трещин отрыва. Напротив, долины, образовавшиеся при участии сжатия, обычно суженные и асимметричные, их высокие борта периодически выгибаются к долине (подробнее см. в [Копп, 2004, 2011; Копп и др., 2014₂]).

Участие горизонтальных напряжений разного знака отразилось в формировании разнообразных и местами довольно сложных рисунков гидросети (см. рис. 10), где линии долин иногда

напоминают разрывы определенного кинематического типа, но при этом никак не отражают действительных разрывов столь большой протяженности (подробнее см. ниже рубрику «Структурно-геологическая идентификация...» внутри данной главы).

Среди линеаментов такого рода в пределах Русской равнины значительную долю составляют те, которые, собственно, и явились поводом для постановки вопроса о проявлении на платформе гравитационного коллапса. Это геоморфологические уступы очень правильной

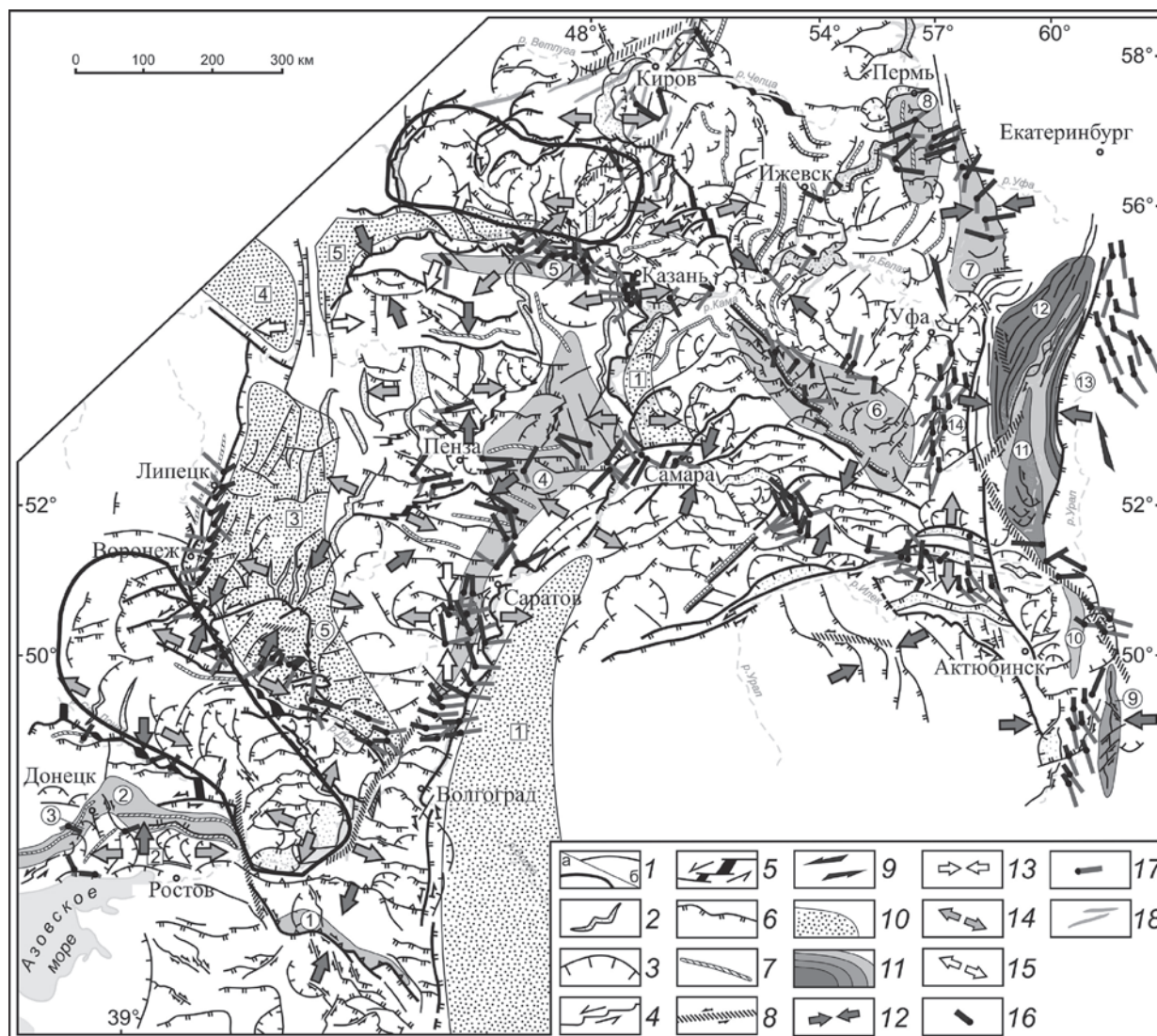
Рис. 9. Схематическая карта кайнозойских структур и напряжений востока Русской плиты и Урала [Копп и др., 2014_{1,2}]

1–2 – горизонтальные проекции главных нормальных осей эллипсоида напряжений (компьютерная реконструкция по данным мезоструктурных наблюдений). Наклоны осей к горизонту направлены от точки в центре символа, величина наклона обратно пропорциональна длине штриха: 1 – ось сжатия, 2 – ось растяжения; 3–16 – элементы кайнозойской макроструктуры, содержащие информацию о типе поля напряжений: 3–5 – пликативные структуры: 3 – контуры линейных мегавалов и брахиморфных поднятий, 4 – оси линейных валов и антиклиналей, 5 – оси валов неустановленного, но предположительно кайнозойского возраста; 6–14 – дизъюнктивные структуры – разрывы и флексуры: 6–11 – откартированные разрывы, в том числе: 6 – разрывы неустановленной кинематики, 7 – взбросы и надвиги (*a* – установленные, *b* – предполагаемые по мезоструктурным данным), 8 – сбросы, 9–11 – сдвиги, с кинематикой: 9 – доказанной смещениями структур, 10 – предполагаемой по особенностям структурного рисунка, 11 – то же, с подтверждением по мезоструктурным данным; 12 – зоны мелких надвиговых деформаций и брекчирования, 13–14 – флексуры: 13 – вертикальные (штрихи – по падению смыкающего крыла), 14 – горизонтальные, с кинематикой сдвига, предполагаемой по структурному рисунку, 15 – выделенные по знаку кулисности зоны сдвига с неясными ограничениями, 16–18 – элементы тектонического районирования: 16 – синеклизы, 17 – авлакогены, 18 – Уральский новейший внутриплитный ороген. Кайнозойские структуры (цифры в кружках): 1 – Промысловско-Цубукский вал, 2 – Сальско-Маньчский вал, 3 – Персиановский взброс, 4 – Северодонецкий взброс, 5 – Среднедонской новейший уступ, 6 – Доно-Медведицкие дислокации, 7 – Бальклейские грабены, 8 – Саратовские дислокации и Елшанско-Сергиевский взброс, 9 – Жигулевские дислокации и одноименный взбросо-сдвиг, 10 – Керенско-Чембарские дислокации, 11 – Сурско-Мокшинские дислокации, 12 – Борлинский вал, 13 – Окско-Цнинский вал, 14 – Вятские дислокации (мегавал), 15 – новейший свод Общего Сырта, 16 – складчатые дислокации востока Общего Сырта, 17 – Бугульминско-Белебеевское поднятие, 18 – Бельские дислокации Предуральского прогиба, 19 – Уфимское новейшее поднятие и Суксунский разрыв, 20 – Тулвинское поднятие и одноименный разрыв; 21–24 – Уральский новейший внутриплитный ороген, сегменты: 21 – Мугоджарский, 22 – Южноуральский, 23 – Среднеуральский, 24 – Североуральский; 25 – Лозьвинские дислокации, 26 – Зауральская новейшая структурная терраса

дугообразной формы в плане с вогнутостью, обращенной к долинам (рис. 11, 12, см. рис. 15). По очертаниям в плане такие выемки (мы их иногда будем именовать геоморфологическими амфитеатрами) напоминают стенки отрыва цирковых оползней, но их огромная латеральная протяженность (десятки-сотни км) полностью исключают такое сопоставление, чему имеются и другие подтверждения (подробнее см. [Копп, 2011]). С другой стороны, и по своей геометрии, и по латеральным размерам амфитеатры напоминают серповидные сбросы и полуграбены, встречающиеся в рифтах. Впервые на дугообразные уступы обратил внимание Н.С. Шатский [1922], предположивший, что наиболее внушительный среди них Ергенинский уступ, целиком ограничивающий на западе Прикаспийскую синеклизу, отражает зону «просвечивающих» в рельефе погребенных сбросов (см. рис. 11). Это предположение подкреплялось действительным присутствием обнаруженных Н.С. Шатским молодых малоамплитудных сбросов, смещающих плиоценовые слои (так называемые Бальклейские грабены и др.). Однако бурение и геофизика не подтвердили факт наличия какой-либо зоны крупных разрывов, да еще и такой колоссальной протяженности (около 1000 км). И все же некоторые исследователи продолжали искать способы связать рассматриваемые амфитеатры с тектоникой: например, округлые излуины Волги около

сел Трубино и Золотое объяснялись отражением в рельефе погребенных куполовидных и овальных поднятий [Рождественский, 1953], однако и эта идея не приобрела широкого признания.

В конце концов интерес к дугообразным уступам как следам возможных дизъюнктивных нарушений иссяк, и приобрела популярность альтернативная точка зрения, согласно которой Ергенинский уступ – это никак не связанный с тектоникой абразионный обрыв акчагыльского (позднеплиоценового) бассейна Палеокаспия. Вместе с тем это объяснение также нельзя признать исчерпывающим, ибо геоморфологические амфитеатры широко распространены и на водораздельных пространствах, которых акчагыльская трансгрессия не достигала. В частности, их обширный домен приурочен к Острогжскому водоразделу Дона и Северского Донца, где такую геометрию имеют многочисленные северные притоки последнего (см. рис. 12, 13). По данным В.И. Макарова и его коллег [Новейшая..., 2006], эти дугообразные уступы долин связаны с новейшими флексурами, деформирующими поверхности выравнивания. Неотектоническая активность, выраженная наклонами речных террас и поверхностей выравнивания в зоне Ергенинского и других геоморфологических амфитеатров, была установлена и другими исследователями [Горелов, 1957; Копп, 2004, 2011; Обедиентова, 1957, 1975].



Подобные факты заставляют более внимательно относиться к отвергнутой идее тектонического, дизъюнктивного возникновения амфитеатров рельефа.

Динамика формирования геоморфологических амфитеатров и ее соотношения с региональными коллизионными напряжениями

С учетом всех указанных противоречий, природа рассматриваемых геоморфологических амфитеатров явилась одной из задач проведенных в ГИНе исследований динамики и кинематики

нематик новейших структур востока Русской плиты и Урала [Копп, 2004, 2005, 2011; Копп и др., 2014; Леонов и др., 2001; и др.]. В результате мезоструктурных наблюдений оказалось, что геоморфологические амфитеатры возникли при поперечном к ним горизонтальном растяжении – иногда со сдвигом, но без значительного сжатия. При этом ориентация растяжения увязывается с тензором регионального поля напряжений.

Так, на севере Ергенинского уступа, где он, заканчиваясь, сопряжен с мелкими, но круто изогнутыми дугообразными выемками берега Волги – Трубинской и Золотовской (по названиям сел) – определены следующие вариации напряженного состояния (рис. 14) [Копп, 2004;

Рис. 10. Плиоцен-четвертичные напряжения востока Русской плиты и Урала, по данным анализа структурных рисунков гидросети и морфоструктур водоразделов [Копп и др., 2014₁₋₂]. Овальными контурами обведены некоторые латеральные тектонические потоки («тектонические глетчеры»), образовавшиеся при растяжении и транстензии (см. также рис. 12, 19, 20).

1–6 – элементы гидросети с признаками тектонического смещения: 1 – элементы первого порядка (а), остальные (б), 2 – аномально расширенные и часто зигзагообразные в плане долины, маркирующие раздвиговый тип смещения, 3 – дугообразные неотектонические эскарпы («геоморфологические амитеатры»), вогнутые к соседней депрессии рельефа и предположительно маркирующие сбросовый тип смещения; штрихи – по погружению эскарпа, 4 – кулисные сочленения участков долин, указывающие на сдвиг, 5 – кулисные расширения долин – возможные структуры типа pull apart в зоне сдвига, 6 – в целом прямолинейные, но синусоидально изогнутые или гирляндовидные в плане, обращенные выпуклой стороной дугообразных отрезков к соседней депрессии, неотектонические эскарпы (маркируют взбросовый тип смещения); двойные штрихи – по погружению эскарпа; 7 – гребни некоторых сильно асимметричных линейных водоразделов, 8 – широкие сдвиговые зоны, выраженные в кулисном расположении элементов гидросети и/или линейных водоразделов; 9 – то же, с неясными ограничениями; 10–11 – элементы неотектонического районирования: 10 – новейшие прогибы и участки увеличенной мощности плиоцен-четвертичных отложений (цифры в квадратах): 1 – Заволжский, 2 – Тузловский, 3 – Окско-Донской, 4 – Мещерский, 5 – Волжско-Ветлужский; 11 – новейшие поднятия (цифры в кружках); степень воздымания условно градуирована яркостью тона: 1 – Сальско-Маньчский мегавал, 2–3 – Донецко-Волновахский сложный мегавал (3 – его Волновахский отрезок), 4 – Приволжский сложный мегавал, 5 – Нижегородско-Чебоксарский новейший вал (северная часть Приволжского мегасвода), 6 – Бугульминско-Белебеевский новейший мегасвод, 7 – Уфимский асимметричный горст, 8 – Тулвинский свод, 9 – Мугуджарский новейший мегавал, 10 – Кокпектинско-Кемпирсайский новейший вал, 11–13 – сложный мегасвод внутриплитного орогена Южного Урала: 11 – древнее ядро, 12–13 – взброшенные прибортовые блоки: 12 – Ямантауский, 13 – Ирландский; 12–17 – ориентация векторов главных нормальных напряжений: 12–15 – по морфоструктурным данным (предположительно и схематически): 12 – сжатия, 13 – то же, менее уверенно, 14 – растяжения, 15 – то же, менее уверенно; 16–17 – точные, по результатам мезотектонических наблюдений (см. рис. 9): 16 – сжатия, 17 – растяжения; 18 – оси валов некоторых складчатых дислокаций



Копп и др., 1999]. На северном отрезке главной трассы уступа между Волгоградом и Камышином, где он имеет в плане вид гладкой, длинной и полого изогнутой дуги, поперечное к нему широтное растяжение, выраженное в зеркалах скольжения и трещинах отрыва, действовало без сдвига, либо с небольшой компонентой сдвига (левого). Еще севернее, между Камышином и Саратовом, где единый плавный уступ заканчивается, замещаясь серией мелких и круто изогнутых дугообразных выемок (упомянутых Трубинской, Золотовской излучин и др.), растяжение полно выражено уже только в вершинах ограничивающих их дуг, тогда как на флангах последних нарастает сдвиговая, особенно левосторонняя, компонента смещения (см. рис. 14). Такая же динамическая обстановка (в том числе и заметное участие сдвига – транстензия) подтверждается данными о кинематике и простирации находящихся неподалеку крупных структур. В числе последних это присутствующие непосредственно к западу от зоны мелких излучин Волги меридиональные Балыклейские грабены (см. рис. 14) – с кулисностью, указывающей на левый сдвиг, который и здесь проявился в форме транстензии, будучи сопряжен с таким же – широтным – растяжением. Еще

дальше, в 20 км к северу, за рамкой рис. 14, находятся субширотные Саратовские складчатые дислокации, где тот же левый сдвиг сочетается как с рассмотренным выше субширотным растяжением, так и с комплементарным ему меридиональным сжатием [Копп, 2004].

Близкое соседство этих крупных структур, в формировании которых активно участвовал сдвиговый стресс-режим, объясняет и изменения в геометрии Ергенинского уступа и составляющих его частных геоморфологических амфитеатров. Так, в аспекте проблем кинематики формирования дугообразных структур можно заметить, что в одном и том же региональном поле субширотного растяжения проявляется зависимость радиуса кривизны (степени изогнутости) дугообразных стенок геоморфологических амфитеатров от степени проявления растяжения: если оно выражено в наиболее полном виде (без сдвига), радиус кривизны является наибольшим и дуги тогда изогнуты слабо (например, главная трасса Ергенинского уступа), а если осложнено сдвигом (обстановка транстензии), дуги сильно изогнуты – как это имеет место в гирлянде мелких выемок на самом северном отрезке уступа. В целом же во всем этом регионе от Волгограда до Саратова действовали

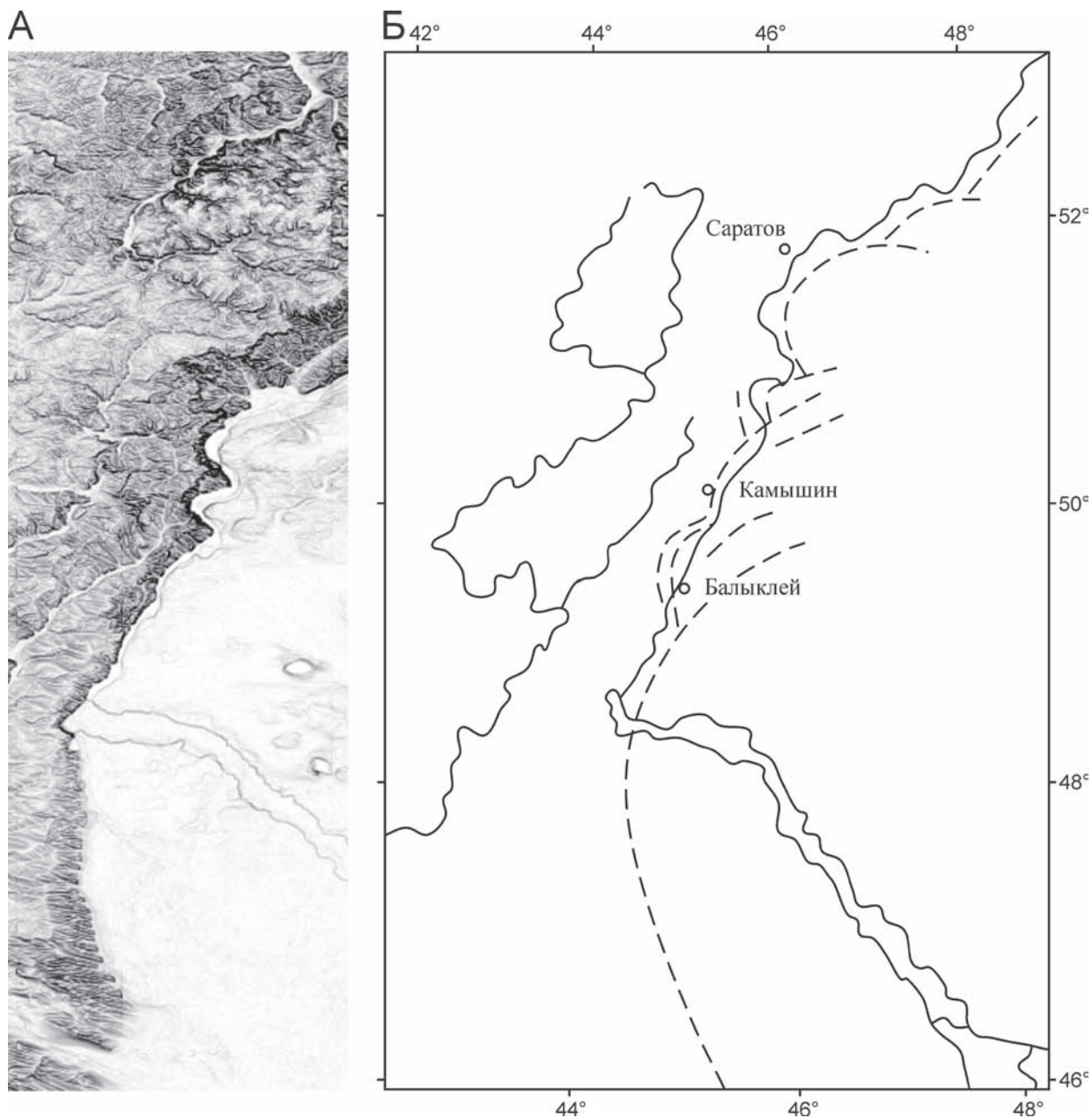


Рис. 11. Дуга Приволжско-Ергенинского уступа на топографической карте (А) и представленная как зона дугообразных сбросов (Б) [Шатский, 1922]

условия субширотного растяжения и субмеридионального укорочения, создаваемые соседством Большекавказского орогена.

В другой области распространения геоморфологических амфитеатров, которая находится в среднем течении Волги между Нижним Новгородом и Чебоксарами, они образуют непрерывную гирлянду, внутри которой соседние

амфитеатры, наступая один на другой, сочленяются между собой узким входящим углом (рис. 15). Обращают на себя внимание многопорядковость амфитеатров и их правильные дугообразные очертания. Протяженность дуг составляет от первых десятков до первых сотен километров, причем к западу она возрастает, параллельно с чем уменьшается и их кривизна

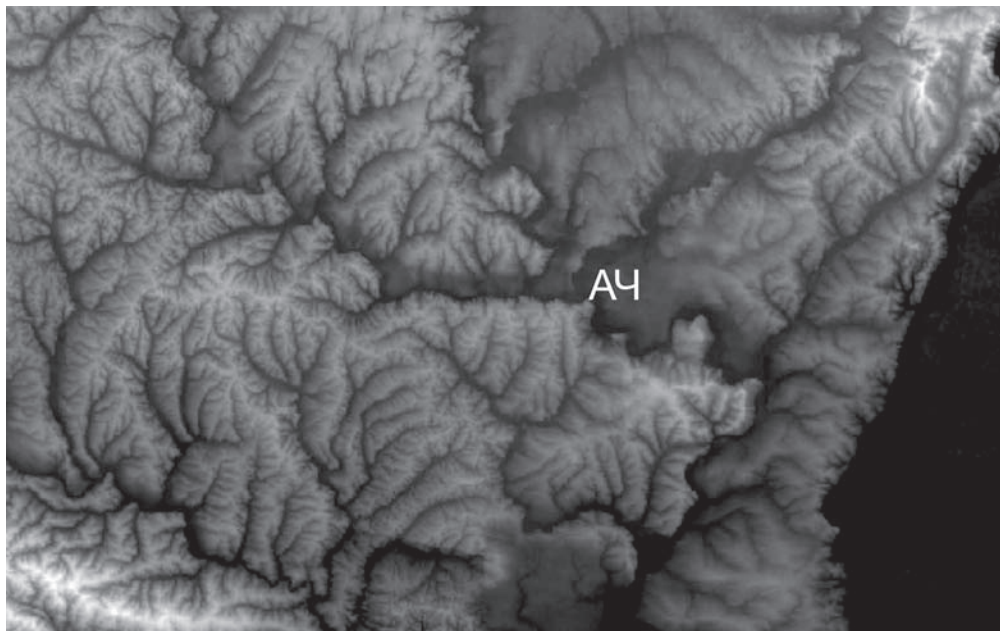


Рис. 12. Дугообразные боковые долины, рассекающие водоразделы (новейшие своды) крупных рек ЗСЗ–субширотного простираия (с юга на север): Северского Донца, Дона и Хопра – как выражение предполагаемых латеральных тектонических потоков, образовавшихся при растяжении (транстензионных потоков) (см. также рис. 10, 13)

Дугообразные долины обращены вогнутостью к юго-востоку, указывая на движение этих потоков к Прикаспийской синеклизе. В устьевых частях потоков заметны изометричные новейшие котловины (АЧ – Арчединско-Чирская и др.) – предполагаемые участки концентрации локального горизонтального растяжения (цифровая модель рельефа DEM)

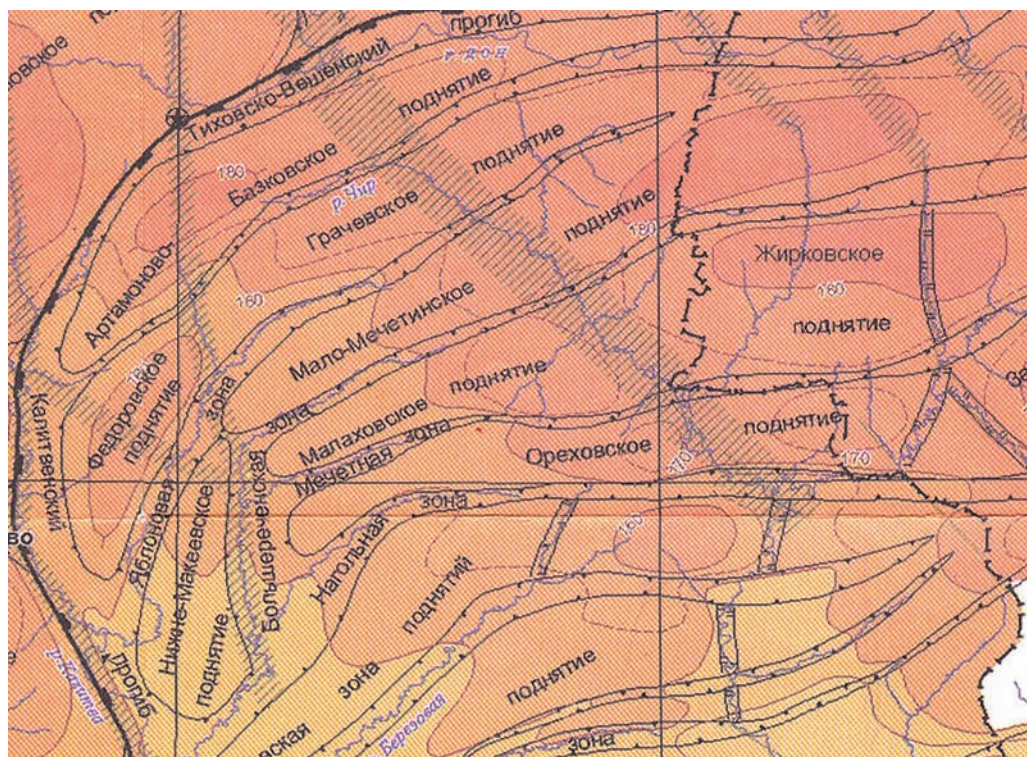


Рис. 13. Поперечные дугообразные долины и разделяющие их водоразделы таких же очертаний (см. рис. 12) как система дугообразных новейших впадин и поднятий [Новейшая тектоника..., 2006]

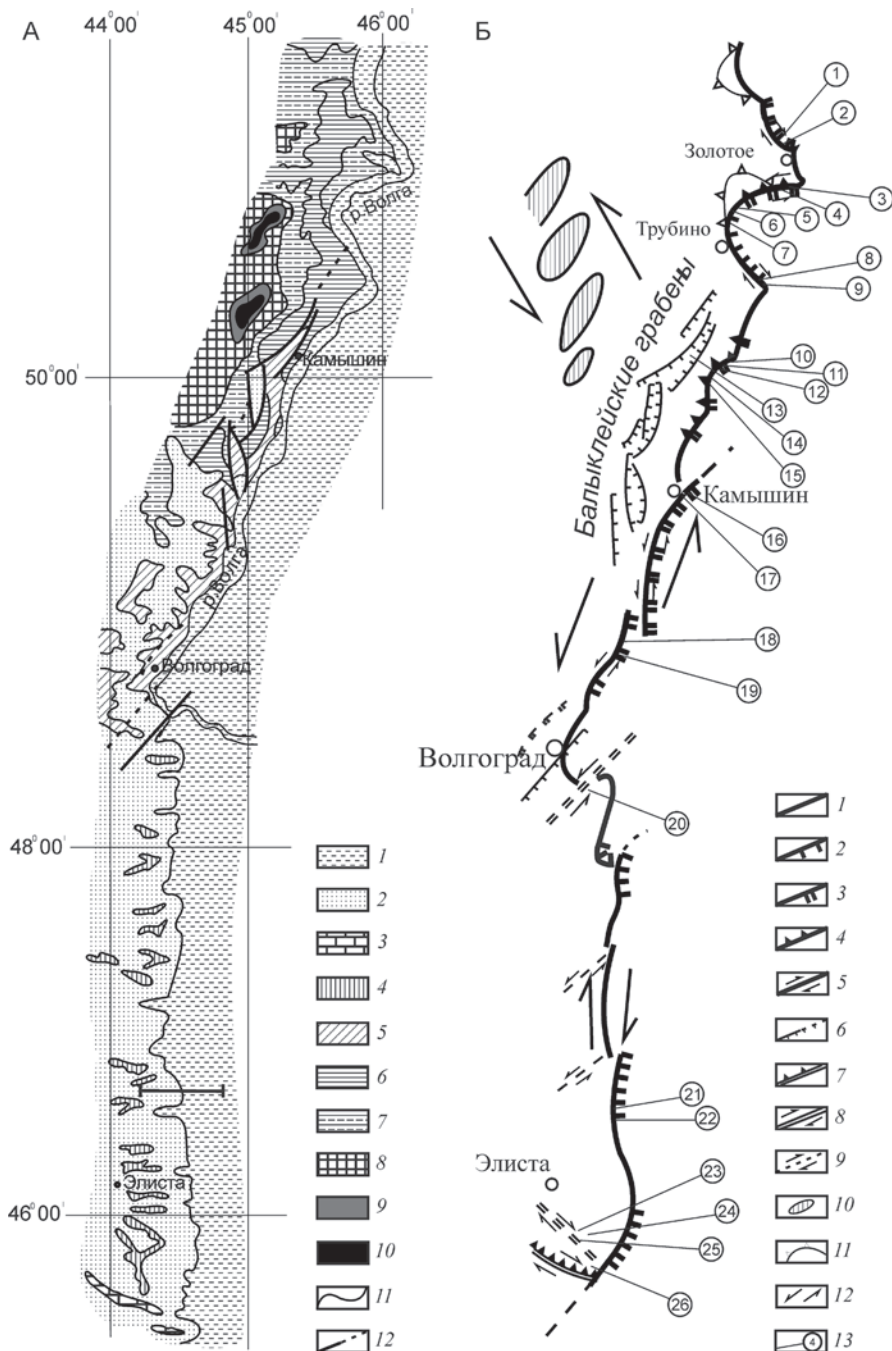


Рис. 14. Строение и динамика формирования Приволжско-Ергенинского денудационного уступа на участке Элиста–Саратов [Копп 2004; Копп и др., 1999]

А – геологическая карта. 1 – четвертичные отложения; 2 – плейцен; 3 – верхний миоцен (сармат); 4 – олигоцен – нижний миоцен; 5 – эоцен; 6 – палеоцен; 7 – верхний мел; 8 – нижний мел; 9 – верхняя юра; 10 – средняя–нижняя юра; 11 – геологические границы; 12 – разрывы

Б – структурно-кинематическая схема. 1 – Ергенинский уступ; 2–5 – кинематика участков Приволжско-Ергенинского уступа, по данным мезоструктурных наблюдений: 2, 3 – сбросы, штрихи – по падению сместителя: 2 – наклонные, 3 – субвертикальные, 4 – взбросы, треугольники по падению сместителя, 5 – сдвиги; 6 – сбросы, установленные по данным геологической съемки, штрихи – в сторону сброшенного крыла; 7–9 – геоморфологические линеаменты, кинематика – по особенностям структурного рисунка: 7 – взбросы, 8 – сдвиги; 9 – предполагаемые; 10 – антиклинали Доно-Медведицкой зоны дислокаций; 11 – периклинали предполагаемых куполовидных складок Золотовской структурной террасы – по [Рождественский, 1953]; 12 – направление сдвига, по кулисности структур; 13 – точки наблюдений

(то и другое, вероятно, сигнализирует об увеличении компоненты растяжения по сравнению с таковой сдвига). При этом на всем протяжении гирлянды дуг их длина остается небольшой по отношению к целой окружности.

Амфитеатры здесь, в отличие от Ергенинского уступа и его «сателлитов», ориентированы субширотно, но, по мезоструктурным данным, также образовались при почти поперечном к ним (север-северо-восточном, до меридионального) растяжении (рис. 16). Последнее сопровождается здесь участием правого сдвига, запад-северо-западного – широтного простирания, особенно регулярным на востоке (см. рис. 15, 16), который выражен и в строении долины. Его присутствие определяет, например, некоторую ступенчатость гирлянды амфитеатров и наличие пулл-апартовых расширений в наиболее молодом (позднеплейстоценовом) этаже долины Волги (см. рис. 15, 16, врезка).

Как видно, и в этом районе ярко проявляются геометрические особенности дугообразных уступов, которые частично отмечались выше. Совпадает и динамика формирования амфитеатров: поперечное или слегка диагональное к ним растяжение. Добавим, что при этом также сохраняется согласие поперечного к амфитеатрам растяжения с региональным полем коллизионных напряжений, однако, правда, здесь ориентация последних уже сильно изменилась, так как в этом, более северном по сравнению с ергенинским, средневожском участке гораздо сильнее ощущается субширотное давление Урала [Копп, 2004, 2005; Копп и др., 2014_{1,2}] (см. рис. 9).

Теперь уже для всей рассмотренной территории платформы добавим, что согласованность поперечного к геоморфологическим амфитеатрам растяжения с коллизионным полем напряжений отчетливо видна в локализации их доменов относительно вариаций этого поля. Так, вокруг бортов Прикаспийской синеклизы – одного из главных районов распространения амфитеатров – буквально бросается в глаза, что их общая приуроченность к контуру Прикаспийской синеклизы усиливается у ее западного и северного краев (см. рис. 20), где доминирует обстановка растяжения, независимо доказываемого присутствием многочисленных мелких грабенов (упомянутых Балыклейских на западе и грабенов Общего Сырта на севере (см. рис. 20, 14). С другой стороны, на подвергавшихся сжатию восточном (Южный Урал, Мугоджары)

и южном (Предкавказье) бортах синеклизы дугообразные уступы и грабены отсутствуют, что по-своему подтверждает ведущую роль растяжения в образовании дугообразных уступов. Точно так же амфитеатры отсутствуют в пределах подвергшихся новейшему сжатию авлакогенов на Воронежском массиве, хотя в остальных местах последнего они встречаются часто.

Данные наблюдения представляются принципиально важными: помимо независимого подтверждения участия поперечного растяжения в образовании геоморфологических амфитеатров, это показывает согласованность данных растягивающих напряжений с удаленными коллизионными стрессами, а также подчеркивает меньшую, по сравнению с последними, интенсивность создавших амфитеатры растягивающих напряжений – в случае конфликта знака они не релаксируются, «уступая дорогу» коллизионным. Это, в свою очередь, заставляет предполагать наличие собственного источника слабых растягивающих напряжений, создавших геоморфологические амфитеатры.

Структурно-геологическая идентификация геоморфологических амфитеатров

Итак, можно полагать, что рассматриваемые дугообразные уступы образовались при поперечном к ним растяжении, координирующемся с ориентацией траекторий регионального поля коллизионных напряжений. Однако прежде чем идти дальше, необходимо определить, что же представляют собой эти геоморфологические амфитеатры и можно ли их использовать в кинематическом анализе. Возникает также вопрос, правомочно ли называть эти амфитеатры дугообразными *структурами* растяжения (которые являются предметом исследования) и вообще считать их сколько-нибудь значительными тектоническими структурами, учитывая то, что в их зонах вместо крупных разрывов соответствующей протяженности присутствуют лишь трещины с зеркалами скольжения и малоамплитудные сбросы. И далее, отражают ли они какую-либо действительную концентрацию напряжений – хотя бы в виде дискретных зон трещиноватости. Эти вопросы являются общими и касаются тектонической идентификации любых линейных элементов рельефа. Но они остаются открытыми и на эмпирическом уровне, ибо в рассматриваемом

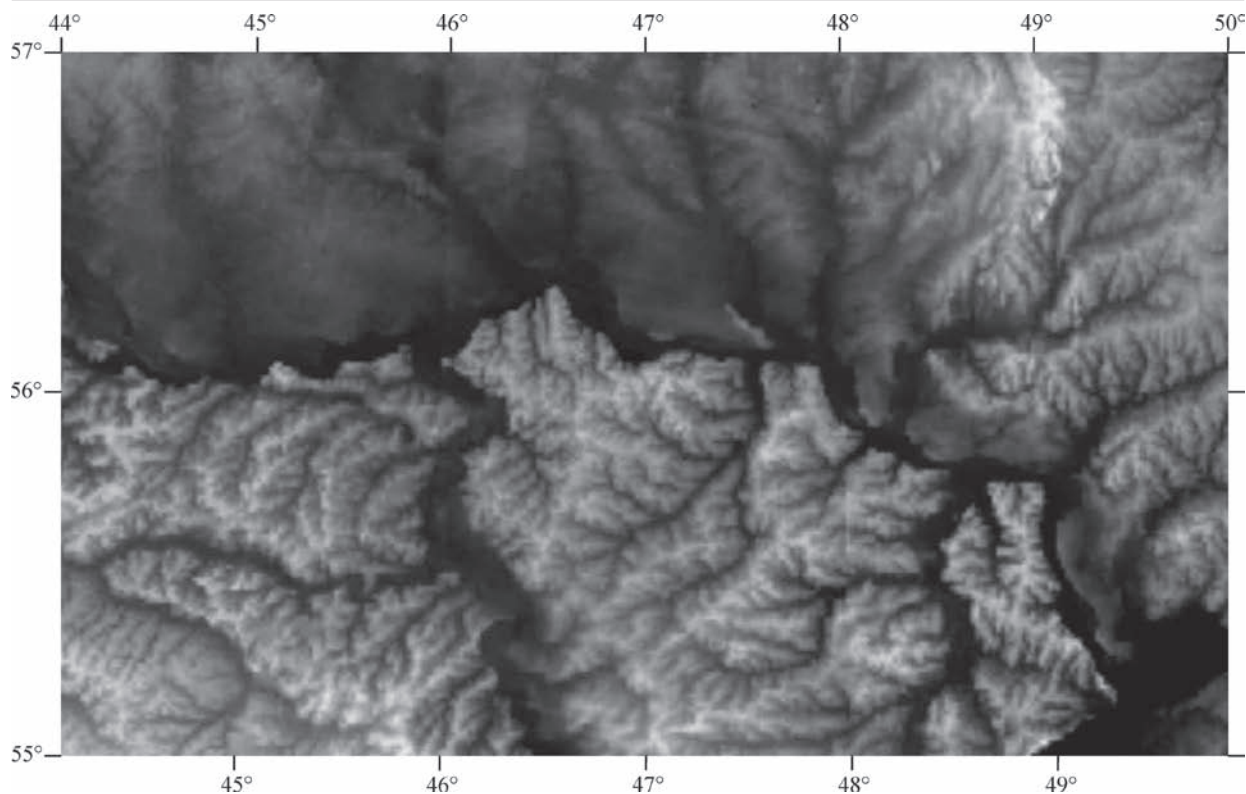


Рис. 15. Геоморфологические амфитеатры в районе Средневожского эрозионно-тектонического уступа правого берега Волги (цифровая модель рельефа DEM, трансформированная в коническую картографическую проекцию) [Копп, 2011]

районе никто не картировал трещиноватость и не измерял ее так называемый шаг – среднестатистическое расстояние между соседними зонами трещин.

По этим причинам автор настоящей работы старается избегать использования по отношению к объектам такого рода терминов вроде «структура» или даже «морфоструктура», предпочитая именовать их «дугообразными линейными элементами, уступами», «геоморфологическими амфитеатрами», «эрозионно-тектоническими уступами» и т.п.

Однако терминологическая неопределенность не меняет сути дела, так как изложенный выше материал с очевидностью показывает, что дугообразные геоморфологические уступы имеют тектоническое происхождение, а также то, что они связаны с особым видом проявления горизонтального растяжения. При этом последнее, несомненно, тектоническое – хотя бы потому, что охватывает обширные площади. Соответственно объекты такого рода вполне допустимо использовать для дальнейшего кинемати-

ческого анализа и структурных сопоставлений.

Другое дело, что автор, давно занимающийся вопросами использования рельефа для регистрации знака неотектонических напряжений, может предложить свое объяснение связи линейных сопоставлений с крупными дискретными разрывами или зонами трещиноватости.

В ряде работ автора обосновывается положение, согласно которому интерпретируемые на топографических картах и материалах дистанционного зондирования линейные очертаниями, напоминающими известную геометрию разрывов разной кинематики, необязательно отражают местоположение фактически существующих тектонических разрывов или зон трещиноватости (хотя в частных случаях те и другие в их зонах вполне могут встречаться). На наш взгляд, гораздо более общим правилом является отражение в таких эрозионных рисунках системы региональных неотектонических напряжений [Копп, 2004, 2011; Копп и др., 2014₂]. Автор полагает, что ориентация гори-

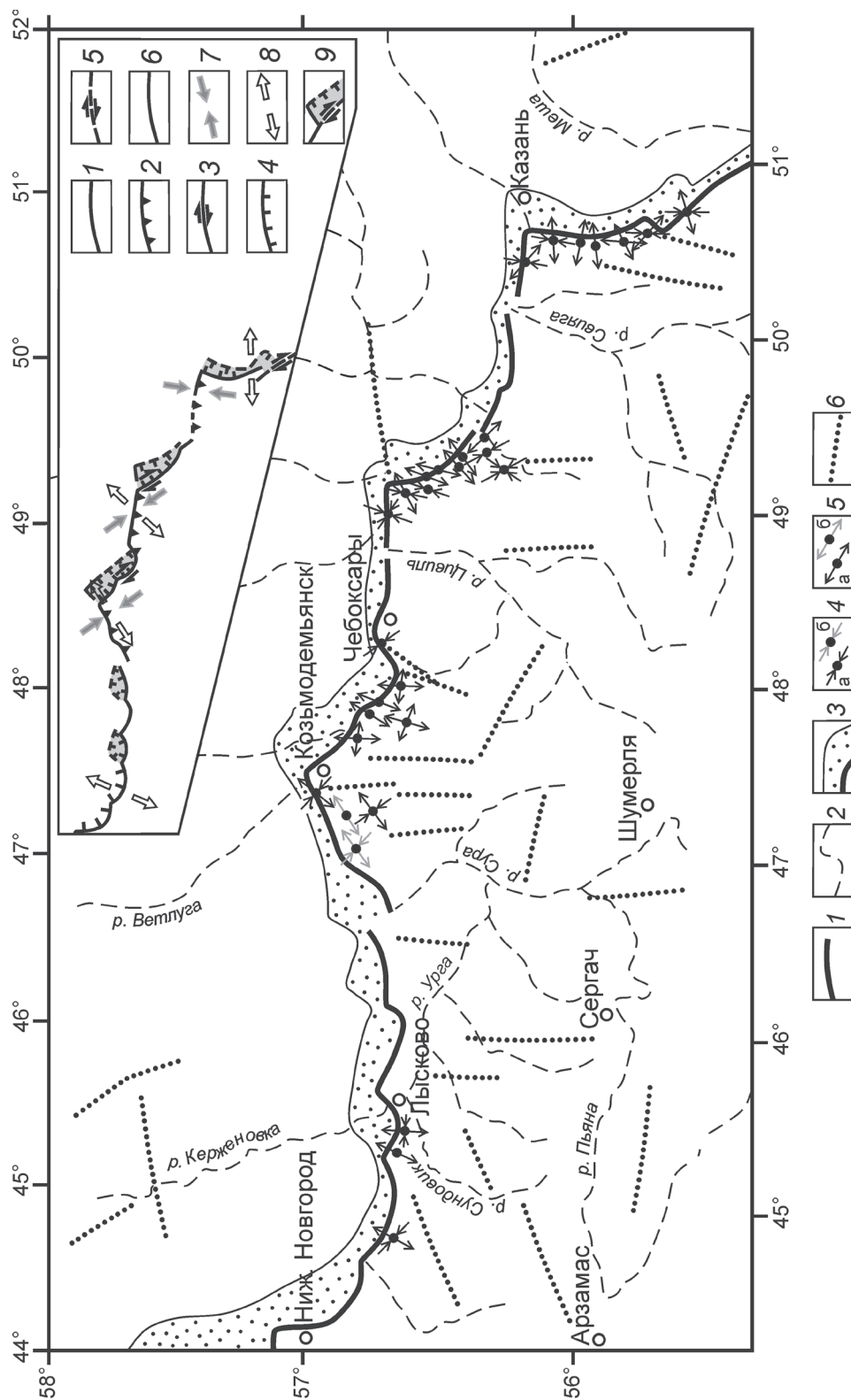


Рис. 16. Средневолжский эрозионно-тектонический уступ и его структурная интерпретация. На врезке – Средневолжский уступ как зона правосторонней трансформации, состоящая из парагенетически сопряженных трещин и малоамплитудных разрывов разной кинематики [Копп, 2011]
 1 – отрезки Средневолжского уступа, 2 – крупнейшие приголки Волги, 3 – нижний (пойма и 1-я терраса) этаж долины Волги, 4–5 – точки мезотектонических наблюдений и горизонтальные проекции осей напряжений (черные – установленные по замерам в породах перми, серые – то же, в плиоцен-нижнечетвертичных породах); 4 – сжатия, 5 – растяжения; 6 – некоторые линейменты, дешифрирующиеся на цифровых моделях рельефа.
 Условные обозначения к врезке: 1 – Средневолжский уступ, представленный в виде зоны концентрации новейших малоамплитудных нарушений, 2–4 – кинематика нарушений, установленная по результатам мезотектонических замеров, дополненная анализом геометрии линии уступа; 2 – взброс, 3 – сдвиг, 4 – сброс и/или отрыв; 5 – кинематика определена предположительно, 6 – нарушения не установленные или не изучавшиеся кинематически, 7–8 – обобщенные горизонтальные проекции осей напряжений; 7 – сжатия, 8 – растяжения, 9 – позднечетвертичные впадины пулл-апартовой (?) природы

горизонтальных проекций траекторий напряжений проявляется в рельефе благодаря препарировке мелких и частых *трещин разгрузки напряжений* (известное понятие, принятое в горной механике – англ. *release joints* или *stress release joints*) [Mandle, 2005], происходящей при релаксации законсервированных в горном массиве неотектонических напряжений, вызванной действием эрозии или других экзогенных процессов. При этом моделировка плановых очертаний борта долины, ее простирание и суммарная форма в плане в каждом конкретном месте определяются кинематическим знаком и простиранием преобладающих на данном участке трещин такого рода (рис. 17).

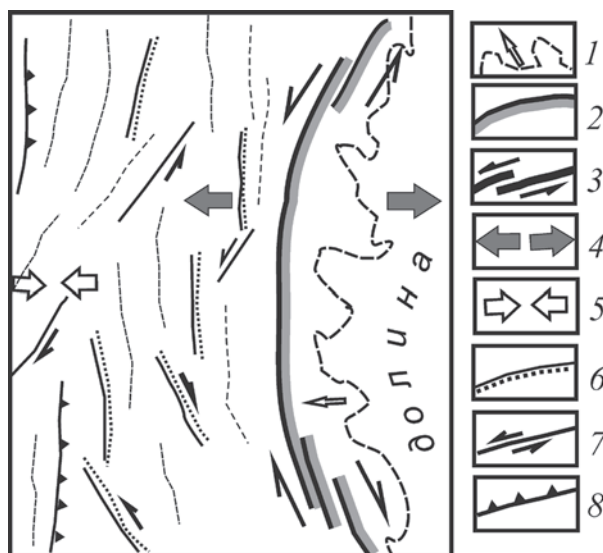


Рис. 17. Теоретическая схема, поясняющая авторское понимание природы линеаментов

Эрозия, вскрывающая разноориентированные трещины разгрузки напряжений в коренном горном массиве, тем самым способствует моделировке очертаний долины в плане (линеамент – как выраженная в рельефе горизонтальная проекция траектории доминирующих напряжений). Дальнейшие объяснения см. в тексте.

1 – русло реки (полой стрелкой показано направление миграции русла), 2 – дугообразный линеамент, выраженный эрозионным уступом (затушевка – по экспозиции уступа), 3 – кулисные отрезки уступа, образующие зоны сдвиговых деформаций, 4–5 – генерализованная ориентация напряжений: 4 – растяжения, 5 – сжатия; 6–8 – редкие малоамплитудные разрывы разного знака, со смещениями, соответствующими типу генерального поля напряжений: 6 – сбросы, 7 – сдвиги, 8 – надвиги. Тонкими пунктирными линиями обозначены направления проникающей тектонической делимости, соответствующей простиранию многопорядковых трещин разгрузки тектонических напряжений

Трещиноватость разгрузки определяет ориентацию проникающих напряжений, способных формировать равномерно распределенные в горном массиве и многопорядковые поверхности разрушения, характерные для всей области действия напряжений соответствующего знака. Поэтому участки вскрывшихся эрозией трещин разгрузки указывают не на концентрацию напряжений в узких дискретных зонах, а только на места их расконсервации (релаксации), вызванной воздействием эрозии. При этом трещины разгрузки, по определению, наследуют ориентацию в данной точке траекторий тектонических напряжений (главных или касательных) и, следовательно, берег реки тоже принимает соответствующее направление. Если же русло реки в ходе боковой миграции достигает территории, где тип тектонического нагружения меняется в региональном плане, это автоматически должно сказаться и в приспособлении к изменившейся ситуации новых плановых очертаний долины. Соответственно крутые эродированные речные берега, если только они не нарушены вторичной деформацией (оползнями или ледниками), это идеальные места для изучения новейших напряжений путем как мезоструктурных наблюдений в обнажениях, так и структурно-кинематического анализа рисунков гидросети.

Поэтому, возвращаясь к теме данной монографии, можно еще раз подтвердить, что рассматриваемые амфитеатры рельефа – это объекты, отражающие ориентацию новейших напряжений, и поэтому они вполне пригодны для дальнейших пространственных структурных сопоставлений и кинематического анализа.

Структурная приуроченность дугообразных и прямолинейных линеаментов растяжения и ее связь с кинематикой движений

Опираясь на рассмотренную выше теоретическую модель кинематической асимметрии, можно полагать, что геоморфологические амфитеатры формировались при кинематически асимметричном растяжении. Соответственно они возникли при однонаправленном движении материала, а образующие их дугообразные стенки обращены своей вогнутостью по направлению движения. Это можно проверить на материале сопоставления ареалов геомор-

фологических амфитеатров со структурами рассматриваемой платформенной территории.

Особенный интерес в этом смысле представляют результаты сопоставления участков распространения геоморфологических амфитеатров с контурами древних платформенных структур – антеклиз и синеклиз. Пространственная приуроченность дугообразных уступов к границам тех и других отчетливо заметна уже на региональных картах поля напряжений востока Русской плиты, составленных разными методами (см. рис. 9, 10). Амфитеатры сосредоточены вдоль флексур, сопровождающих погружение фундамента, при этом заметна их особая концентрация вокруг Прикаспийской синеклизы. Более подробное сопоставление позволило установить ряд важных деталей этих соотношений.

Так, для Воронежской антеклизы (кристаллического массива) можно наглядно наблюдать пространственное обособление развитых здесь почти наравне прямолинейных и дугообразных линеаментов растяжения, выраженных в гидросети (рис. 18, см. рис. 10). Прямолинейные линеаменты образуют меридиональную полосу в центре антеклизы, ближе к ее западной части – в пределах наложенного на нее Окско-Донского неоген-четвертичного прогиба. На западе последнего прямолинейные меридиональные линеаменты выражены лестницей уступов восточной экспозиции, спускающихся к востоку – к оси прогиба. Формирование этих линеаментов рельефа происходило при субширотном растяжении и меридиональном укорочении в сбросовом и сдвиговом стресс-режимах [Копп, 2004; Копп и др., 2000, 2014_{1,2}] (см. рис. 9, 10); кроме того, имеются геофизические данные, свидетельствующие о субширотном растяжении этого района [Орлов и др., 2009_{1,2}; Тарков и др., 2002]. Восточнее, в плоской осевой зоне Окско-Донского прогиба, сохраняется меридиональное простирание линеаментов растяжения, однако они меняют свою морфологию как в разрезе, так и в плане: вместо сильно асимметричных уступов здесь развиваются симметричные и аномально расширенные долины (Цна, Савала, Битюг и др.), иногда зигзагообразной конфигурации в плане (см. рис. 10). Подобная постепенная смена узкого поперечного профиля на более расширенный, по нашим наблюдениям, может рассматриваться как результат нарастания амплитуды горизонтального растяжения. В пре-

делах пологого восточного борта Окско-Донского прогиба, плавно переходящего в склон Приволжского новейшего поднятия, прежде доминировавшие в рельефе меридиональные линеаменты растяжения постепенно теряют свою выразительность.

Имеющие прямолинейные очертания меридиональные линеаменты Окско-Донского новейшего прогиба свидетельствуют о кинематически симметричной форме горизонтального растяжения. Вместе с тем укажем признаки наличия некоторой (дополняющей) восточной компоненты перемещения, по крайней мере, для западного борта прогиба. Это систематическая восточная экспозиция асимметричных уступов рельефа и, для отдельных из них, осложненность слабоизогнутыми дугообразными амфитеатрами с восточным направлением вогнутости стенок (см. рис. 9, 10, 18). Учитывая это, данную часть Воронежского кристаллического массива можно рассматривать в качестве области зарождения общего латерального потока масс, направленного к востоку в сторону Прикаспийской синеклизы и ускоряющегося по мере приближения к ней.

Дугообразные линеаменты в пределах того же Воронежского массива образуют принципиально иной структурный рисунок. Ранее, на примере северного отрезка Ергенинского уступа, уже отмечалось, что повышенная кривизна дуг объясняется увеличением роли сдвиговых напряжений в их формировании, тогда как более пологий изгиб соотносится с полным («чистым») растяжением. Теперь попытаемся установить, что влияет на арифметическую протяженность дуг (не в отношении к периметру окружности, а на как таковую) и на плотность их сосредоточения в структурном плане.

Все дугообразные амфитеатры, в отличие от прямолинейных, сосредоточены не у вершины Воронежского массива (рассматриваемого вместе с Токмовским сводом), а на его краях и особенно дальней периферии, где они образуют вокруг массива почти непрерывную цепочку подковообразной формы в плане (см. рис. 18). Здесь они строго приурочены к узкой (не более 30–40 км) зоне утонения и выклинивания утолщенной коры антеклизы – причем выраженность и длина амфитеатров отчетливо зависят от резкости корового контраста между Воронежским массивом и соседними синеклидами. Так, максимальной протяженности

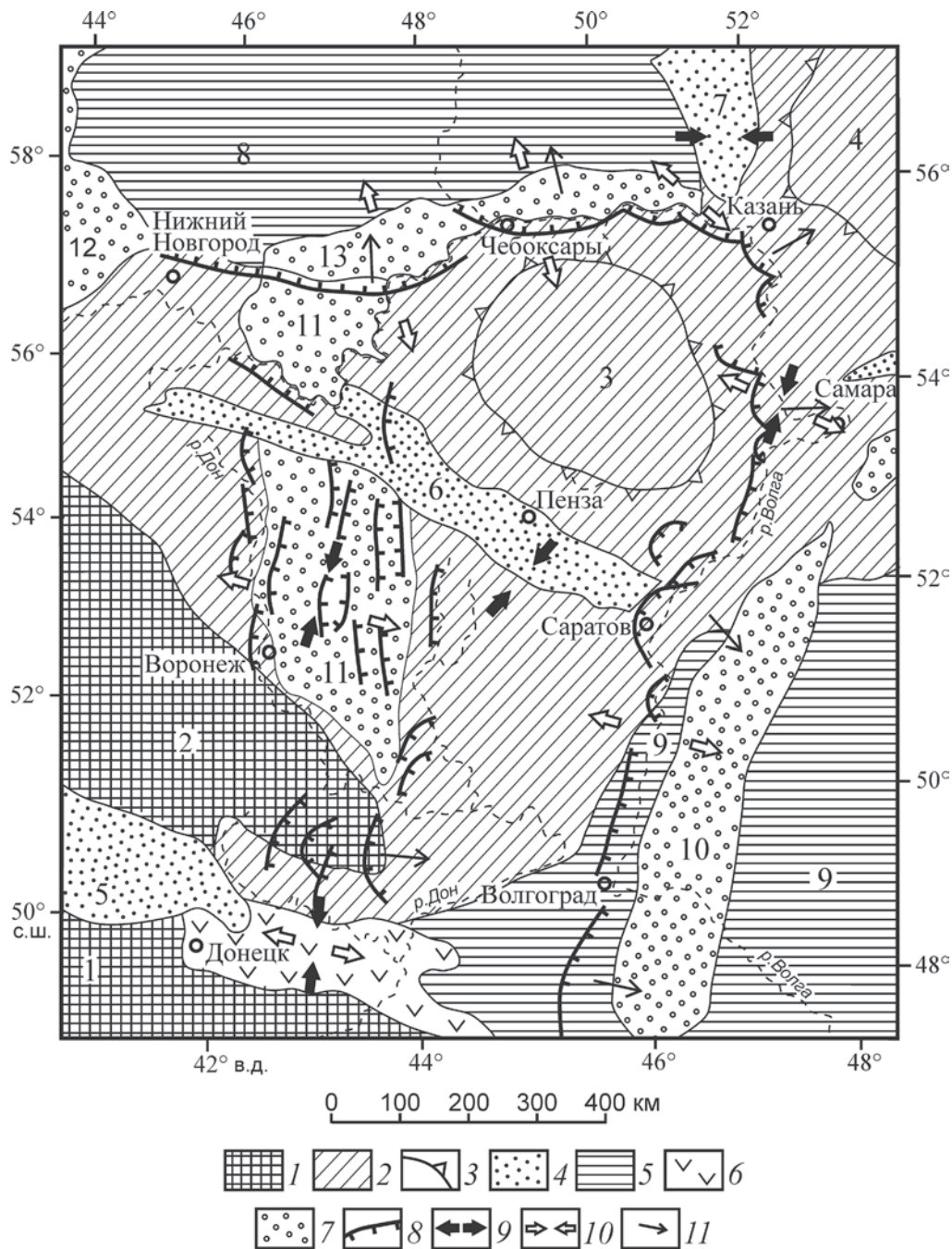


Рис. 18. Различия тектонической позиции формировавшихся при растяжении прямолинейных и дугообразных геоморфологических уступов по отношению к контуру Воронежской антеклизы: первые – в ее центре, вторые – вдоль ее периферии, рядом с соседними синеклизами [Копп, 2016]

1 – вершины антеклиз и выступы кристаллического фундамента, 2 – склоны антеклиз, 3 – своды фундамента внутри антеклиз, 4 – авлакогены, 5 – синеклизы, 6 – Донецкий герцинский ороген, 7 – новейшие прогибы, 8 – эрозивно-тектонические уступы, штрихи – по экспозиции уступа, 9–10 – независимо определенная ориентация региональных новейших напряжений: 9 – растяжения, 10 – сжатия; 11 – приоритетное направление движения масс при новейшем растяжении.

Наименования структур: 1–2 – антеклизы и щиты: 1 – Ростовский выступ Украинского щита, 2 – вершина Воронежского кристаллического массива; своды фундамента внутри антеклиз: 3 – Токмовский, 4 – Татарский; 5–7 – авлакогены: 5 – Днепровско-Донецкий, 6 – Пачелмский, 7 – Казанско-Кажимский; 8–9 – синеклизы: 8 – Московская, 9 – Прикаспийская; 10–13 – новейшие прогибы: 10 – Заволжский, 11 – Окско-Донской, 12 – Мещерский, 13 – Волжско-Ветлужский

амфитеатры достигают около самой глубокой Прикаспийской синеклизы (Ергенинский уступ, длина 700 км), тогда как рядом с Московской их длина снижается (не более 150–200 км). В седловине же между Токмовским и Южно-Татарским сводами (см. рис. 18), где коровый градиент наименьший, они выражены слабо или совсем отсутствуют. Вогнутость дугообразных амфитеатров повсюду направлена наружу от Воронежского массива, свидетельствуя о том, что предпочтительное движение материала при растяжении было направлено от него центростремительно – к соседним синеклизам.

Однако, если увеличение длины и плотности сосредоточения амфитеатров на единицу площади соотносится с возрастанием кинематической асимметрии растяжения, то тогда и само ускорение движения напрямую зависит от величины корового градиента между антеклизой и синеклизой: чем он круче, тем эффективнее происходит фрагментация коры на краю антеклизы.

Итак, если рассматривать Воронежскую антеклизу целиком, то особенности пространственной приуроченности прямолинейных и дугообразных линеаментов растяжения позволяют установить в ее пределах разные кинематические формы горизонтального растяжения. В центре антеклизы развивается кинематически симметричное растяжение с примерно равномерным удалением материала к западу и востоку – к Московской и особенно Прикаспийской синеклизам, а на ее периферии – кинематически асимметричное растяжение, концентрирующееся вдоль флексур и зон утонения коры между антеклизой и соседними синеклизам. Эти факты свидетельствуют о происшедшем в новейшее время центростремительном движении масс от ядра кристаллического массива к его периферии и соседним синеклизам. При этом восточный вектор движения, направленный к наиболее глубокой Прикаспийской синеклизе, по разным данным, выглядит подчеркнутым. Если предположить, что движение материала происходит на коровом уровне (а масштабы как самих линеаментов, так и участков их концентрации не позволяют думать иначе), то тогда приуроченный к центру коровой линзы Воронежской антеклизы Окско-Донской новейший прогиб, возможно, отражает компенсационное утонение коры, происходящее в центре этой линзы при симметричном растекании материала в стороны.

Морфоструктурные рисунки Прикаспийского региона как области транспортировки и тектонической аккумуляции деформируемого материала

Как было показано, геоморфологические амфитеатры часто группируются в продольные гирлянды, приуроченные к флексурам между антеклизам и синеклизам (рис. 19, А). Однако наряду с таким способом их взаимного расположения – гирляндовидным (как его называл М.В. Гзовский [1953] применительно к очертаниям линий разрывов) часто встречается и другой – эшелонированный, или «лестничный»: когда множество параллельных амфитеатров собраны в поперечный к ним узкий домен, и каждый из них выглядит в виде ступени лестницы (см. рис. 19, Б). Подобный вид их группировки отмечен

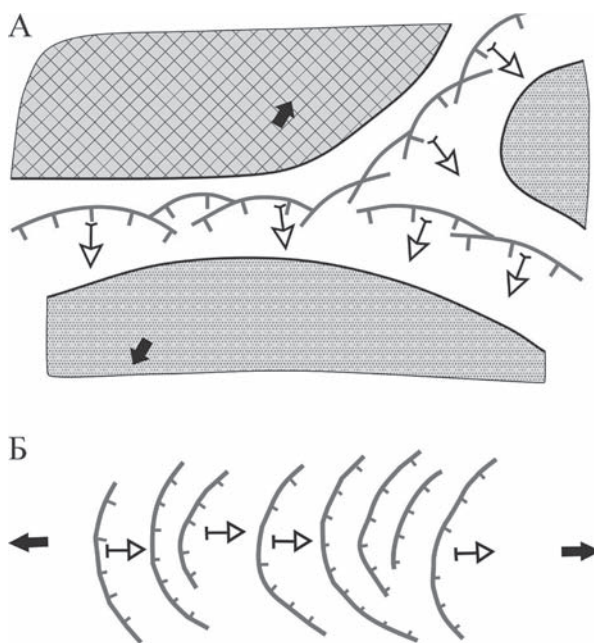


Рис. 19. Характерные структурные рисунки, образуемые геоморфологическими амфитеатрами

А – линейный (в виде продольной гирлянды), возникающий на перепадах тектонического рельефа: перекрестная штриховка – положительные тектонические структуры, горизонтальная штриховка – отрицательные тектонические структуры (см. также рис. 8, А), Б – эшелонированный, связанный с узко фокусированным латеральным тектоническим потоком.

А, Б – штрихи направлены по экспозиции амфитеатров, утолщенные сплошные стрелки – ориентация растяжения, полые стрелки – направления предпочтительного перемещения масс из зоны растяжения

автором данной книги давно, и тогда предполагалось, что он обозначает наличие узко сфокусированного латерального потока деформируемых масс в обстановке растяжения, движение которого идет в направлении вогнутости дуг [Копп, 2004]. Морфология такого потока растяжения (точнее, трансензионного потока, ибо существование тектонического потока любой природы обязательно сопровождается сдвиговой деформацией) сравнивалась с морфологией развивающегося в условиях сжатия транспрессионного потока, характерного для ситуации латерального течения масс в сжатых орогенических поясах (рис. 20) [Латеральные..., 2015; Леонов, 2015]. Латеральные потоки обоих ти-

пов (автор их иногда называет тектоническими глетчерами) в плане имеют U-образную форму и даже в деталях геометрически неотличимы, однако они диаметрально противоположны как по кинематике образующих их частных структур разного типа, так и по общему направлению движения.

В условиях рассматриваемой платформенной территории трансензионные тектонические глетчеры, выраженные здесь в топографии второстепенными водоразделами, имеют длину до 100-200 км (при в 1.5–3 раза меньшей ширине) и представлены эшелонами дугообразных долин, сильно асимметричных в профиле, и с вогнутостью их уступов по направлению дви-

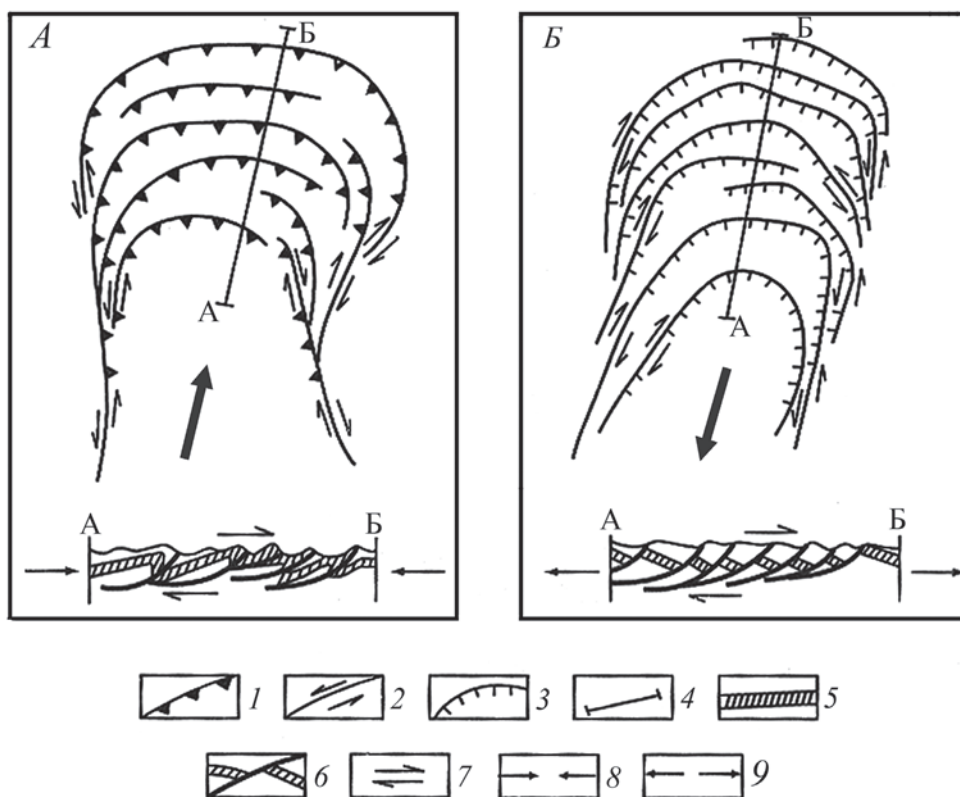


Рис. 20. Сравнение структурных рисунков латеральных потоков («тектонических глетчеров»): транспрессионной (сдвиго-надвиговой) природы (А) и трансензионной (сдвиго-раздвиговой) природы (Б) – принципиальная схема, вид в плане [Копп, 2004, с небольшой редакцией текста]

Оба вида тектонических глетчеров обладают чертами внешнего геометрического сходства по общей для них сильно вытянутой в плане форме в виде латинской буквы U, а также по сильной асимметричности образующих их дугообразных линейных структур в вертикальном сечении, связанной с существенной ролью деформации простого сдвига (см. разрезы). Однако они диаметрально различаются по динамике формирования этих структур (сжатие со сдвигом в А, растяжение со сдвигом в Б), а также по кинематике самого потока (в случае А его движение происходит по направлению выпуклости дугообразных разрывов, в случае Б – по направлению их вогнутости).

1 – взбросы и надвиги; 2 – сдвиги; 3 – сбросы; 4 – направления разрезов; 5 – условный слой, 6 – разрывы, смещающие условный слой; 7 – правых направление скашивания (простого сдвига) в вертикальной плоскости, 8 – горизонтальное сжатие, 9 – горизонтальное растяжение. Утолщенные стрелки указывают на направление движения латерального потока

жения (см. рис. 12). На флангах дуг местами присутствует кулидность, при этом знак сдвигов на разных окончаниях каждой отдельной дуги противоположный, так что это «вытягивающие» сдвиги, соответствующие условиям растяжения. Отмечается некоторая расширенность потоков растяжения около их предполагаемых устьев, иногда сопровождающаяся выпрямлением образующих их линеаментов. В районе устьев тектонических глетчеров подобного типа отсутствуют какие-либо положительные формы рельефа, которые можно было бы связать с компенсационным сжатием, обычно присутствующим во фронтальной части тектонических глетчеров транспрессионного типа. Напротив, трансензионные потоки, если они не сходят на нет незаметно, в районе устья завершаются небольшой изометричной котловиной рельефа с признаками всестороннего или двустороннего (взаимно перпендикулярного) растяжения – предположительно соответствующего участку концентрации растягивающих напряжений. Характерный пример – Арчединско-Чирская новейшая впадина в устье направленного к востоку Острогжского потока на Доно-Донецком водоразделе (см. рис. 12).

Данные, полученные в самые последние годы в ходе выполнения настоящего исследования, позволили оконтурить трансензионные тектонические глетчеры по периферии Прикаспийской синеклизы и установить их структурную приуроченность. Оказалось, что они с боков обрамляют синеклизу, «впадая» в нее: буквально так же, как в большое овальное озеро впадают реки (рис. 21). При этом самый протяженный (около 300 км), идущий с севера тектонический глетчер начинается очень далеко от Прикаспия – в Волжско-Ветлужской впадине, приуроченной к границе Токмовского свода с Московской синеклизой. Здесь поток имеет широтное простираие, параллельное этой границе, но затем круто поворачивает к югу, приобретая меридиональную ориентировку, и проходит уже по седловине между Южно-Татарским и Токмовским сводами, далее идет вдоль меридиональной границы Воронежского массива и Прикаспийской синеклизы, а затем уже «впадает» в последнюю. Второй крупный тектонический глетчер, по всей длине субширотного (ЗСЗ) простираия, начинается на западе Воронежского массива и проходит вдоль очень пологого мел-эоценового прогиба, отделяющего Воронежскую антеклизу от герцинско-ларамийского Донецкого склад-

чатого сооружения, и затем впадает в область расширения Прикаспийской синеклизы в ее юго-западном углу, где она в виде своего рода залива вдается в Воронежский массив (см. рис. 10, 12).

Все это создает отчетливое представление гравитационного стекания масс к Прикаспийской синеклизе с окружающих ее платформенных антеклиз и сводов, происходящего независимо от горизонтальных неотектонических напряжений регионального плана (но, как указывалось выше, действующих во взаимодействии с ними).

Можно, таким образом, сделать вывод, что трансензионные тектонические потоки, на большинстве своих отрезков секущие главные границы антеклиз и синеклиз, свое «русло» выбирают вдоль более частных, второго ранга, отрицательных структур фундамента типа седловин, но при этом имеющих подходящие для возникновения канализированного потока узкие очертания. При этом в случае как продольных гирлянд геоморфологических амфитеатров, так и поперечных тектонических глетчеров трансензионного типа с внутренне эшелонированным строением везде доминирует главный вектор движения, направленный от антеклиз к синеклизам. На некое влияние Прикаспийской синеклизы на неотектонику востока платформы указывал и В.И. Макаров [Новейшая тектоника..., 2006]. Теперь можно уточнить, что синеклизы, длительно играющая роль главного седиментационного депоцентра для данной территории, наряду с этим еще и выглядит как центр тектонической аккумуляции продуктов гравитационно-тектонического растекания антеклиз для той же территории.

Кинематика новейших движений по структурно-геологическим данным

Собранные автором и его коллегами мезоструктурные данные позволили реконструировать не только новейшее поле напряжений востока Русской плиты, но и направления происходивших в этом поле согласованных перемещений блоков. Региональные геокинематические карты, иллюстрирующие эти движения, неоднократно публиковались [Копп, 2004, 2005; Копп и др., 2014_{1,2}]. При этом отмечалось, что связанное с коллизией плит общее горизонталь-

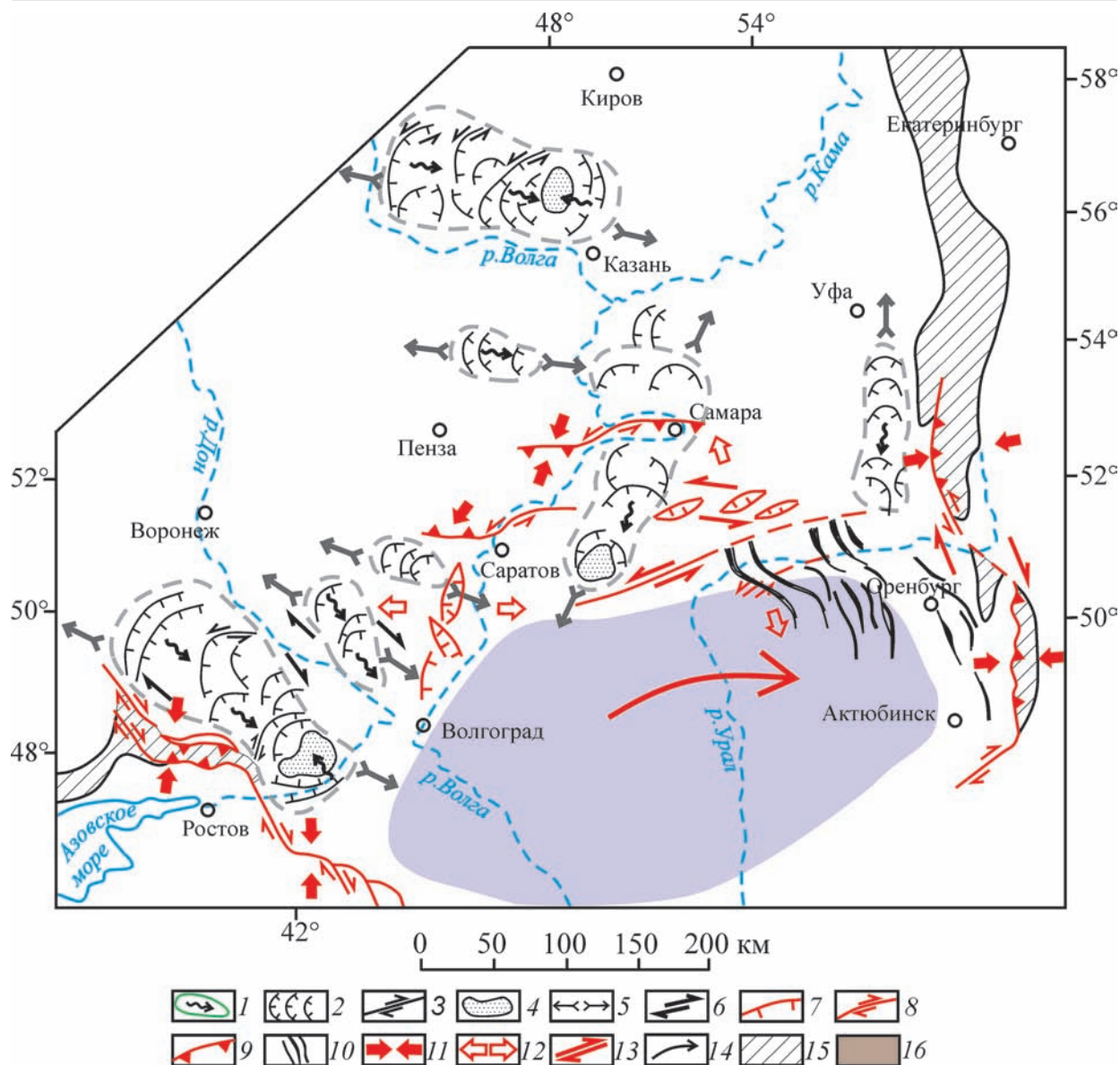


Рис. 21. Структурно-динамическая позиция дугообразных геоморфологических уступов по отношению к Прикаспийской синеклизе и ареалам коллизионных стрессов разного происхождения (кавказского или уральского), воздействовавшим на края. Объяснения см. в тексте

1–4 – элементы морфоструктурных рисунков, образуемых тектоническими линеаментами в разных тектодинамических обстановках: 1 – латеральные потоки и направления их движения (стрелки), 2 – дугообразные геоморфологические уступы (геоморфологические амфитеатры), формирующиеся при кинематически асимметричном растяжении, 3 – системы кулисных отрезков речных долин, указывающие на горизонтальный сдвиг, 4 – изометричные котловины (предполагаемые центры локальной концентрации новейшего растяжения); 5, 6 – ориентация напряжений, установленная по предполагаемой кинематике тектонических линеаментов и образуемых ими морфоструктурных рисунков: 5 – растяжения, 6 – сдвига; 7–9 – известные разрывы и флексуры, установленные по данным геологической съемки: 7 – сбросы, 8 – сдвиги, 9 – взбросы и надвиги, 10 – оси линейных складок, 11–13 – ориентация региональных новейших напряжений, по независимым структурным данным: 11 – сжатия, 12 – растяжения, 13 – сдвига; 14 – предполагаемое смещение Прикаспийского неотектонического блока, сопровождающееся поворотом по часовой стрелке [Копп, 2004], 15, 16 – элементы тектонического районирования: 15 – новейшие поднятия Урала и Донбасса, 16 – Прикаспийская синеклиза

ное сжатие Русской плиты компенсировалось латеральным выжиманием и перемещением деформируемого материала к участкам меньшего сжатия («геодинамическим убежищам») и отрицательным структурам фундамента платформы, в том числе синеклизам. Очень показательным в этом плане поведение рассчитанных на компьютере осей главных напряжений, особенно оси главного растяжения σ_1 : оказалось, что она повсюду направлена и наклонена по погружению тектонического рельефа. Так, на Южном Урале (вместе с Мугоджарами) ось растяжения наклонена вдоль оси этого новейшего орогена к его южной периклинали (см. рис. 9), то на Воронежском массиве (взятом вместе с Токмовским сводом) она радиально погружается буквально во все стороны наружу: на западе – к Московской синеклизе, на востоке – к Прикаспийской синеклизе, на севере – опять к Московской синеклизе и на юге – к Азово-Черноморскому бассейну (рис. 22). И если для Урала южное

перемещение материала еще можно объяснить компенсацией продольного удлинения этого новейшего орогена при его поперечном сжатии, то для Воронежского массива, который, как вигвам ветвями, со всех сторон окружен конусом из осей растяжения, это сделать гораздо сложнее.

В качестве другого примера можно привести детально изученные особенности деформаций на участке сочленения Воронежского массива с Прикаспийской синеклизой (рис. 23). Структура здесь формировалась в «кавказском» поле напряжений меридионального сжатия–широтного растяжения, и, что очень существенно, при направленном к северу общем движении масс, вызванном силой давления от Кавказа с юга на север. Теоретически в таких условиях могли возникнуть широтные структуры сжатия, меридиональные – растяжения – и две системы сдвигов: левых, СВ простирания, и правых, СЗ простирания (см. рис. 23, А). Однако при заданных условиях (меридиональное сжатие и общее



Рис. 22. Радиальное погружение горизонтальных проекций («векторов») оси новейшего растяжения от вершины Воронежского кристаллического массива к соседним глубоким прогибам: Прикаспийской и Московской синеклизам и Азово-Черноморскому бассейну

Цветные штрихи – реконструированные на компьютере горизонтальные проекции осей неотектонических напряжений, по данным мезотектонических замеров [Копп и др., 2014₃] (см. также рис. 9): красные – оси сжатия или укорочения, синие – оси растяжения или удлинения. Наклон осей направлен от центральной точки символа, величина наклона обратно пропорциональна длине штриха

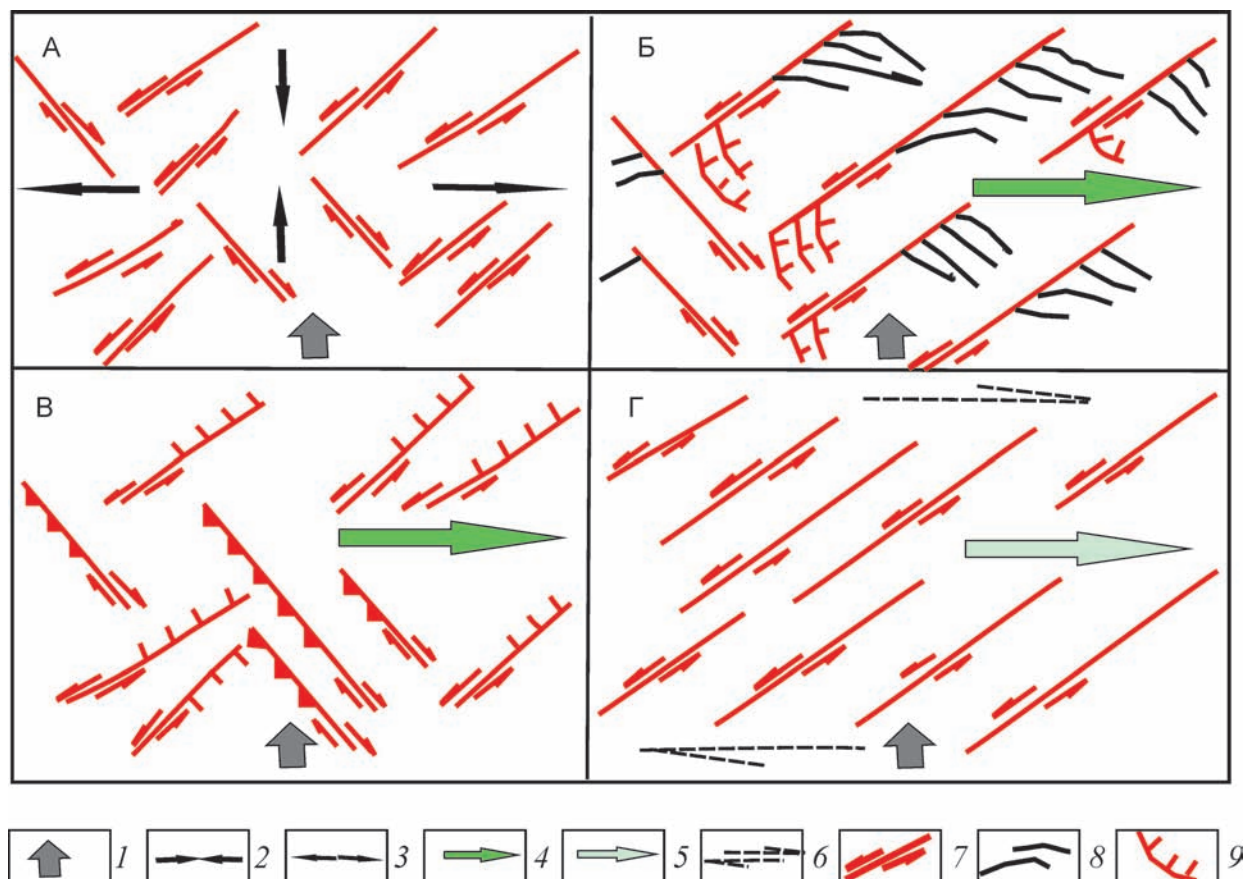


Рис. 23. Перемещение деформируемого материала от Воронежской антеклизы к Прикаспийской синеклизе, выраженное в характере сдвиговых парагенезов разного ранга в зоне сочленения этих структур. Схема составлена по неоднократно опубликованным результатам и обобщениям структурных наблюдений [Копп, 2004; Копп и др., 2014₁₋₂ и мн. др.]

А – региональная (фоновая) динамо-кинематическая обстановка: инициированные на платформе силой коллизионного давления к северу субмеридиональное сжатие и ассоциирующее субширотное растяжение (выразившиеся формированием сети левых и правых сдвигов), а также присущее этой обстановке общее движение масс к северу; Б–Г – особенности сдвиговых парагенезов разного ранга, соответствующие этой общей обстановке: Б – выраженный нагляднее всего в макроструктурных рисунках план присдвиговых деформаций: при общем движении к северу они наиболее насыщены в смещающихся к северу крыльях левых и правых сдвигов, но соседство Прикаспийской синеклизы на востоке добавляет восточный вектор перемещения; соответственно присдвиговые деформации предпочтительно возникают в ЮВ крыльях именно левых сдвигов, смещающихся к СВ: их движение направлено к синеклизе, В – разные режимы проявления лево- и правосдвиговой деформации (лучше всего выражены в мезоструктурных парагенезах): режим транспрессии для правых сдвигов и транстензии – для левых; это позволяет сделать вывод, что левосдвиговые смещения, в такой обстановке направленные к Прикаспийской синеклизе, испытывают меньшее сопротивление), Г – выраженная количественно избирательность сдвигов разных систем, проявляющаяся как в макро-, так и мезоструктурных парагенезах; в данной обстановке повсюду между Воронежской антеклизой и Прикаспийской синеклизой доминируют левые сдвиги, более частые, протяженные и амплитудные. Дополнительные объяснения см. в тексте.

1 – направление коллизионного давления, 2 – сжатие, 3 – растяжение, 4 – приоритетное движение масс, 5 – то же, предположительное, 6 – возможное скашивание по краям (простой сдвиг), 7 – сдвиги, 8 – валы, надвиги и другие структуры сжатия, 9 – сбросы

движение материала к северу) можно предположить, что наличие такой неоднородности, как меридиональный западный борт Прикаспийской синеклизы, обуславливает реализацию не

каждой из двух упомянутых систем сдвигов, а только той, которая обеспечивает наикратчайший путь к синеклизе. В данном случае это сдвиги левые.

О том, что здесь все обстоит действительно так, свидетельствуют следующие факты: 1) при общем меридиональном сжатии компенсационные присдвиговые структуры должны возникать в южных крыльях сдвигов, поскольку они смещаются в северных румбах и, если сдвиги разных систем развиваются равноправно, то сдвигов любой кинематики. Однако на самом деле здесь такие структуры гораздо чаще формируются в южных крыльях левых сдвигов, при общем движении к северу обеспечивающих наикратчайшее перемещение материала к востоку – к Прикаспийской синеклизе; они, таким образом, развиваются предпочтительно (см. рис. 23, Б). На практике же характерные примеры структурных рисунков такого рода демонстрируют все известные здесь зоны складчатых дислокаций – Жигулевские, Саратовские, Керенско-Чембарские и пр. (рис. 24); 2) как на стереограммах, так и при компьютерной обработке данных повсюду проявляются разные режимы реализации смещений по сдвигам разной кинематики: левые формировались в условиях трансензии – сдвига с растяжением поперек плоскостей смещения, тогда как среди правых преобладают транспрессионные сдвиги, со сжатием поперек плоскости смещения. Иначе говоря, движение вдоль левых сдвигов облегчено, и именно они пользуются приоритетным развитием, тогда как вдоль правых смещение происходит в стесненной обстановке (см. рис. 23, В); 3) предпочтительность возникновения сдвигов того или иного знака передается напрямую посредством их избирательной сортировки (см. рис. 23, Г), и по этому признаку опять же очевидно – для пограничной области между Воронежской антеклизой и Прикаспийской синеклизой – количественное преобладание все тех же левых сдвигов, причем любого масштаба, от мезо- до макротектонических [Копп, 2004; Копп и др., 2014_{1,2}]. Нагляднее всего эта избирательность проявляется в региональном плане, для всей территории платформы. На специальной карте (рис. 25), где выделены только два вида объектов: сдвиги разного знака (левые и правые) и контуры синеклиз, можно заметить приоритетное развитие тех систем сдвигов, которые обеспечивают самый близкий путь к ближайшей синеклизе. В частности, на севере Урала реализуются левые сдвиги, перемещающие (при общем давлении и движении масс, направленных от Урала к западу) блоки к сосед-

ним Мезенской и Печорской синеклизам, а на юге Урала – напротив, правые, перемещающие блоки к Прикаспийской синеклизе, на востоке Воронежского массива (как уже говорилось выше) опять реализуются левые сдвиги, перемещающие материал к той же Прикаспийской синеклизе, и т.д.

Растяжение антеклиз по геофизическим данным

Рассмотренные выше результаты анализа плановой геометрии линеаментов растяжения и независимые структурно-геологические данные о кинематике движений убедительно свидетельствуют о происходившем в новейшее время тектоническом перемещении материала от антеклиз к синеклизам. Если этот вывод справедлив, то растяжение антеклиз должно было как-то отразиться в геофизических данных. Такие данные немногочисленны, но уже имеющегося материала вполне достаточно, чтобы увидеть очевидные перспективы в данном направлении.

Особенно интересны результаты применения геофизики для Воронежской антеклизы. Детальное сейсмическое зондирование высокоточным методом микро-ОГТ, проведенное на юге Окско-Донского новейшего прогиба [Тарков и др., 2002], показало, что в самых нижних слоях платформенного чехла проявляется тектонический будинаж пластов и пачек крепких известняков верхнего девона (рис. 26). Тот факт, что отчетливо наблюдаемое на разрезах разлинзование является действительно тектоническим, а не связанным с седиментацией, подтверждается тем, что к шейкам будин приурочены корни развивающихся в более верхних (верхнемеловых) слоях чехла наклонных сбросов, а о том, что деформация произошла в новейшее время, свидетельствует отражение этих сбросов в современном рельефе (рис. 27). Кроме того, тектоническое происхождение установленного по микро-ОГТ будинажа известняков подтверждается натурными наблюдениями в Павловском гранитном карьере, где детально описан будинаж среднедевонских аргиллитов [Колодяжный, 2003]. На формирование всего Окско-Донского прогиба при субширотном – поперечном к нему – растяжении указывает также присутствие микросейсмических шумов в бортовых ограничениях прогиба [Орлов и др., 2009_{1,2}] (рис. 28).

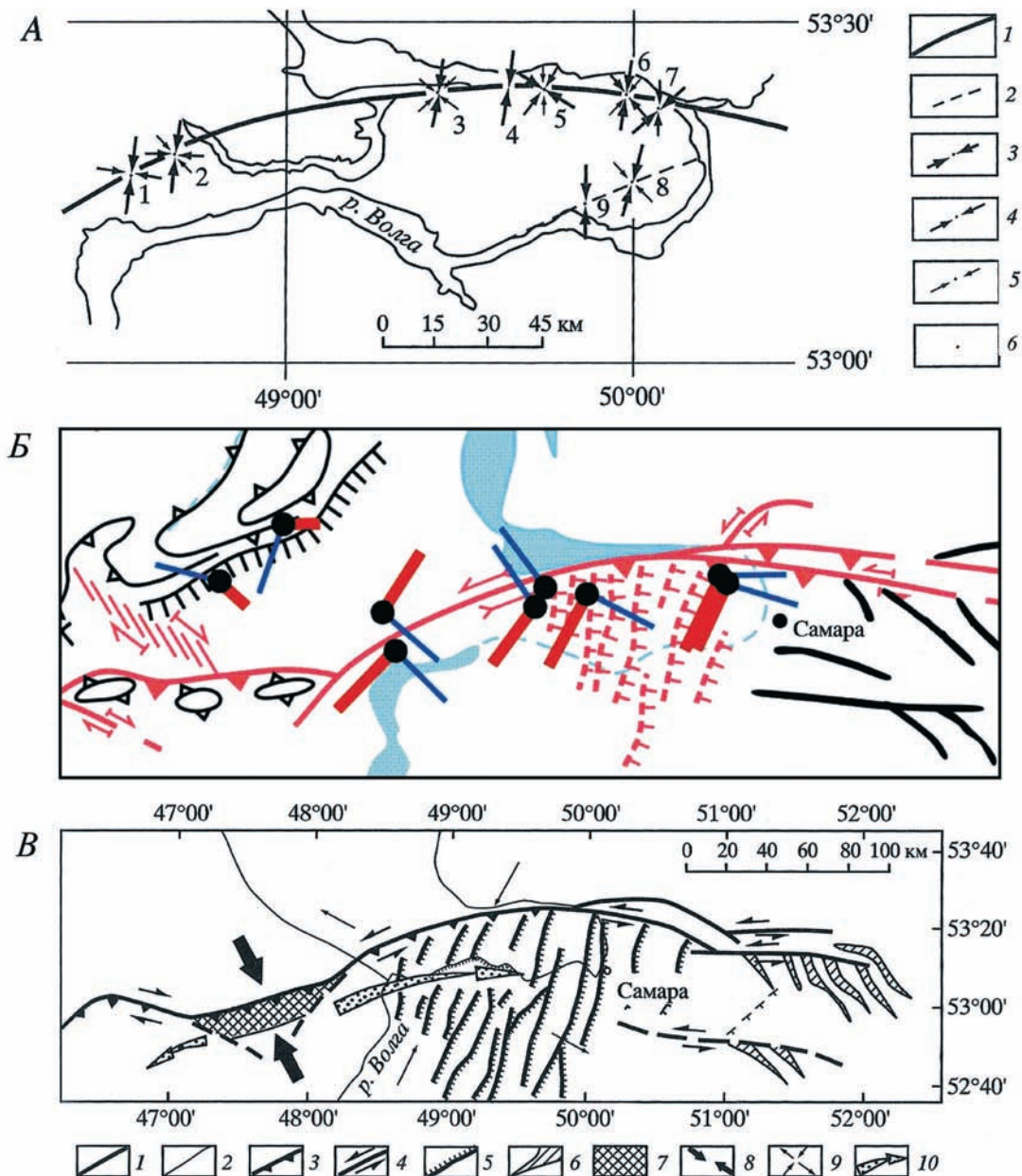


Рис. 24. Жигулевский разрыв и одноименные дислокации как вынужденная левосдвиговая виргация. Способы доказательства левосдвиговой кинематики разрыва, выраженной разнотипными и разномасштабными группами данных: мезо- (А, Б) и макроструктурных (В). На А и Б левый сдвиг заметен по диагональной ориентировке к линии разрыва главных осей эллипсоида напряжений.

А – сдвиг по результатам обработки стереограмм [Копп, Тверитинова, 1999]. 1 – Жигулевский разрыв; 2 – предполагаемые разрывы; 3–4 – горизонтальные проекции оси укорочения: 3 – 1-го порядка, 4 – 2-го порядка, 5 – 3-го порядка; 6 – точки наблюдения.

Б – сдвиг по результатам компьютерной реконструкции в [Копп и др., 2014_{1,2}]. Цветные штрихи – восстановленные на компьютере горизонтальные проекции осей неотектонических напряжений, по данным мезотектонических замеров (см. также рис. 9): красные – оси сжатия или укорочения, синие – оси растяжения или удлинения. Наклон осей направлен от центральной точки символа, величина наклона обратно пропорциональна длине штриха.

В – сдвиг по данным анализа макроструктурного рисунка [Копп, 2004]. 1 – зона главного Жигулевского разрыва, 2 – остальные нарушения, 3 – взбросы и надвиги, 4 – сдвиги, 5 – сбросы, 6 – складки и флексуры, компенсирующие горизонтальные перемещения по сдвигу; 7 – область наибольшего подъема платформенного фундамента; 8 – место и ориентировка пережима (деформационной шейки) Жигулевской вынужденной виргации; 9 – направления векторов укорочения и удлинения в наиболее выдвинувшейся к северу части Жигулевского вала; 10 – направление латерального выжимания масс из деформационной шейки

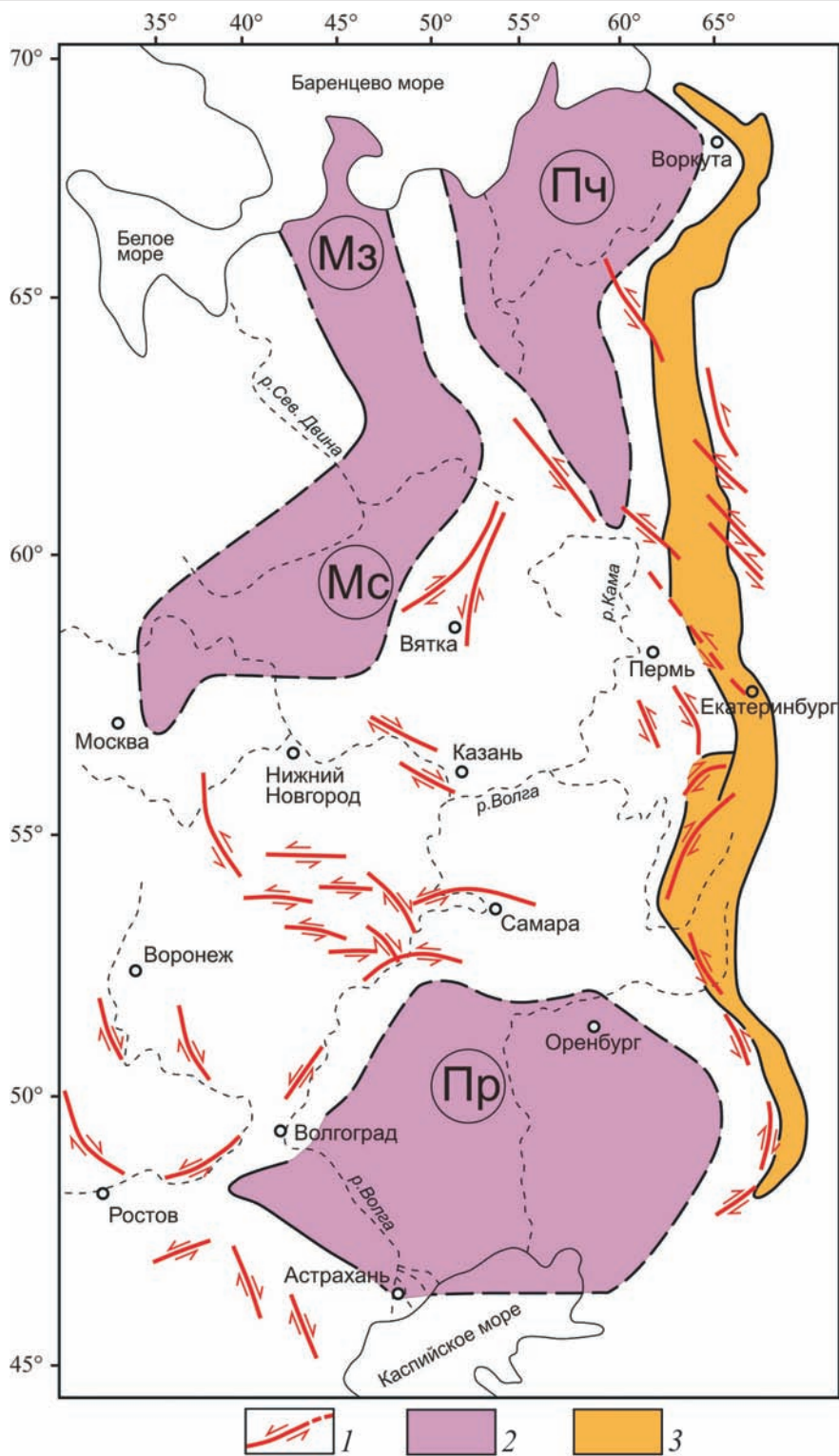


Рис. 25. Влияние структуры фундамента Русской плиты на кинематику новейших сдвигов [Копп и др., 2014₁₋₂]: предпочтительно развивается та система сдвигов (левых или правых), которая обеспечивает наиболее краткий путь блоков к ближайшей синеклизе. Дальнейшие объяснения см. в тексте

1 – сдвиги, 2 – центральные части синеклиз (Мз – Мезенской, Мс – Московской, Пр – Прикаспийской, Пч – Печорской), 3 – новейший Урал

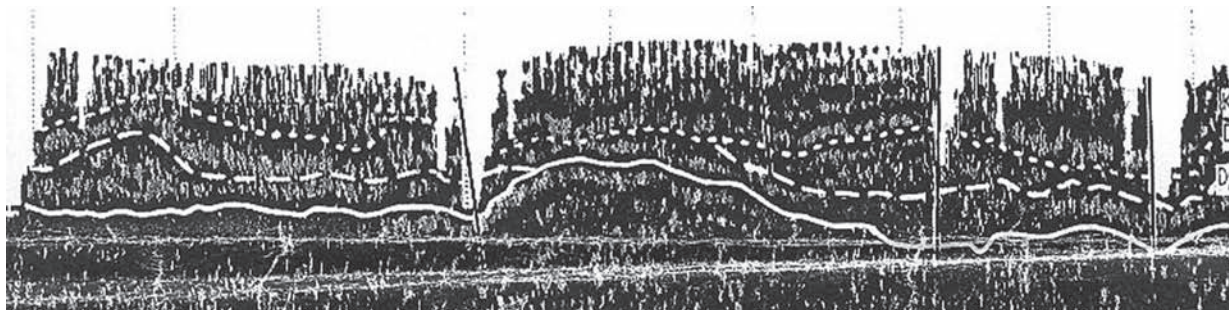


Рис. 26. Регистрируемый детальной сейсморазведкой микро-ОГТ тектонический будинач в известняковых прослоях девонского интервала чехла Восточно-Европейской платформы в центре Воронежского массива, район Нововоронежской АЭС [Тарков и др., 2002]

Дугообразные флексуры и сбросы новейшего возраста, выраженные в деформациях слоев

Наибольшее внимание в данной работе выше уделялось природе геоморфологических амфитеатров – по причинам дискуссионности их происхождения и одновременно недостаточной изученности. Однако в рассматриваемой платформенной области присутствуют и более очевидные, к тому же и давно известные, структуры растяжения дугообразных очертаний в плане. При этом большинство их локализируются в тех же местах, что и геоморфологические амфитеатры, очевидно, составляя с ними единый динамический парагенез, только в данном случае проявившийся более сильной деформацией.

Как и для геоморфологических амфитеатров, наибольшая концентрация подобных макроструктур отмечается в бортах Прикаспийской синеклизы, особенно западном. Здесь в этом отношении прежде всего привлекают внимание Доно-Медведицкие новейшие складчатые дислокации, произошедшие где-то после раннего эоцена, но, по аналогии с другими подобными структурами, – позже, в позднем кайнозое (в конце миоцена–квартере) [Копп, 2004]. Дислокации представлены спускающимся к Прикаспийской синеклизе каскадом плоских и широких структурных ступеней, разделенных дугообразными флексурами с вогнутостью, направленной в ту же сторону, что и экспозиция флексур, – к синеклизе (рис. 29). Такой стиль структуры вполне соответствует признакам тектоники растяжения, однако вызывает вопрос аномально высокая дислоцированность юрско-меловых слоев с наклонами до 40-50°: в рассматриваемой

части платформы такие высокие наклоны редко встречаются даже в тех зонах складчатых дислокаций, где несомненно поперечное им сжатие [Копп, 2004, и др.]. Однако, в отличие от других зон дислокаций той же территории, почти везде обязательно имеющих широтное простираие и сопровождающихся надвигами (Жигулевских дислокаций и совсем соседних Саратовских, Сальско-Манычского мегавала, а также Донбасса в его альпийской структуре), Доно-Медведицкие дислокации ориентированы субмеридионально (вдоль границы Воронежского массива и Прикаспийской синеклизы) и надвиги в их строении полностью отсутствуют, но зато рядом имеются новейшие сбросы того же меридионального простираия: неоднократно упомянутые Балыклейские грабены (см. рис. 14). Все это заставляет все же связывать Доно-Медведицкие дислокации с поперечным к ним субширотным растяжением.

Сложности расшифровки динамики Доно-Медведицких дислокаций проявились и в мезоструктурных данных. Их обработка на стереограммах показала противоречивое сочетание режимов поперечного к дислокациям растяжения и одновременно такого же поперечного сжатия [Копп, 2004; Копп, Тверитинова, 2001] (рис. 30): по-видимому, эти режимы, которые не могут быть физически одновозрастными, здесь каким-то образом конкурировали во времени и пространстве. Позже указанное противоречие мезоструктурных результатов было подтверждено компьютерной генерализацией данных, позволившей выделить здесь, в наиболее крупном плане, взрезовой стресс-режим – режим вертикальных перемещений, при котором обе главные нормальные оси напряжений – сжатия

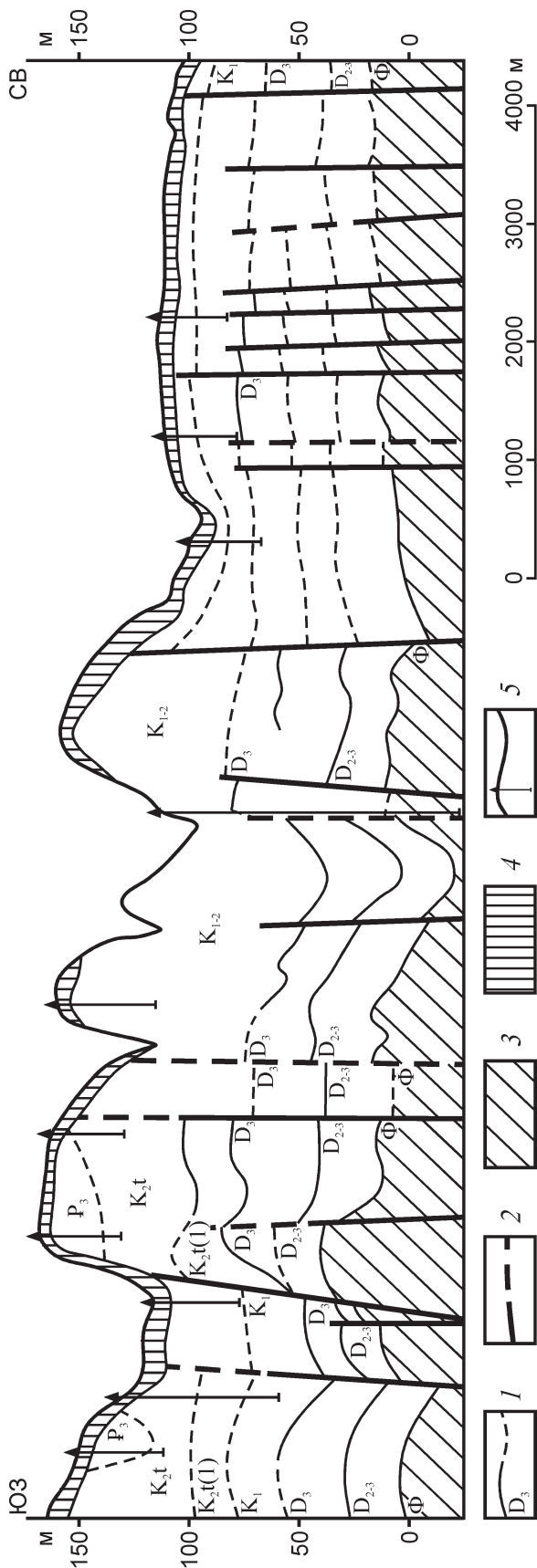


Рис. 27. Отражающиеся в четвертичном рельефе малоамплитудные новейшие сбросы в меловом интервале того же участка разреза, возникшие над будинированными участками известняков девона [Тарков и др., 2002]

1 – сейсмические отражающие горизонты со стратиграфическими индексами их возраста, 2 – разрывы, 3 – кристаллический фундамент, 4 – четвертичный покров, 5 – скважины

и растяжения – наклонены под приблизительно равными средними углами (30–60°) в противоположные стороны [Копп и др., 2014_{1,2}] (см. рис. 9). Этот результат следует рассматривать лишь в качестве интегрального – как следствие генерализации, уничтожающей детали, и вопрос о соотношении однонаправленного растяжения и сжатия все равно приходится решать.



Рис. 28. Зоны проявления микросейсмических шумов в неотектонических уступах, обрамляющих Окско-Донской новейший прогиб [Орлов и др., 2009₂]

1 – зоны anomalно высоких микросейсмических шумов, 2 – зона новейших разломов западного борта Окско-Донского прогиба, 3 – зона новейших разломов южного борта Окско-Донского прогиба

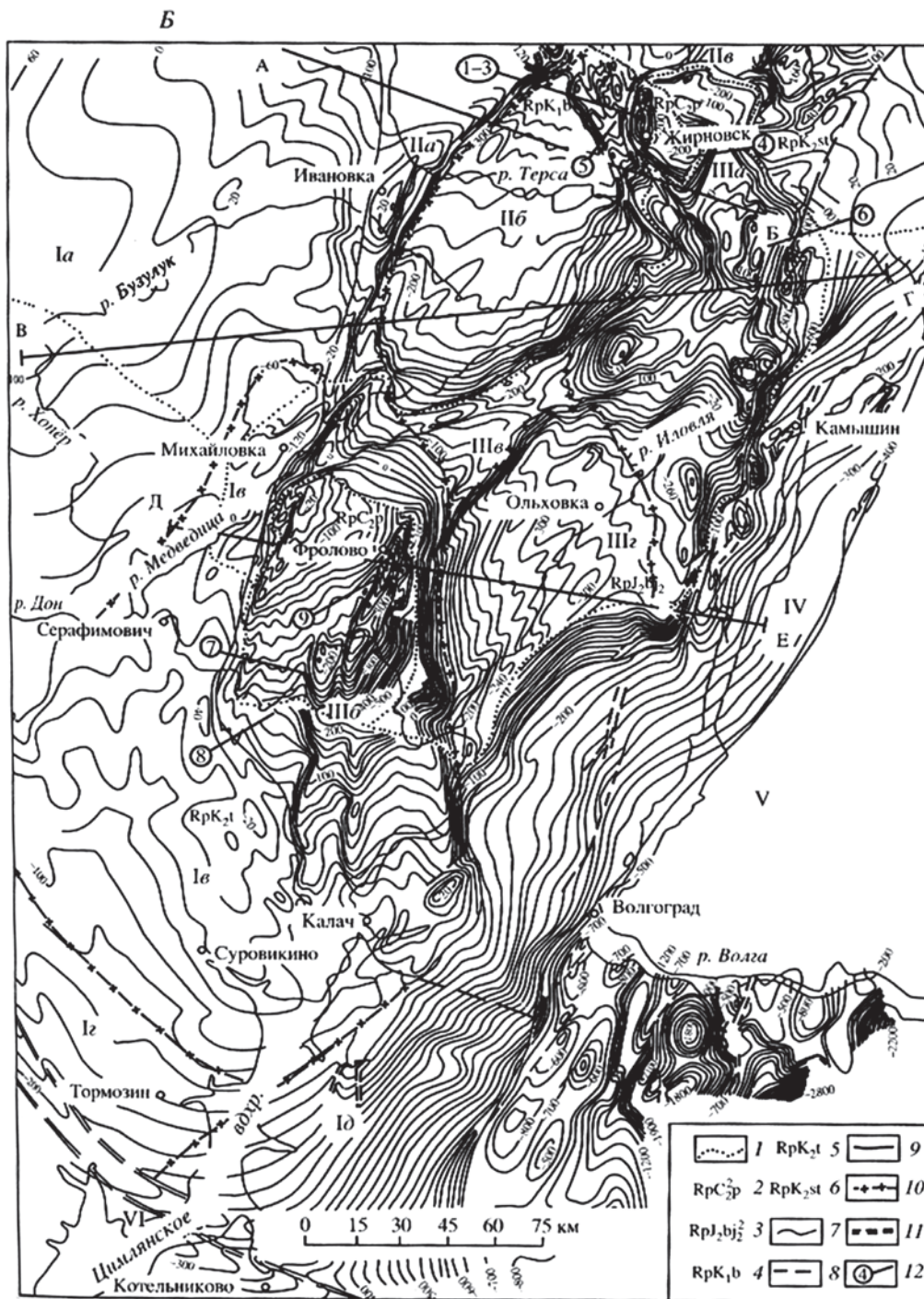


Рис. 29. Структурная карта Доно-Медведицких дислокаций [Бражников и др., 1965]

1 – границы участков смены возраста структурного репера; 2–6 – структурные реперы: 2 – московский ярус карбона, 3 – верхний байос, 4 – кровля баррема, 5 – подошва турона, 6 – подошва сантона; 7 – стратозогипсы, 8 – разломы, 9 – границы тектонических областей, 10 – то же, второго порядка, 11 – погребенные надвиги на северной окраине Донбасса, 12 – приблизительное местоположение линий геологических разрезов. Тектонические единицы: I – Воронежская антеклиза: Ia – Хоперская моноклираль, Ib – Михайловская впадина, Ic – Чир-Донские дислокации, Id – Преддонецкая моноклираль, Ie – Северо-Ергенинская моноклираль; II – юго-восточная часть Саратовско-Рязанской мегадепрессии: IIa – Ивановские дислокации, IIб – Терсинская впадина, IIв – Карамышская впадина; III – Доно-Медведицкий вал: IIIa – Иловлинско-Медведицкое (Жирновско-Линевское) поднятие, IIIб – Арчединско-Донское поднятие, IIIв – Березовская седловина; IV – Приволжская моноклираль; V – Прикаспийская впадина; VI – Скифская плита

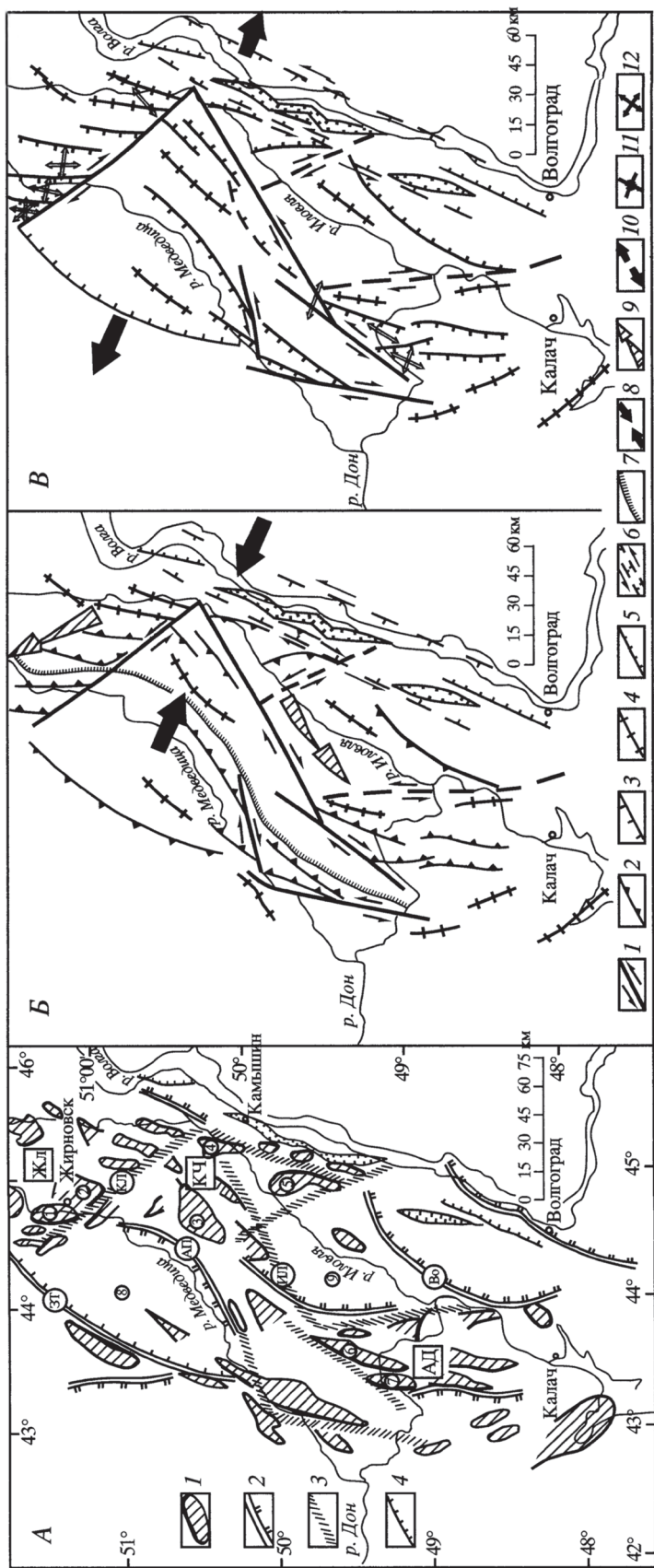


Рис. 30. Генерализованная новейшая структура Доно-Медведицкой зоны и ее альтернативные динамические интерпретации [Копп, 2004; Копп, Тверитинова, 2001]

А – структурная схема. 1 – брахискладки чехла (утолщенная линия – более крутое крыло); 2 – вертикальные флексуры (сдвоенные штрихи – по погружению смыкающего крыла); 3 – горизонтальные флексуры (флексуры сдвига); 4 – сбросы Приволжской моноклинали (штрихи – в сторону сброшенного крыла). Новейшие блоки и флексуры (аббревиатуры): *блоки*: АД – Арчединско-Донской, ЖЛ – Жирновско-Донской, ЖД – Западно-Терсинская, ИЛ – Иловлинско-Медведицкий, КЧ – Коробовско-Чухонастовский; *флексуры*: АП – Абрамовско-Петрушинская, Во – Восточная, 3Т – Троицкая, 3В – Восточная, 3Л – Линево-Линево-Лемешинская (Жирновско-Бахметьевская); крупнейшие локальные структуры (цифры в кружках): 1 – Жирновская, 2 – Линево-Лемешинская, 3 – Коробовская, 4 – Уметовская, 5 – Чухонастовская, 6 – Арчединско-Саушинская, 7 – Верховская; 8–9 – брахисинклинали: 8 – Терсинская, 9 – Ольховская.

Б, В – альтернативные варианты истолкования природы субмеридиональных складок и флексур: Б – субширотное сжатие, В – субширотное растяжение. 1 – флексуры сдвига и сдвига, 2 – флексуры взброса, складки и другие структуры сжатия (треугольники – в сторону «надвигания»), 3 – флексуры сброса, сбросы и другие структуры растяжения (штрихи – в сторону «сброшенного» крыла), 4 – приблизительно симметричные в поперечном профиле складки, 5 – флексуры сброса, сбросы и другие моноклинали («Балыклейские грабеньи»), 6 – левосдвиговая зона, предполагаемая по кривизне грабенов Приволжской моноклинали, 7 – бровка девонского бортового уступа фундамента Прикаспийской впадины, 8 – направление и место приложения наибольшего горизонтального сжатия, 9 – направления латерального выжимания блоков, 10 – направление горизонтального растяжения, 11, 12 – установленные по мезотектоническим данным направления главных осей деформации: 11 – укорочения, 12 – удлинения

С учетом этих результатов, а также информации о характере регионального поля новейших напряжений в данной части платформы (субмеридиональное сжатие–субширотное растяжение) было предположено, что противоречивый характер поля новейших напряжений в Доно-Медведицкой зоне вызван влиянием сбросовой аккомодации и сопровождающего ее сжатия в западном борту Западно-Прикаспийского новейшего прогиба, являющегося частью Прикаспийской синеклизы на новейшем этапе ее развития. Подтверждением этого можно считать заметную приуроченность пучков валов дислокаций (как возможного выражения повышенного сжатия) к смыкающим крыльям флексур [Копп, 2004; Копп, Тверитинова, 2001; Копп и др., 20142] (см. рис. 29, 30).

Итак, Доно-Медведицкие ступенчатые дислокации, как и геоморфологические амфитеатры, возникли при поперечном к ним растяжении, которое частично аккомодировалось сжатием в тылу каждой сброшенной ступени, около разделяющих их флексур. При этом растяжение здесь кинематически асимметрично, с ускорением к Прикаспийской синеклизе.

Однако остается вопрос, чем вызвано особое возрастание деформаций растяжения (вместе с компенсирующим его аккомодационным сжатием). Отметим в связи с этим, что, помимо аномальных наклонов слоев, здесь имеются и другие существенные признаки особого возрастания субширотного растяжения, почти поперечного Доно-Медведицким дислокациям. Так, именно здесь сконцентрированы наиболее длинные и выразительные дугообразные амфитеатры (Ергенинский и его «сателлиты»), а также присутствуют самые протяженные грабены меридионального простирания. Далее, здесь же, на юго-западе Прикаспийской синеклизы в ее новейшем выражении, она аномально расширяется к западу, образуя «залив» с Арчединско-Чирской новейшей впадиной, внедряющийся к западу в новейшее поднятие Воронежского массива, а к этому «залыву» с массива сорван Острогжский тектонический глетчер трансензионного типа.

Все эти факты, а также очевидное соседство рассматриваемого участка с Донбассом и Предкавказьем, дают основание полагать, что в данной части платформы суммируются две независимые причины, создающие растяжение именно широтной ориентации: первая – это направленная с юга на север сила давления Большого Кав-

каза и вторая – гравитационно-тектоническая деструкция литосферы Воронежского массива в районе его субмеридионального восточного борта – где особенно велик коровый градиент между Воронежским массивом и Прикаспийской синеклизой.

Общий синтез и гипотеза гравитационно-тектонического коллапса антеклиз: «коровые оползни»

Кинематический анализ, проведенный независимыми способами, позволяет определить происходящее при растяжении неотектоническое гравитационное растекание коры Воронежской и Волжско-Камской антеклиз. В центре Воронежского массива широтное растяжение компенсировалось симметричным раздвижением блоков к западу и востоку – к Московской и Прикаспийской синеклизам. К периферии массива ось растяжения приобретает более разнообразное простирание, в большей степени подчиненное контуру массива и соответственно конкретному направлению на ближайшую синеклизу; наклон этой оси согласен с погружением рельефа фундамента. Растяжение на периферии массива кинематически асимметрично, и в новейшей структуре это выражено увеличением концентрации вогнутых наружу, к краям массива, дугообразных геологических флексур, сбросов и геоморфологических амфитеатров; вогнутость линий этих дизъюнктивных структур и линеаментов указывает на приоритет вектора движения масс, направленного к ближайшим синеклизам. Геоморфологические уступы в этом общем ряду вообще напоминают амфитеатры цирковых оползней, которые также обращены вогнутостью по направлению склона. Наблюдаемая повсюду концентрация этих уступов в зонах особенно быстрого погружения фундамента и одновременного снижения мощности коры (возрастания корового градиента), их способность формировать крупномасштабные латеральные потоки трансензионного типа (в данной линии сопоставления – аналог глетчерных оползней, или оползней-оплывин), выпадающие в наиболее глубокую Прикаспийскую синеклизу, – все это настойчиво ассоциируется с действием гравитационного фактора.

Однако грандиозные латеральные размеры рассматриваемых геоморфологических уступов

(многие десятки–сотни км) исключают возможность их экзогенного происхождения и заставляют это «оползание» считать гравитационно-тектоническим, корового масштаба (*crustal landslides*), квалифицировать его как своеобразное внутриплатформенное проявление гравитационного коллапса (обычно рассматриваемого только применительно к орогенам). При этом, конечно, масштаб гравитационной деструкции антеклиз Русской плиты весьма умеренный (впрочем, как и вообще любые виды наложенной неотектонической активизации платформ, включая происходившее здесь сжатие коллизионного происхождения).

Напомним некоторые характерные черты наблюдаемых на платформе тектонических линейментов – индикаторов гравитационно-тектонической деструкции: 1) правильная дугообразная конфигурация в плане с признаками движения материала изнутри дуги; 2) их группировка либо в продольные гирлянды над региональными флексурами тектонического рельефа между антеклизмами и синеклизмами, либо в круто секущие эти главные уступы (но зато наследующие локальные поперечные ложбины фундамента) тектонические трансстензионные потоки с внутренне эшелонированной структурой; 3) бросающиеся в глаза расхождение между огромной протяженностью в плане и малой (не более пер-

вых сотен метров) видимой амплитудой смещения – хотя локально отмечаются и более существенные деформации слоев; 4) при этом – отчетливая выраженность в новейшем рельефе.

Вероятные факторы гравитационного коллапса на платформе

Назовем следующие факторы – не антагонистические, но имеющие свои собственные причины (рис. 31): а) как и в орогенах, первостепенное значение здесь может иметь произошедшее из-за коллизионного сжатия увеличение контрастности тектонического рельефа. Коллапсу в таком случае прежде всего подвергаются вершины возросших из-за сжатия поднятий, а первичная неоднородность литосферы платформы условно в расчет не принимается (см. рис. 31, А); б) напротив, более существенно влияние первичной неоднородности литосферы, ее линзовидной текстуры. Коллапсу тогда подвержены утолщенные изостазией коровые линзы, которые со временем вытягиваются по латерали и уплощаются (см. рис. 31, Б). Обе эти возможные причины имеют реальную основу и способны взаимодействовать: направленное извне новейшее сжатие платформы, увеличи-

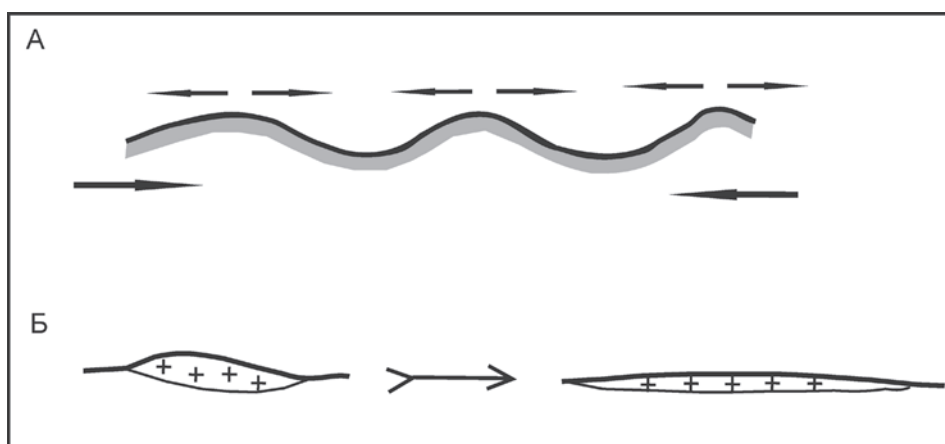


Рис. 31. Два наиболее вероятных фактора осуществления гравитационного коллапса антеклиз на платформе

А – возрастание контрастности тектонического и топографического рельефа как результат увеличения тектонического сжатия. Утолщенные сходящиеся стрелки – региональное горизонтальное сжатие платформы, тонкие расходящиеся стрелки – компенсационное гравитационное растяжение положительных форм тектонического и топографического рельефа.

Б – гравитационная стабилизация неоднородной линзовидной структуры коры платформы. Штриховка крестиками – линзы утолщенной коры. Фигурная стрелка указывает на результат деформации растяжения при гравитационном коллапсе. Объяснения см. в тексте

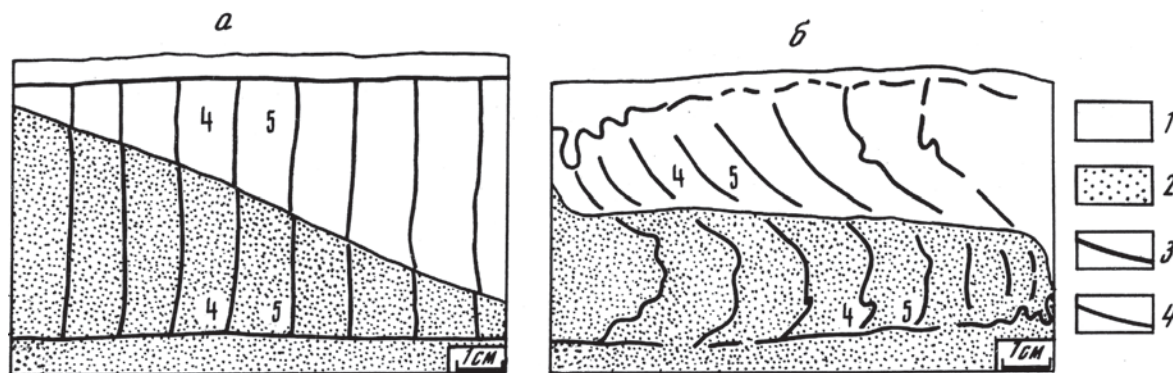


Рис. 32. Клин-эффект (неоднородная деформация преобразования клина в прямоугольник) – зарисовка распределения деформаций и перемещения материала в модели: исходное (а) и конечное (б) состояние модели [Лукьянов, 1989].

1–2 – силикон с плотностью (ρ , г/см³): 1 – $\rho = 1,42$; 2 – $\rho = 1,77$; 3 – метки из пластилина, 4 – граница легкого и тяжелого силикона. Следует обратить внимание на смещение меток 4 и 5 и на характер деформации вертикальных и горизонтальных

вающее расчлененность тектонического рельефа, накладывается на ее неоднородную кору. При этом известно, что антеклизы, и так сами по себе приподнятые, ускоренно воздымались и в новейшую эпоху. Необходимо, однако, найти подтверждения действию обоих факторов и определить границы их влияния.

В объективности участия первого из этих факторов легко убедиться, учитывая возрастные соотношения деформаций сжатия и растяжения: сжатие в таком случае обязательно должно предварять растяжение. В этом отношении интересен пример соседнего с платформой Большого Кавказа, где, благодаря широкому распространению дислоцированных и хорошо датированных неоген-четвертичных толщ на крыльях орогена, его переход от режима преобладающего сжатия к начинающемуся коллапсу обозначен достаточно четко. Там сжатие действовало с конца раннего миоцена (начавшись в районе кульминации шарнира орогена, в зоне Кавказского синтаксиса) и особенно усилилось в конце миоцена, охватив весь Большой Кавказ – тогда как растяжение началось в позднем плиоцене и идет поныне, проявляясь геологически одновременно с продолжающимся сжатием [Копп, 2007] (подробнее см. ниже главу о гравитационном коллапсе Большого Кавказа). Использование аналогии с Большим Кавказом вполне правомочно, учитывая, что он вместе с Восточно-Европейской платформой объединен в общей геодинамической системе структур Периаравийской коллизионной области [Копп,

1997, 2004]. Что касается самой платформы, то из-за слабой распространенности палеонтологически охарактеризованных неоген-четвертичных слоев столь четкую датировку начала коллапса здесь предоставить сложнее, однако можно отметить, что структуры сжатия в авлакогенах формировались еще в позднем миоцене, а кое-где и в олигоцене (север Русской плиты и Западная Сибирь – и там, и там около Урала). С другой стороны, сбросы и грабены, обрамляющие Прикаспийскую синеклизу, возникли в позднем плиоцене, как и на Большом Кавказе.

Естественно добавить также, что, уже только для самой платформенной области, имеются мезоструктурные данные, которые, хотя и не содержат сведений о конкретном геологическом возрасте мезоструктур, позволяют своими способами гармонизировать (разделить) накопленную в породах за длительное время суммарную деформацию на мезоструктурные парагенезы, соответствующие физически разновозрастным фазам деформации. При этом анализ такого рода, выполненный с использованием как стереограмм [Колодяжный, 2010, 2015], так и компьютерных операций [Копп и др., 2014] независимо показывает более молодой – статистически полнее охарактеризованный – возраст фаз растяжения по сравнению с фазами сжатия.

Что касается второго фактора коллапса – влияния древних структурных неоднородностей, то он полностью может быть подтвержден лишь при наличии соответствующих геофизических данных. Пока же можно говорить только о веро-

ятности его участия, и в этом отношении интересны разработки А.В. Лукьянова, которые касаются деформаций, происходящих при достижении гравитационной стабилизации наклонной к горизонту площадки, разделяющей материалы разной плотности (при этом более легкий находился наверху) [Лукьянов, 1989] (рис. 32). В итоге экспериментального исследования этого явления (называемого А.В. Лукьяновым эффектом клина) была показана гравитационная неустойчивость такой площадки, и легко заметить, что это напрямую относится к обсуждаемой здесь ситуации на участках утонения и выклинивания линз континентальной коры. В результате действия силы тяжести (имитированной включением центрифуги) в модели происходило вторичное преобразование треугольника (клина) в прямоугольник: занимающая энергетически невыгодную позицию наклонная площадка в ходе эксперимента поворачивалась вокруг горизонтальной оси и со временем приобретала горизонтальное положение (см. рис. 32).

Моделирование также показало, что происходящее в гравитационном поле выполаживание площадки создает противоположно направленные латеральные течения материала слоев ниже и выше площадки, сопровождаемые проскальзыванием и формированием вдоль нее поверхности срыва, а также фронтальных структур сжатия и тыловых – растяжения по отношению к каждому из обоих течений (см. рис. 32, б). Заодно инициировались перемещения и в вертикальном направлении: над поднимающейся (правой) половиной площадки возникал выступ материала, а с противоположной стороны (левой) – впадина. Как видно из модели, особенно активные вертикальные перемещения происходили вверх, к ее свободной верхней границе – что можно сравнить с рельефообразованием. Значение этой детали трудно переоценить, так как, по мнению автора, именно она и объясняет упоминавшийся диссонанс между отчетливой выраженностью гравитационных деформаций в новейшем рельефе и незначительными амплитудами установленных смещений по разрывам. Теперь можно сказать, что это вызвано диаметрально противоположными кинематическими условиями для развития деформаций вверх или вниз: для компенсационного движения вверх имеется свободная сторона – дневная поверхность, тогда как снизу находится барьер для движения, создаваемый сплошной средой в глубинных горизонтах.

Таким образом, условия и результаты данного эксперимента подтверждают возможность гравитационных преобразований на участках выклинивания линз континентальной коры. Необходимо, однако, отметить, что в эксперименте А.В. Лукьянова оказались подчеркнутыми деформации сжатия, выглядящие по крайней мере равноправно с деформациями растяжения – тогда как, по нашим данным, дугообразные геоморфологические уступы и имеющие такую же геометрию новейшие флексуры и разрывы формировались при преобладании поперечного к ним растяжения. Однако следует иметь в виду, что в эксперименте повышенное сжатие вызвано опять-таки изначальными кинематическими условиями: в модели сразу обе ее боковые стенки были закрыты и недоступны для удаления материала вбок, поэтому в итоге оказалась подчеркнута деформация сжатия. На рис. 33 – попытка автора представить, как бы выглядел результат деформации, если бы одна из стенок модели была проницаемой и могла облегчить растяжение с соответственным латеральным удалением материала к свободной стороне.

По мнению автора данной книги, именно в особенностях новейшего рельефа содержится еще одно важное подтверждение действия второго из указанных факторов коллапса (за счет вторичного гравитационного уплощения коровой линзы). Если учесть, что любая линза по определению утоняется к своим окончаниям, то тогда растекание автономно уплощающейся линзы, направленное к ее узким концам, одновременно с приближением к ним будет испытывать и возрастающее сопротивление материала из-за встречного наклона подошвы линзы (рис. 34). Если бы этот процесс происходил в свободном воздухе или другой подобной среде (см. рис. 34, А), то встречное сопротивление было бы незаметно и линза не испытала бы значительной внутренней вторичной деформации, искажающей ее первичную форму. Однако в условиях сплошной среды, коей является земная кора, сопротивление наклонной подошвы линзы, создающей барьер для движения, неизбежно вызовет сжатие на ее периферии, и ее форма исказится: вокруг нее образуется компенсационный валик сжатия, а в центре – мульда, где возрастает растяжение (см. рис. 34, Б).

В русле данного вопроса важны особенности новейшего рельефа антеклиз и синеклиз. Общеизвестно, что первые на неотектоническом этапе унаследованно воздымались, тогда как

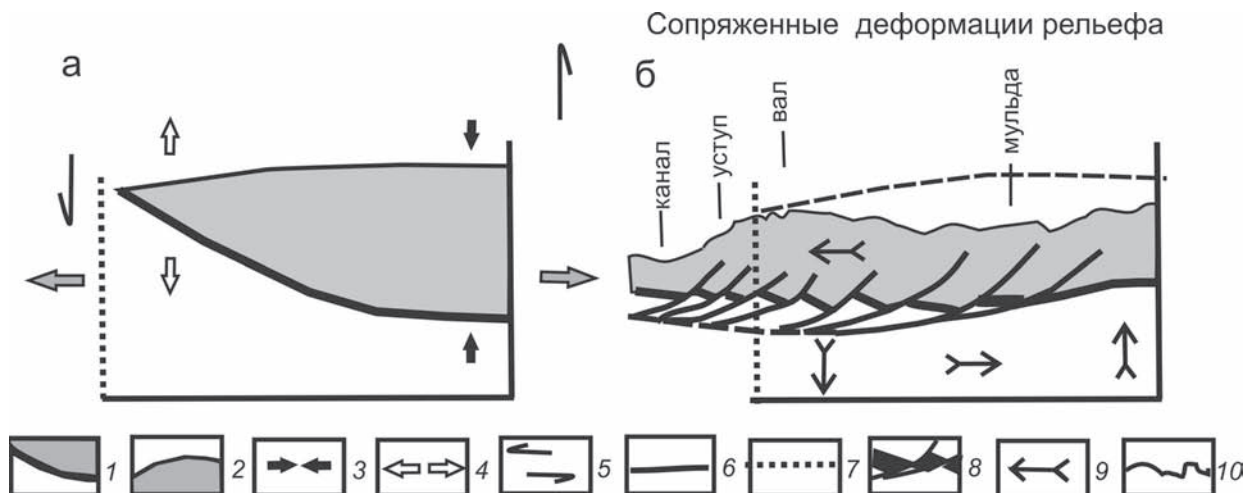


Рис. 33. Предполагаемое действие клин-эффекта в обстановке горизонтального растяжения при наличии, кроме верхнего, еще одного свободного ограничения сбоку; авторская теоретическая попытка дополнить модель А.В. Лукьянова [1989]

Нижнее и одно из боковых (со стороны центра коровой линзы) ограничений деформируемого объема предполагаются закрытыми, второе боковое – частично проницаемым (со стороны точки выклинивания линзы), верхняя сторона («поверхность земли») – полностью свободная, сдерживаемая только действием гравитации: а – исходное положение наклонной площадки в подошве выклинивающейся коровой линзы и направления действующих напряжений и сил, б – предполагаемый структурный результат деформации растяжения линзы и предпочтительные направления движения масс. Дополнительные объяснения см. в тексте.

1 – наклонная площадка в подошве выклинивающейся коровой линзы, 2 – след верхней наклонной границы линзы, условно неподвижный (на рис. 33, б показан пунктиром), 3–4 – напряжения: 3 – сжатия, 4 – растяжения; 5 – пара сил, действующая в вертикальной плоскости на подошву линзы, 6–7 – стороны для движения материала: 6 – полностью закрытые, 7 – частично проницаемые (полностью открытая верхняя сторона не показана); 8 – сбросы и другие разрывы растяжения, 9 – реализуемые в ходе деформации предпочтительные направления движения масс, 10 – условная поверхность топографического рельефа после деформации

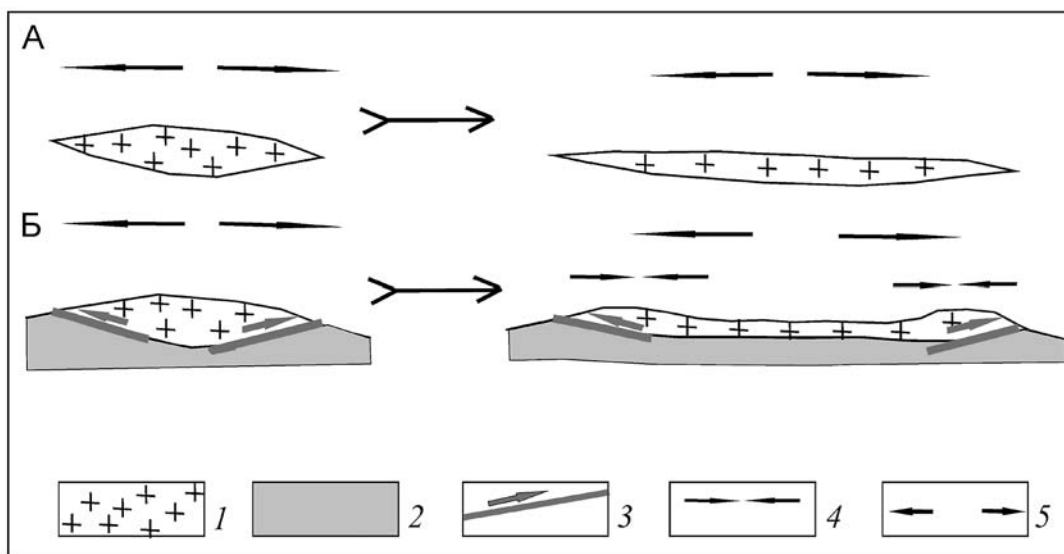


Рис. 34. Гравитационное растекание коровой линзы, вызывающее ее уплощение

А – упрощенная схема, в которой не учитывается сопротивление вмещающей сплошной среды (вариант, невозможный для большинства геологических структур); Б – внутренняя деформация линзы, вызванная сопротивлением сплошной среды. Слева на обоих рисунках показано исходное положение до деформации, справа – после деформации.

1 – коровая линза, 2 – вмещающая среда, 3 – поверхность срыва и надвигания, 4 – сжатие, 5 – растяжение

вторые испытывали столь же унаследованное прогибание, и поэтому к ним приурочены все основные речные бассейны. Несколько особо ведет себя в этом плане Московская синеклиза, внутри которой локально присутствуют валообразные новейшие поднятия, однако это вызвано индивидуальной причиной: присутствием внутри Среднерусского авлакогена, испытавшего наложенное новейшее сжатие [Колодяжный, 2010]. Несмотря на это обстоятельство, именно к Московской синеклизе приурочена вся верхняя часть бассейна Волги – так что общее правило соблюдается и здесь. Унаследованность новейшего развития антеклиз и синеклиз показывает, что противоположность их режимов вертикальных движений и в настоящее время может создавать гравитационную неустойчивость.

Что касается новейшего рельефа антеклиз, то он особо интересен. Несмотря на то что в целом он приподнят по отношению к синеклизам, в деталях он имеет более сложную архитектуру: особенно сильно воздымались периферические края антеклиз, тогда как в центре они, напротив, испытывали пологое наложенное прогибание. Итоговая конструкция напоминает нечто вроде спортивной арены с очень полого опускающимися внутрь рядами скамей и круто нависающей над окружающим пространством внешней стеной (рис. 35). Характерный пример – Воро-

нежский массив с краевым барьером в виде Приволжской возвышенности (новейшего вала), которая подковой охватывает массив с восточной и северной стороны, на западе же массива соответствующее место занимает Среднерусский меридиональный новейший свод (рис. 36). Роль центральной мульды («игрового поля» арены) выполняет Окско-Донской наложенный новейший прогиб. Нечто похожее намечается и для Волжско-Камской антеклизы, где позицию Окско-Донского прогиба занимает долина Камы, а Приволжского и Среднерусского новейших поднятий – соответственно новейшие своды Вятско-Камской возвышенности на севере и на юге Бугульминско-Белебеевской возвышенности вместе с Общим Сыртом. Наиболее высоко приподнятыми во всей этой системе валообразными новейшими поднятиями, приуроченными к периферии антеклиз, являются те из них, которые соседствуют с глубокой Прикаспийской синеклизой, обладающей сильно утоненной корой: меридиональный отрезок Приволжского новейшего вала и широтный Бугульминско-Белебеевский свод с Общим Сыртом. Все они сильно асимметричны в поперечном профиле, резко обрываясь к Прикаспийской синеклизе.

Легко можно видеть, что характерные признаки рассмотренного стиля новейшего рельефа антеклиз прямо соответствуют тем особен-

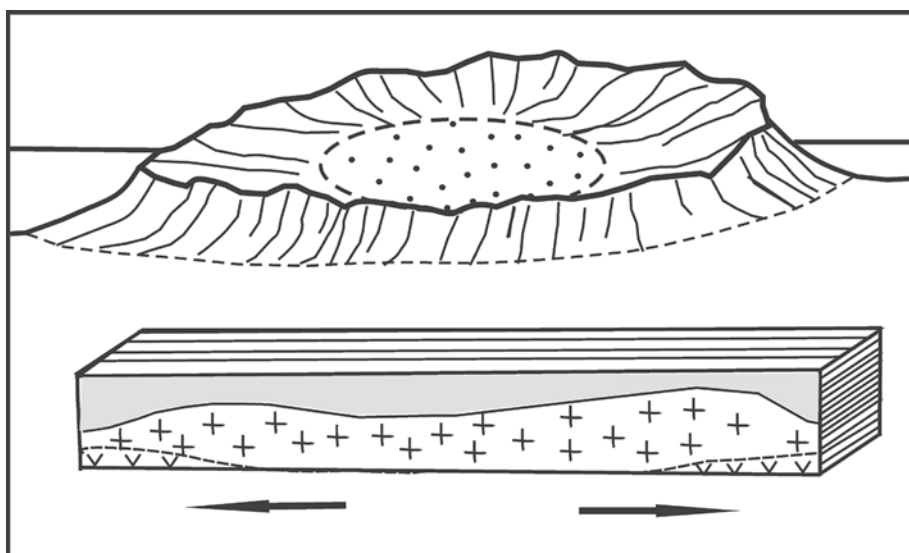


Рис. 35. Характерный для востока Русской плиты стиль новейшего рельефа антеклиз: новейшая мульда в центре антеклизы и окаймляющий антеклизу по периферии асимметричный новейший вал с более крутым крылом, обращенным к соседней синеклизе. Расходящиеся горизонтальные стрелки – предполагаемое горизонтальное растяжение, создавшее такой тип рельефа. Дополнительные объяснения см. в тексте

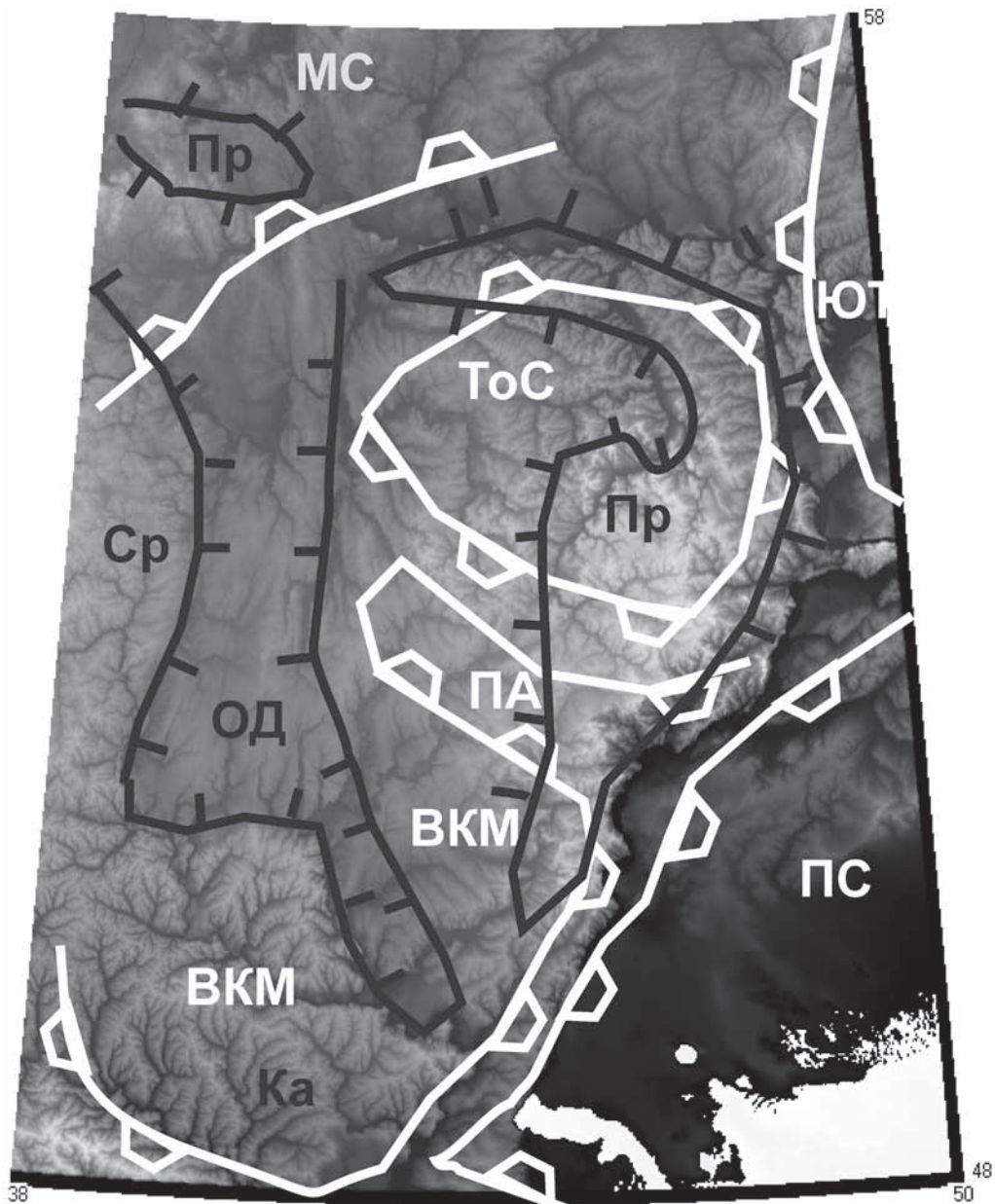


Рис. 36. Новейший рельеф Воронежской антеклизы и его соотношения с региональной структурой (на основе модели DEM, трансформированной в коническую проекцию)

Белые контуры – примерные очертания структур фундамента, наименования структур: ВКМ – Воронежский кристаллический массив, ТоС – Токмовский свод, МС – Московская синеклиза, ПС – Прикаспийская синеклиза. Черные контуры – новейшие структуры, наименования: Ка – Калачское новейшее поднятие, ОД – Окско-Донской новейший прогиб, Пр – Приволжский новейший вал, Ср – Среднерусский новейший свод

ностям динамики их гравитационного коллапса, которые заложены в механизме латерального растекания линзы (см. рис. 31, Б, 34, Б). Асимметричный вал, охватывающий антеклизу вдоль ее края и нависающий над соседними синекли-

зами, соответствует участку компенсационного сжатия с надвиганием к зоне выклинивания линзы, а присутствующий внутри антеклизы, наложенный на нее новейший прогиб (Окско-Донской для Воронежской антеклизы) логично

рассматривать как результат вторичного растяжения в центре коровой линзы, вызванного радиальным оттоком перемещаемого гравитацией деформируемого материала к ее краям и соседней синеклизе. Это предположение подтверждается рассмотренными для Доно-Медведицких дислокаций фактами присутствия широтного сжатия на восточном меридиональном краю Воронежского массива, где его рельеф осложнен параллельной этому краю Приволжской возвышенностью. Как указывалось, это сжатие сочетается там с однонаправленным растяжением – ситуация, характерная для участков, где геологически одновременно и по соседству образуются компенсационные структуры противоположного плана. Такое же противоречивое сочетание субмеридионального новейшего растяжения и однонаправленного сжатия отмечалось для поднятий Бугульминско-Белебеевского и Сыртовского, занимающих относительно Волжско-Камской антеклизы ту же структурную позицию, что и Приволжский новейший вал для Воронежской антеклизы [Копп, 2004].

Заканчивая анализ вопроса о факторах гравитационного коллапса антеклиз, можно сделать вывод, что действуют оба рассмотренных фактора – усиливающаяся при сжатии платформы контрастность тектонического рельефа и гравитационная стабилизация неоднородностей коры, однако их роли распределяются неодинаково. Первый из них как компенсационный результат сжатия очевиднее проявляется во времени, усиливаясь по мере увеличения контрастности рельефа и одновременного ослабления сжатия, тогда как второй, более консервативный, напротив, проявляется в пространстве по латерали, активизируясь по мере увеличения градиентов мощности древней неоднородной коры, провоцирующих гравитационную нестабильность. Поэтому наиболее яркие проявления гравитационного коллапса отмечаются на границах антеклиз и синеклиз, особенно с самой глубокой Прикаспийской. При этом обращает на себя внимание отсутствие проявлений коллапса на границах частных сводов фундамента с авлакогенами. Это, вероятно, следует относить на счет несколько худшей по сравнению с синеклизами выраженностью авлакогенов в глубинной структуре, а также произошедшего на новейшем этапе сжатия авлакогенов: как неоднократно показано выше, гравитационный коллапс на платформе предпочтительно развивается в обстановке растяжения и при этом совершенно избегает участков сжатия.

Резюме

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы, касающиеся диагностики, особенностей динамики и кинематики а также факторов обнаруженных для платформ проявлений гравитационного коллапса.

1. Коллапсу на территории востока Русской плиты прежде всего подвержены антеклизы (Воронежская и Волжско-Камская), которые разрушались с перемещением деформируемого материала к соседним синеклизам – Прикаспийской и Московской. Растягивающие гравитационные напряжения действовали, возможно, длительно, но достоверно фиксируются для плиоцена–квартера – одновременно и в согласии с усилением гравитационного коллапса на Большом Кавказе, а в более широких рамках совпали с усилением коллизионного давления на платформу. При несоответствии знака или ориентации гравитационные напряжения уступали место коллизионным напряжениям. Следовательно, гравитационные напряжения невелики, но при этом самостоятельны.

2. Автономность этих напряжений подтверждается их концентрацией вдоль элементов древней платформенной структуры: флексур между антеклизами и синеклизами. Особенно выделяется в этом плане Прикаспийская синеклиза, которая, оказываясь, проявляет себя не только как седиментационный депоцентр для всей территории востока Русской плиты, но и как центр аккумуляции продуктов гравитационно-тектонического коллапса.

3. Коллапс ощущается в кинематике тектонического транспорта деформируемого материала, а также создает особый стиль рельефа и морфоструктурных рисунков антеклиз, также являющийся его индикатором. Определяющий элемент морфоструктурных ансамблей – колоссальных размеров в плане (десятки-сотни километров) дугообразные геоморфологические уступы с вогнутостью в направлении гравитационного движения масс.

4. Обобщенные здесь данные касаются только поверхностных проявлений гравитационного коллапса. Необходима более глубокая геофизическая проработка этого явления.

В дополнение к этим выводам регионального и теоретического плана отметим также некоторые кинематические особенности дугообразных структур растяжения в данном районе, которые имеют значение в более широком плане рас-

смаатриваемой проблемы использования таких структур для кинематических построений.

Фактический материал, приведенный в настоящем разделе, убедительно доказывает, что дугообразную конфигурацию линейные структуры растяжения приобретают тогда, когда последнее приобретает кинематически асимметричный характер. В рассмотренной ситуации это особенно тот частный случай, когда ориентация регионального растяжения, связанного с действующими на всю платформу внешними стрессами, совпадает с ориентацией растяжения гравитационной природы, создаваемого локальными неоднородностями древней структуры (например, прилегающие к Прикаспийской и Московской синеклизам края Воронежского массива). Именно там развиваются наиболее крупные и кучно расположенные геоморфологические амфитеатры, а также дугообразные флексуры чехла, тогда как в центре Воронежского массива отсутствие кинематической асимметрии новейшего растяжения способствует формированию прямолинейных линеаментов.

Далее, в методическом плане важны представленные структурно-геологические факты, независимо подтверждающие тектоническое перемещение деформируемого материала от ан-

теклиз к синеклизам – иначе говоря, в ту же сторону, куда направлена вогнутость геоморфологических амфитеатров и дугообразных флексур. Следовательно, этот геометрический признак правомерно использовать в качестве приема кинематического анализа для исследования обстановки растяжения. Обращает на себя внимание и такая повторяющаяся характерная особенность геометрии образовавшихся в условиях кинематической асимметрии структур растяжения в рассмотренном регионе, как их короткая по отношению к полной окружности протяженность. Интересны также те наблюдения, которые подтверждают зависимость радиуса кривизны дугообразных структур растяжения от наличия или отсутствия сопутствующей сдвиговой деформации: дуги более круто изогнуты там, где кинематически асимметричное растяжение дополнительно сочетается со сдвигом.

Нужно иметь в виду при этом, что все эти важные в методическом плане особенности проявляются при детальном исследовании в области действия очень умеренных (во всяком случае, на поверхности) тектонических напряжений. Поэтому естественно ожидать обнаружение этих особенностей и в областях более активной тектоники.

ОБЛАСТИ АКТИВНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

Дугообразные сбросы широко представлены во многих рифтах [Лунина и др., 2009; Нагорья..., 1974; Саньков и др., 2011; Baker et al., 1972; Rosendahl, 1987; Ziegler, 1987]. Изгибы особо крупных рифтовых линий могут быть связаны с тем, что они вынуждены обходить жесткие неоднородности коры (например, для Байкала это южный край Сибирской платформы, а для Восточной Африки – щиты Африканской платформы). Однако очертания относительно коротких грабенов от этого уже не зависят и бывают вызваны особыми – кинематическими – причинами. При этом структурный рисунок рифтов может различаться, и прежде всего это проявляется в сравнении двух главных категорий рифтов: так называемых узких – щелевидных рифтов, со встречным наклоном сбросов к зоне растяжения, и широких, которые ориентированы вкрест генерального простирания частных грабенов. Широкие рифты обычно разделены сбросами единообразной экспозиции, и поэтому они сильно асимметричны в профиле, образуя ступенчатые наклонные блоки. Эти виды рифтов фундаментально различаются по механическому характеру деформации растяжения: узкие рифты раздвигаются в обе стороны по механизму чистого сдвига в вертикальной плоскости (где виртуальный квадрат вытягивается по латерали в прямоугольник, и его прямые углы тогда остаются прямыми), широкие рифты растягиваются по механизму простого сдвига – со скашиванием углов виртуального прямоугольника, который превращается в косой параллелограмм.

Связанный с механикой чистого сдвига симметричный встречный наклон приблизительно равноамплитудных сбросов в узких рифтах в целом согласуется с симметричной же формой

проявления кинематики растяжения, но только если ее рассматривать суммарно для всего рифта в целом: имея в виду то, что его противоположные борта равномерно растягиваются в обе стороны относительно оси рифта. Однако в масштабе каждого из этих бортов растяжение по присутствующим внутри них сбросам происходит как раз кинематически асимметрично по отношению к той же координате (осевой линии рифта), и причиной является динамическая поляризация поля напряжений внутри рифта – сопротивление вмещающей рифт сплошной среды, увеличивающееся к его плечам. Напротив, в осевой зоне рифта наращивается зияние и, кроме того, углубляется рифтовая долина, создающая дополнительные условия для гравитационного ускорениядвигающимся к ней блокам. Соответственно смещающиеся наружу от оси рифта (и при этом воздымающиеся) крылья сбросов испытывают аккомодационное сжатие и из-за этого тормозятся, тогда как те крылья, которые двигаются к оси рифта, напротив, испытывают ускорение.

То влияние, которое оказывает указанная («прибортовая») динамическая поляризация, на внутреннюю структуру рифтовой впадины, изучалось автором на материале присдвигового грабена Эль Габ в зоне Левантинского трансформного разлома [Копп и др., 1999₁]. С восточной стороны грабен ограничен прямолинейным следом этого крупного сдвига, выделяющегося на поверхности резким, но невысоким эскарпом, а с западной – плавно изогнутой в плане и отступающей к западу зоной масштабных сбросовых уступов, ярко выраженных в топографии рельефа. Детальные структурные наблюдения показали, что очень сильное (дилатационной степени) растяжение в центре грабена, сопро-

вождающееся массовым формированием жил карбонатов, по удалении от его оси замещается вначале крутонаклонными сбросами (обстановка более умеренного растяжения), а затем даже возникшими уже при сжатии кливажем и мелкими взбросами – в наиболее верхнем и удаленном от оси рифта сегменте бортового разрыва (см. рис. 7 в [Копп и др., 1999,]). Широтное аккомодационное сжатие, частично компенсирующее широтное же раскрытие грабена Эль Габ, отчетливо проявляется и на граничащем с ним горсте Береговых Хребтов формированием меридионального вала, рассеченного системой диагональных сдвигов [Копп, Леонов, 2000].

Иллюстрацию того, как кинематическая асимметрия того же «внутрибортового» масштаба отражается на плановых очертаниях структур растяжения внутри узких и геометрически симметричных рифтовых зон, можно заметить в структуре Восточно-Африканской кайнозойской рифтовой системы (рис. 37). Согласно имеющимся исследованиям структурной приуроченности широко развитых в ней серповидных грабенов и полуграбенов [Rosendahl, 1987], там присутствуют сбросовые дуги двух порядков. При этом если крупнейшие, протяженностью более 1000 км (см. рис. 37), объясняются тем, что рифты огибают жесткие щиты вроде Танганьикского или Родезийского, то ритмично повторяющиеся дуги второго порядка, 50–100 км в длину, уже не зависят от реологических неоднородностей фундамента платформы, и поэтому связываются с более общими причинами. Вогнутость сбросовых цирков чаще направлена в сторону просевшего крыла сброса, при этом против вершины каждой такой дуги одновременно увеличивается амплитуда сброса и углубляется сопряженный с ним полуграбен. Напротив, к отогнутым концам дуги сбросы часто переходят в сдвиги (противоположного для обоих из таких концов знака – см. рис. 1).

На структурных картах рассматриваемой рифтовой системы можно заметить детали, касающиеся геометрии сбросов и связанной с ней кинематикой движений. Прежде всего, видно пространственное обособление прямолинейных и дугообразных разрывов: первые чаще встречаются в пределах разделяющих рифты широких горстов либо, напротив, в самом центре рифтовых впадин, тогда как наиболее сильно изогнутые дугообразные сбросы сконцентрированы ближе к середине склонов рифтовых долин – или, что фактически то же самое, пример-

но на половине расстояния между осью рифта и бровкой его поднятого плеча.

Таким образом, для рифтов данного типа, морфологически симметричных в поперечном сечении, кинематическая асимметрия растяжения развивается локально в каждом из бортов рифта и определяется внутренней динамикой развития структуры и рельефа рифтовой впадины после ее возникновения: кинематическая асимметрия растяжения возрастает к бортам рифтовой долины, снижаясь к ее оси (где растяжение симметрично), а также к плечам рифта – соседним горстам, где собственно и само растяжение гасится аккомодационным сжатием. Все это отражается в особенно плотной приуроченности «серповидных» полуграбенов и тому подобных дугообразных сбросовых структур к склонам рифтовых лощин. Таким образом, степень влияния крупных региональных неоднородностей геодинамической обстановки на возникновение кинематической асимметрии растяжения здесь совсем не очевидна, и скорее всего оно невелико.

Для «широких» же рифтов, формирующихся по принципу простого сдвига в вертикальной плоскости, напротив, можно найти признаки такого влияния. Попробуем это продемонстрировать на примере рифтов такого типа, в разное время возникавших в пределах Байкальско-Забайкальской рифтовой области, неоднократно активизировавшейся в течение позднего мезозоя и кайнозоя. Ее позднекайнозойский рифтогенез, особенно усилившийся в плиоцене-квартере, некоторые авторы связывают с растяжением на выпуклой стороне Индостанского субконтинента-индентора [Копп, 1997; Delvaux et al., 1997; Tapponnier, Molnar, 1976; Tapponnier et al., 1986; и др.]), но, учитывая древнее (с мезозоя) начало рифтогенеза, заведомо выходящее за рамки позднекайнозойского коллизионного этапа, ряд исследователей ведущую роль отводят влиянию долгоживущего плюма [Кузьмин и др., 2011; Логачев и др., 2000; Logachev, Zorin, 1987; и мн. др.]. Некоторые авторы при этом не отказываются от варианта возможного взаимодействия двух указанных факторов рифтогенеза – активного и пассивного.

Данная рифтовая область на всех этапах своего развития была морфологически асимметрична в поперечном сечении, будучи представлена группами наклонных блоков и полуграбенов с единообразной полярностью внутри одно-возрастных групп (рис. 38). Эти общие черты

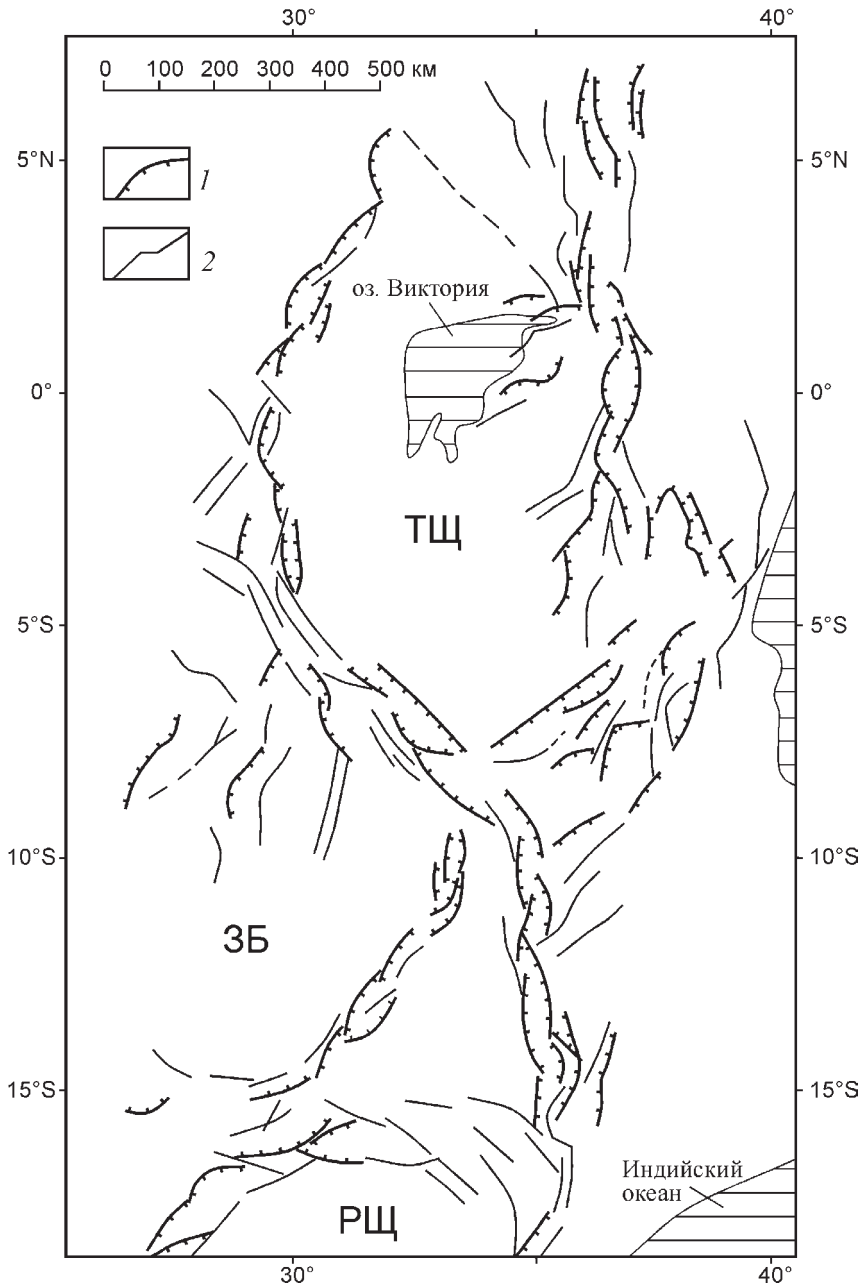


Рис. 37. Структурная схема Восточно-Африканской рифтовой зоны [Rosendahl, 1983, с упрощ.]

1 – основные сбросы (штрихи – в сторону висячего (сброшенного) крыла), 2 – второстепенные сбросы, а также сдвиги и линейменты. Участки утолщения коры: ЗБ – Замбийский «блок» (кристаллический массив), РЦ – Родезийский щит, ТЦ – Танганьикский щит

структуры мезозойских и кайнозойских рифтов дополняются одинаковой ВСВ вытянутостью элементарных рифтовых впадин (что часто связывается с наследованием простираения древних разрывов фундамента) и щелевидной, зигзагообразной – «отрывного» вида – морфологией

[Лунина и др., 2009]. Кроме того, и там, и там широко распространены дугообразные полуграбены с вершиной дуг напротив их депоцентра. Наиболее крупные (включающие несколько элементарных впадин) дугообразные рифты в областях как мезозойского, так и позднекай-

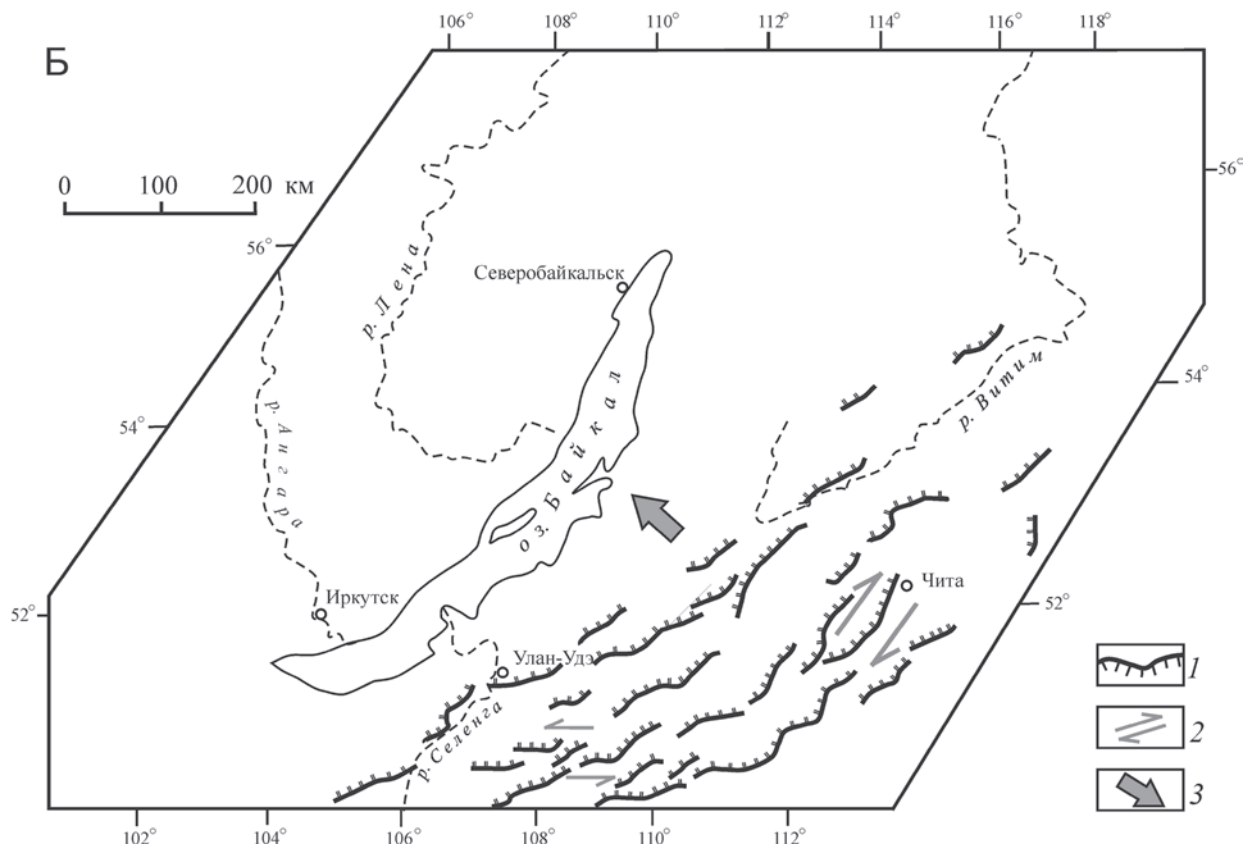
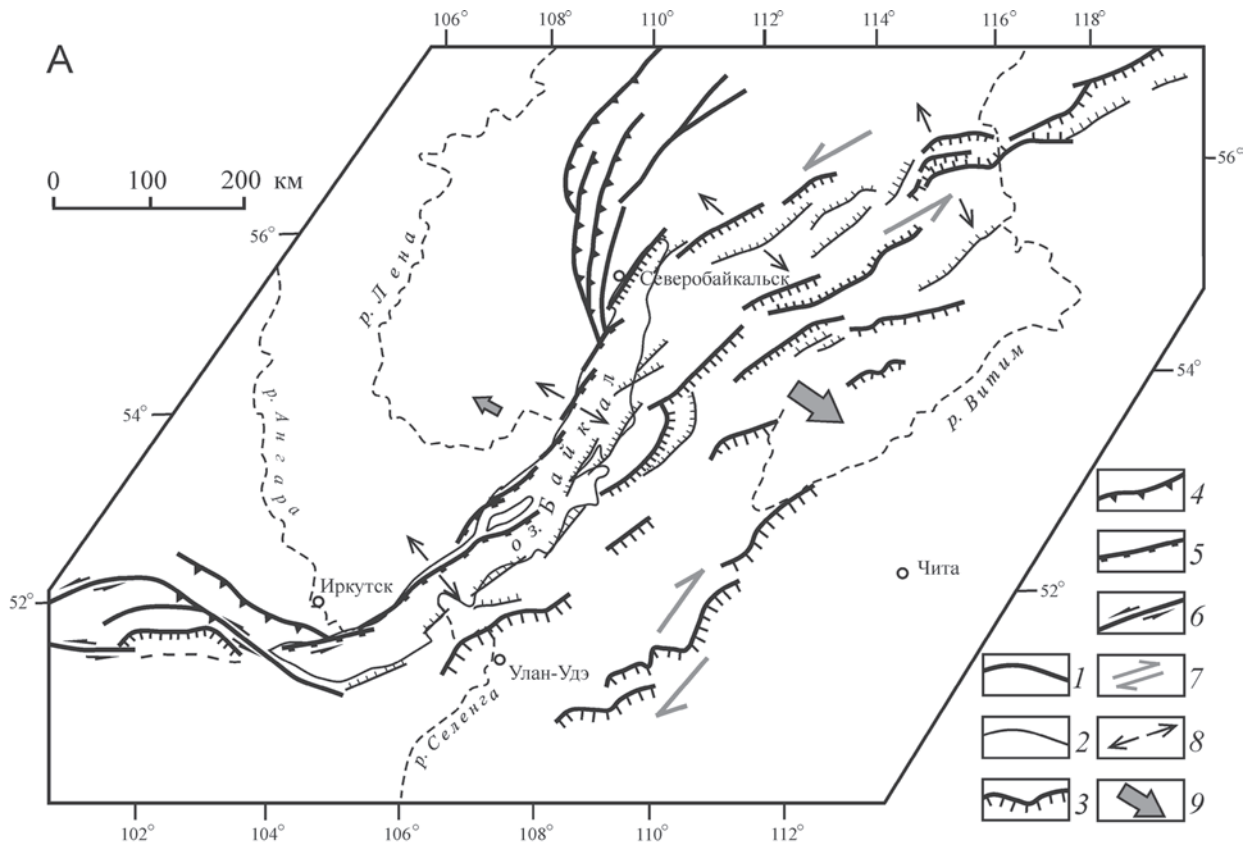


Рис. 38. Противоположная полярность и направление изгиба дугообразных рифтовых грабенов Байкальского региона в позднем кайнозое (А) и мезозое (Б) как отражение разнонаправленных региональных тектонических движений (очертания разрывов и их знак по [Лунина и др., 2009; Нагорья..., 1974; Саньков и др., 2011], с упрощениями)

А – поздний кайнозой. 1–5 – разрывы: 1 – крупные, 2 – остальные, 3 – сбросы, 4 – взбросы и надвиги, 5 – субвертикальные сбросы и взбросы, 6 – сдвиги, 7 – предполагаемые по кулисности грабенов широкие зоны сдвига, 8 – ориентация регионального растяжения, по литературным данным, 9 – предполагаемое по вогнутости дугообразных сбросов приоритетное движение масс на участках рифтовой системы.

Б – мезозой. 1 – сбросы, 2 – предполагаемые по кулисности грабенов широкие зоны сдвига, 3 – предполагаемое по вогнутости дугообразных сбросов приоритетное движение масс на участках рифтовой системы



нозойского рифтогенеза на своих окончаниях осложнены сдвиговой кулисностью «выдвигающего» типа, указывающей на направление движения масс изнутри дуги (см. рис. 38) – парагенез сдвигов, характерный для обстановки кинематически асимметричного растяжения.

Однако позднемезозойские и кайнозойские рифты диаметрально противоположным образом различаются своей полярностью, и в том числе вогнутостью в плане¹ (см. рис. 38). При этом для мезозойских рифтов Забайкалья она обращена единообразно к северо-западу, по экспозиции сбросовых уступов. Что же касается кайнозойских грабенов собственно Байкальской группы, то их полярность, в отличие от грабенов мезозоя, чаще обращена к юго-востоку, т.е. наоборот. Следует отметить также, что морфологическая юго-восточная полярность позднекайнозойских рифтов дополняется направленным туда же прогрессирующим омоложением рифтовой зоны [Лунина и др., 2009; Саньков и др., 2011] – если так можно выразиться, ее «поперечной пропацией». Рассмотрим теперь возможное влияние на знак полярности разновозрастных рифтов одновременной их формированию региональной геодинамической обстановки.

Общая юго-восточная полярность кайнозойского рифтогенеза легко связывается с кинематикой латеральных движений в данной части Центральной Азии. Байкальско-Забайкальская рифтовая система в позднем кайнозое находилась на восточном фланге латерального потока масс, вызванного индентацией Индостанского

субконтинента в Евразию. Предположительно поток мог быть дополнительно ускорен и присутствием растяжения впереди него – в тылу зоны субдукции на активной окраине Азии [Tarronnier, Molnar, 1976], где в обстановке растяжения активно формировались задуговые бассейны. Следовательно, восточному вектору движения масс способствовала общая динамическая поляризация – от сильно сжатого Центрально-Азиатского коллизионного скупивания к более свободной для движения области проявления задуговой тектоники растяжения.

По эмпирическим данным, это направленное к ВЮВ движение масс было установлено – в целом для всего позднего кайнозоя – по особенностям структурного рисунка новейших разломов Центральной Азии (парагенез левых сдвигов и структур растяжения) [Копп, 1997; Delvaux et al., 1987; Tarronnier et al., 1986; и др.], а для настоящего времени оно самым прямым образом подтверждено результатами GPS-измерений (ссылки см. в [Буртман, 2012; Саньков и др., 2011]) (рис. 39). Влияние такого литосферного потока вполне могло создать предпочтительное юго-восточное направление масс для удаления из рифтовой зоны и, в том числе, для ее свободного разрастания в том же направлении.

Общая юго-восточная полярность кайнозойских рифтов, однако, нарушается аномальной северо-западной вогнутостью главного Байкальского грабена (см. рис. 38, А), и это может иметь следующие объяснения: 1) огибание Байкальским грабеном юго-восточного края Сибирской платформы; 2) изгиб связан с сопутствующей сдвиговой деформацией. Участие в структуре Байкальского рифта левых сдвигов, формирующих структуру типа pull apart на кулисном сочленении двух субширотных левосдвиговых зон – Муйско-Чарской на севере и Тункинской на юге, показано в [Шерман, Леви, 1978] (см. рис. 38, А). Присдвиговый характер собственно Байкальско-

¹Учитывая свободное использование данного термина, уточним, что автор настоящей книги под полярностью понимает не только экспозицию сбросовых уступов, указывающую направление погружения блоков, но и знак дугообразного изгиба осей рифтов. При этом то и другое совместно указывает на вектор предпочтительного выдвигания крыльев по латерали

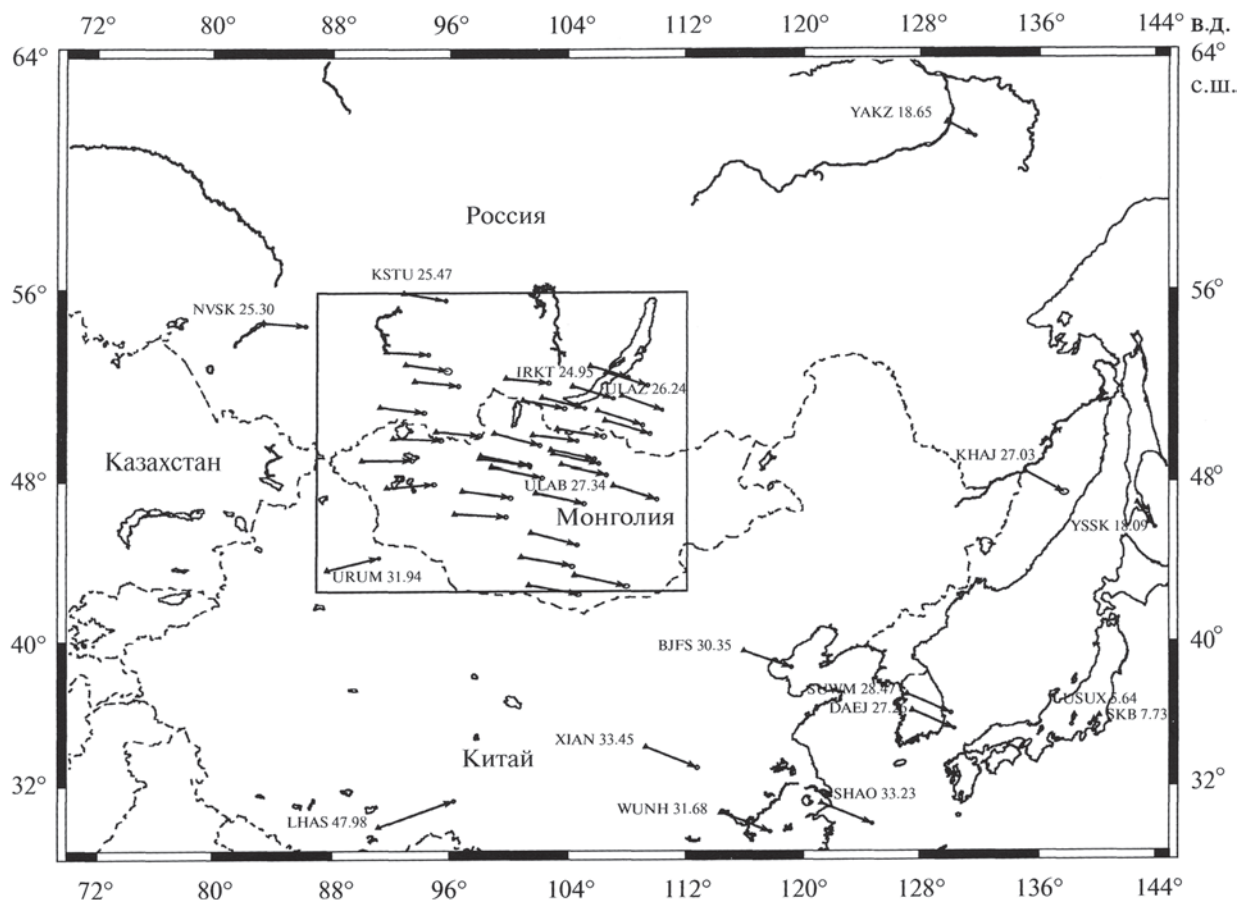


Рис. 39. Поле скоростей современных горизонтальных движений для востока Центральной Азии, по данным измерений за 1994–2007 гг. на Байкальском геодинатическом полигоне [Саньков и др., 2011]

го рифта заметен и по его S-образной форме в плане, и это позволяет представить, что наряду с пулл-апартовым раскрытием произошел поворот рифта в плане (здесь против часовой стрелки) [Копп, 1997], что характерно для сдвиговых дуплексов. Кроме всего сказанного, такой вариант позволил бы объяснить еще и субширотное («антирифтовое») сжатие со взбросами и надвигами для Байкальского и сопровождающих хребтов к западу от Байкала, которое и должно возрастать в углу дуплекса – здесь, в северо-западном углу. Кроме того, сжатие, компенсационной природы и так должно было увеличиваться на западе позднекайнозойской Байкальской рифтовой системы – хотя бы в связи с нарастанием аккомодационного сжатия, которое нарастает в западных крыльях сбросов, смещавшихся навстречу общему движению масс.

Что касается позднемезозойского этапа, то тогда фактором направленного к СЗ общего

движения масс в рифтовой области, очевидно, также явилась резкая динамическая поляризация регионального напряженного состояния. Тогда Байкальско-Забайкальский регион располагался между осевой зоной находящегося на востоке (в Маньчжурии, Сихотэ-Алине и Японии) субдукционного орогена андского типа, формирование которого сопровождалось внедрением гранитных батолитов, горообразованием и сжатием [Кузьмин и др., 2011; Скляров и др., 1997]. Кроме того, на ряде участков (Корякия, Сихотэ-Алинь) конвергенция плит осуществлялась в виде аккреции террейнов и даже коллизии. Соответственно восточное направление для отодвигания масс из связанной с плюмом рифтовой области тогда было закрыто. Зато на северо-западе существовала принципиально иная обстановка: там происходил окраинно-континентальный рифтогенез с массовым излиянием базальтов в Западной Сибири и на

западе Восточной Сибири, сопровождавшийся утонением литосферы, а в позднем мезозое сменившийся пострифтовым проседанием Западной Сибири; кое-где продолжался и рифтовый вулканизм [Кузьмин и др., 2011]. Все это вполне способствовало предпочтительной транспортировке материала из рифтовой зоны к СЗ, морфологически отразившейся в направленной туда же полярности рифтовых полуграбенов – их вогнутости и ступенчатом проседании блоков в данном направлении.

Суммируя изложенный материал для длительно развивавшейся Байкальско-Забайкальской области растяжения, можно констатировать, что на всех этапах ее развития выраженное в разнонаправленных дугообразных изгибах рифтогенных структур предпочтительное направление движения масс прежде всего определялось динамической поляризацией напряженного состояния, знак которой, однако, диаметрально менялся во времени. В мезозое это движение шло к северо-западу от испытывавшего сжатие субдукционного орогена андского типа в Приморье к области проявления окраинно-континентального рифтогенеза и пострифтового проседания на западе Сибири, а

в позднем кайнозое – напротив, к юго-востоку, от Центрально-Азиатской коллизионной области к западно-тихоокеанской зоне субдукции – с присущим ей формированием задуговых бассейнов растяжения.

В методическом плане можно также отметить, что в отношении данной рифтовой области длительного развития учет формы в плане сбросов и других разрывов растяжения позволяет дополнить представления о динамических обстановках соответствующего времени реконструкцией преобладающих направлений движения масс и тем самым глубже понять соотношения структур растяжения с сопровождающими их структурами иного знака (сдвигами и взбросо-надвигами).

Что касается вопроса о взаимодействии активного и пассивного факторов рифтогенеза в рассматриваемом регионе, то оно, похоже, заключалось только в том, что второй (представленный силами, вызываемыми движением плит) контролировал выбор тех или иных направлений движения масс из долгоживущего и фиксированного в пространстве центра растяжения, связанного с глубинной плюм-тектоникой.

ДУГООБРАЗНЫЕ ОЧЕРТАНИЯ АВЛАКОГЕНОВ И АНАЛИЗ ИХ ПРИЧИН

Выделенные Н.С. Шатским [1946] авлакогены как особый тип узких прогибов, завершающих формирование фундамента древних платформ, в настоящее время большинством исследователей рассматриваются в качестве древних рифтов (палеорифтов), которые отличаются от типичных активных рифтов не только своим древним возрастом, но и другими фундаментальными признаками: относительно небольшой амплитудой растяжения, не приводящей к полному разрыву континентальной коры, и отсутствием значительного горообразования (хотя расчлененность рельефа частично восполнялась за счет конседиментационного проседания их осевых впадин). Все это дополняется слабым, до полного отсутствия, проявлением вулканизма, а также длительностью развития и иногда широкой площадью рассредоточения, сопоставимой с размерами самой платформы. Имея в виду все эти признаки, некоторые авторы рассматривают авлакогены как прерванные, или неудавшиеся, рифты (*failed rifts, aborted rifts*) [Keary et al., 2008]. В данном аспекте обращает на себя внимание совпадение активизации формирования авлакогенов с талассократическими эпохами внутри геотектонических циклов: например, мезозойские авлакогены (Пальмирский на Аравийской платформе, а на Североамериканской – Рио Гранде и др.) связываются соответственно с началом раскрытия океанов Тетис и Центральной Атлантики [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993; Keary et al., 2008].

Попробуем теперь проанализировать, как пространственные соотношения с соседними одновозрастными палеоокеанами отражались на формировании плановых очертаний авлакогенов Восточно-Европейской платформы. Здесь эта связь авлакогенеза с талассократическими эпохами прослеживается как раз особенно от-

четливо, причем некоторые из этих структур испытывали повторную активизацию: в рифее и среднем девоне – оба раза, когда усиливалось образование палеоокеанов вокруг платформы в ее современных границах (континента Балтика в палеоструктурах). В слабом виде образование вытянутых, но пологих внутриплатформенных впадин продолжилось и в кайнозое, одновременно с возникновением Северной Атлантики и Арктического бассейна.

Особо активная рифейская эпоха образования авлакогенов была синхронной возникновению палеоокеана Япетус к северо-западу и Рифейского (Протоуральского) палеоокеана к востоку и северо-востоку от континента Балтика, среднедевонская эпоха совпала с усилением процессов растяжения в Уральском палеоокеане на востоке и Палеотетисе на юге. Авлакогены выстраиваются в продольные к своему простиранию цепи, либо в более сложные системы – с ортогональным или ветвистым рисунком авлакогенов разного простирания [Международная..., 1996; Чамов, 2016] (рис. 40, 41).

Обобщенные Н.П. Чамовым последние результаты геофизики и бурения существенно уточнили структуру и развитие рифейских авлакогенов этой части платформы и позволили сделать следующие выводы [Чамов, 2016]: 1) авлакогены ограничены наклонными сбросами и, соответственно, возникли не только из-за вертикального проседания их ложа, но и из-за некоторого (10–15%) поперечного растяжения; 2) подтвержден и выглядит еще более универсальным, повторяясь для авлакогенов разного масштаба, правильный дугообразный изгиб их очертаний в плане; 3) исходя из обстановки растяжения, определен знак сдвиговой кулисности, и он оказался разным на противоположных отогнутых флангах Среднерусско-Беломорской

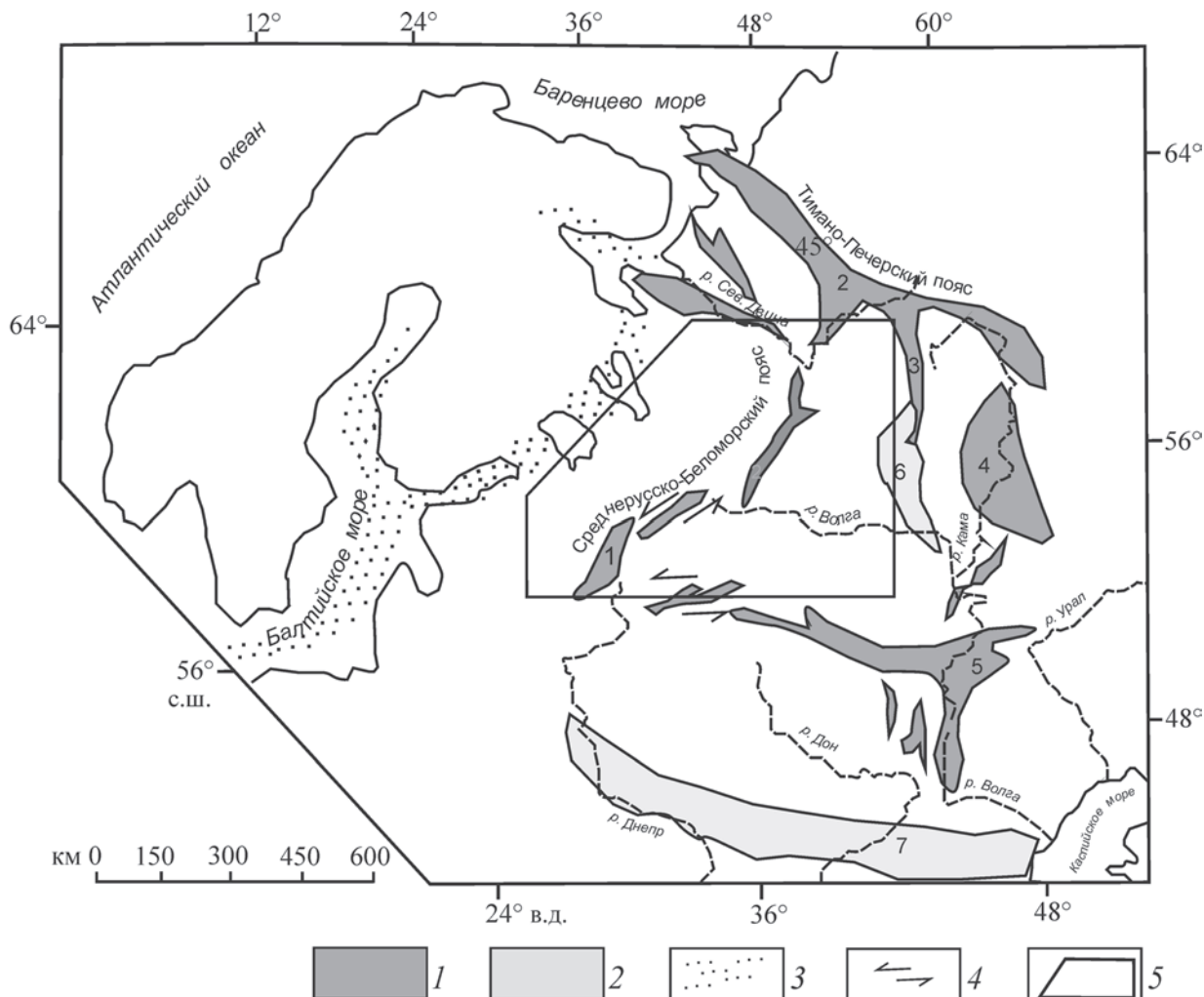


Рис. 40. Разновозрастные авлакогены и авлакогенообразные прогибы Восточно-Европейской платформы, по [Международная..., 1996; Чамов, 2016], с упрощениями

Цифрами показаны авлакогены и грабенообразные прогибы: 1 – Среднерусский, 2 – Тиманский, 3 – Кажимский, 4 – Камско-Бельский (Калтасинский), 5 – Пачелмский, 6 – Казанско-Кажимский, 7 – Днепровско-Донецкий

1, 2 – авлакогены, возраста: 1 – рифейского, 2 – девонского; 3 – пологие внутриплитные грабенообразные прогибы новейшего возраста; 4 – зоны сдвига; 5 – местоположение рис. 41

авлакогеновой дуги: левосторонним на ее юго-западном конце и правосторонним на северо-восточном (см. рис. 41). Таким образом, сдвиги разного знака образуют «вытягивающий» парагенез, связанный с удалением блока изнутри дуги. Иначе говоря, Балтийский геоблок смещался к СЗ относительно остальной части платформы.

Помимо разновозрастности авлакогенов и палеоокеанов соответствующего времени, генетические связи тех и других прослеживаются в увеличении плотности авлакогеновых групп к

палеоокеанам, окружавшим платформу, и в субпараллельности авлакогенов и их цепей предполагаемым контурам палеоокеанов. Кроме того, для авлакогенов дугообразной геометрии в плане вогнутость дуг часто обращена к соседнему палеоокеану.

Так, рифейские авлакогены по своей ориентировке образуют две группы. Первая, где они имеют северо-западное (до север-северо-западного) простирание, включает структуры Тимано-Печорского пояса, Пачелмский и Камско-Бельский авлакогены. Практически все они, сосредоточен-

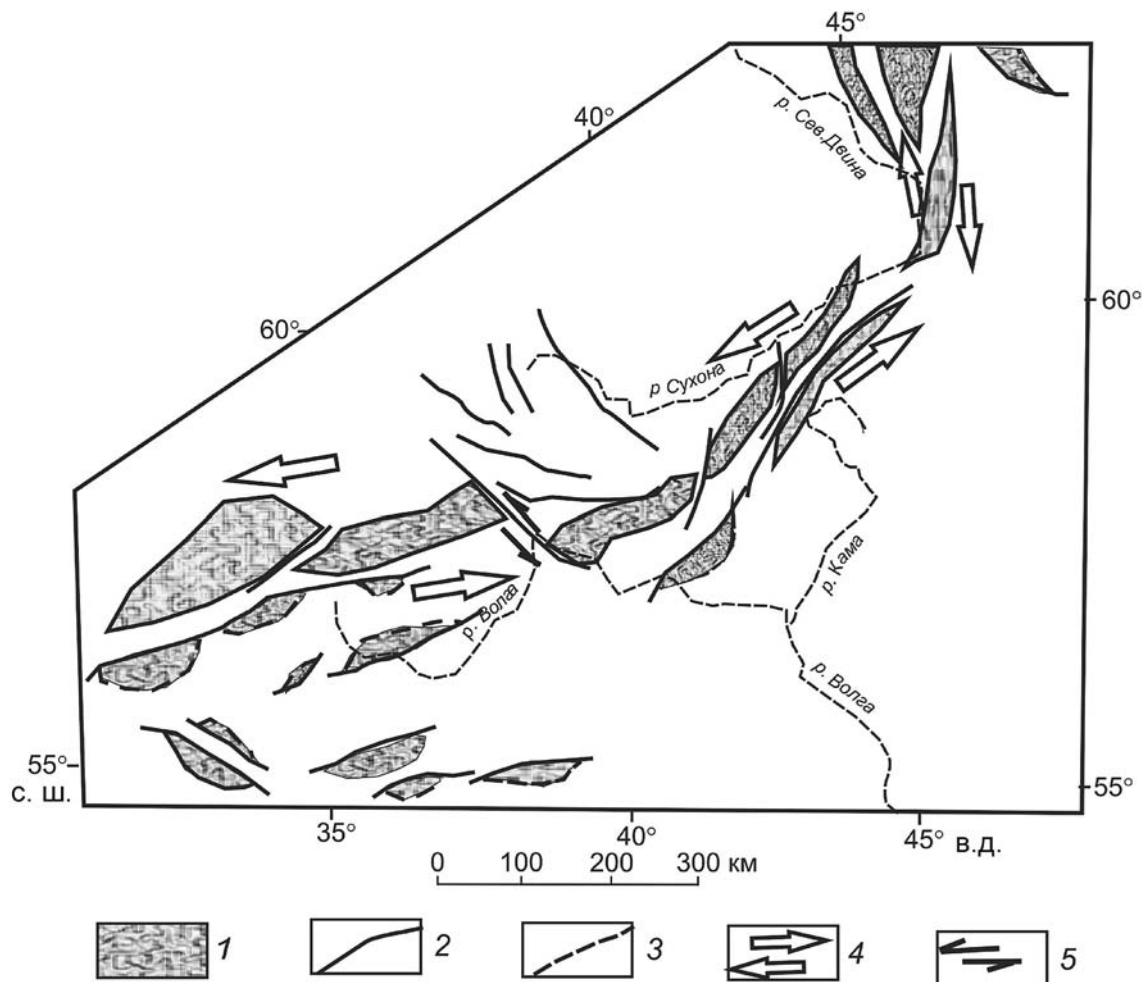
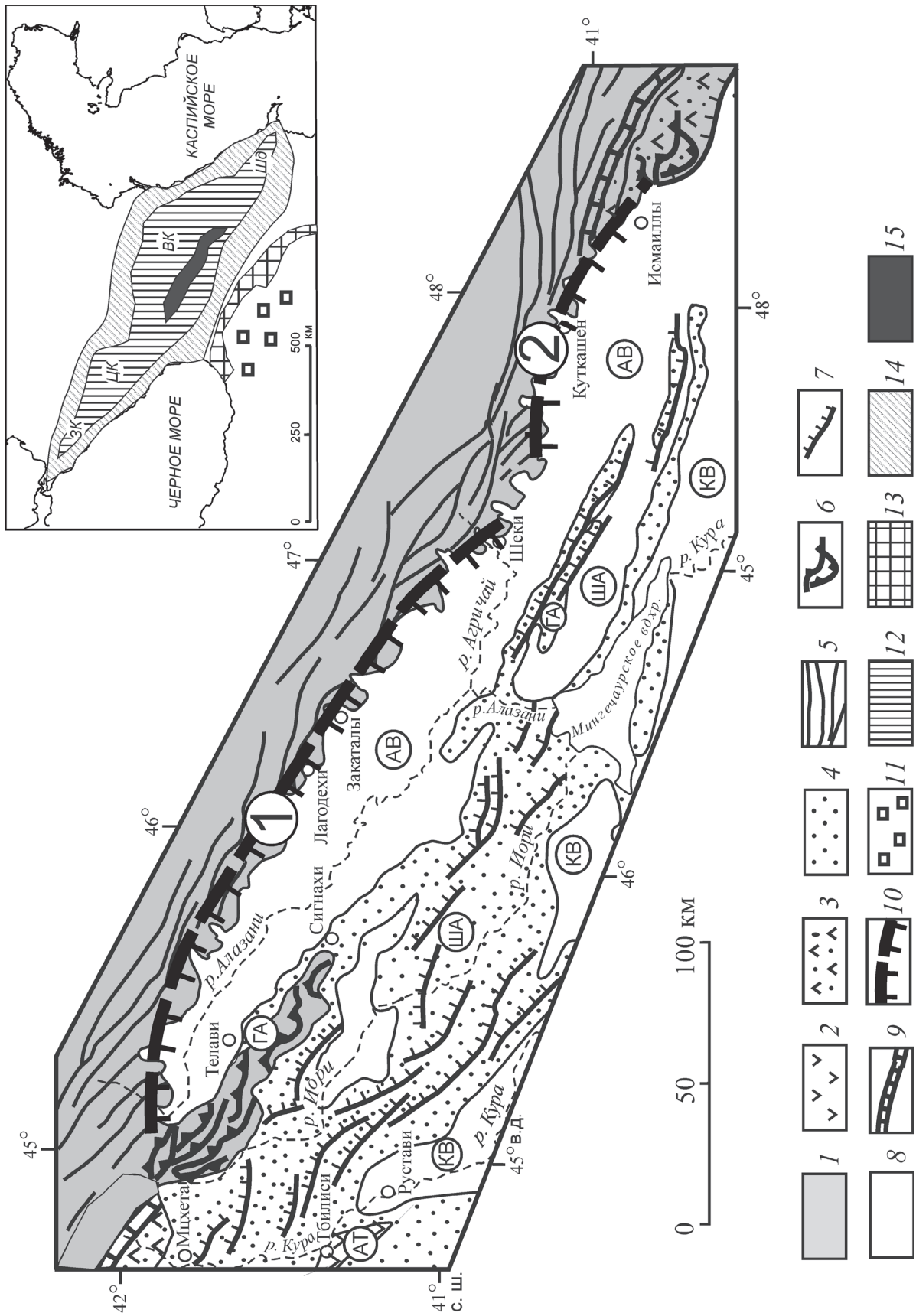


Рис. 41. Структура и кинематика формирования Среднерусско-Беломорского авлакогенового пояса неоперотерозоя, по [Чамов, 2016], с упрощениями

1 – осадочное заполнение авлакогенов, 2, 3 – бортовые разломы авлакогенов: 2 – доказанные, 3 – предполагаемые; 4, 5 – сдвиговые зоны: 4 – первого порядка, 5 – второго порядка

Рис. 42. Структурная схема Алазанской межгорной впадины на востоке Большого Кавказа. На врезке – схема расположения

1 – южный борт орогена Большого Кавказа; 2 – Аджаро-Триалетская зона эоценового вулканизма (Малый Кавказ); 3 – выходы комплексов мела чехла Закавказской плиты к югу от Кахетино-Вандамской сутуры; 4 – олигоцен-плиоценовые молассы Куринской впадины; 5 – продольные структурные линии (надвиги и складки) южного склона Большого Кавказа; 6 – тектонические покровы; 7 – надвиги и взбросы гребневидных складок Среднекуринской впадины; 8 – сплошной четвертичный покров; 9 – Кахетино-Вандамская коллизионная сutura; 10 – дугообразный эрозионно-тектонический уступ южного склона Большого Кавказа; наименования структурных зон: АВ – Алазанская межгорная впадина, АТ – Аджаро-Триалетская зона палеогенового вулканизма, ГА – Гомборско-Аджиноурский новейший антиклинорий с эрозионными окнами покровов, КВ – осевая часть Среднекуринского межгорного прогиба, ША – Ширакско-Аджиноурская складчатая зона. 11–15 – условные обозначения к врезке: 11 – неоген-четвертичные вулканы Малого Кавказа, 12 – Большой Кавказ, 13 – Малый Кавказ, 14 – орогенные впадины, 15 – Алазанская межгорная впадина. Изображенные на врезке сегменты Большекавказского орогена: ЗК – Западный, ЦК – Центральный, ВК – Восточный, Шд – Шахдагский (Юго-Восточный)



ные на северо-востоке платформы около предполагаемого края Протоуральского океана, обнаруживают дугообразные изгибы, обращенные вогнутостью к северному и восточному краям платформы. Обращает на себя внимание также общее увеличение плотности и индивидуальной ширины меридиональных авлакогенов этой группы к северо-востоку, в сторону Протоуральского палеоокеана, в том числе Калтасинского (Камско-Бельского), восточной (меридиональной) ветви Пачелмского и ряда других более мелких грабенов этого простирания (см. рис. 40). Вторая группа рифейских авлакогенов, имеющих северо-восточное простирание, включает Среднерусско-Беломорский и Московский пояса [Чамов, 2016], параллельные фронту Каледонского орогена, возникшего из осадков палеоокеана Япетус. Северо-восточным членом этой группы, имея в виду ее общий плавный изгиб к северу, можно считать и меридиональный Кажимский авлакоген, ответвляющийся от Тимано-Печорского пояса (см. рис. 40).

Аналогичным образом проявляют себя по отношению к палеоокеанам Днепровско-Донецкий и Казанско-Кажимский девонские авлакогены: они в той или иной степени вогнуты к востоку-северо-востоку, по направлению к Уральскому палеоокеану. При этом заметна некоторая экспансия к юго-западу суммарного ареала девонских авлакогенов относительно такового рифейских и, одновременно, наложенная коррекция их плановых очертаний. Например, Кажимский авлакоген в рифее был вогнут к западу в направлении к палеоокеану Япетус, но, разросшись в девоне к югу (Казанско-Кажимский авлакоген в новых очертаниях), приобрел восточную вогнутость – к Уральскому палеоокеану. Несколько особо в этом плане выглядит Днепровско-Донецкий девонский авлакоген. Его изолированное южное расположение и субширотное (запад-северо-западное) простирание позволяют предположить, что он, единственный из группы авлакогенов данного возраста, в какой-то мере связан с развитием океана Палеотетис на юге. В целом же девонская авлакогеновая активизация совсем не коснулась запада Восточно-Европейского кратона – вероятно, из-за одновременного сжатия каледонид, закрывшего западный вектор движения масс. Таким образом, девонская авлакогеновая активизация и одновременно геометрия авлакогенов в плане так же, как и рифейская, зависели от тектонических событий в соседних

палеоокеанах, но в данном случае – Уральском и Палеотетисе.

На северо-западе платформы ее умеренное авлакогеноподобное расчленение происходило и в позднем кайнозое (см. рис. 40). Одна группа таких грабенообразных прогибов включает впадины Балтийского моря, Ботнического и Финского заливов (вместе с продолжающими его к востоку впадинами Ладожского и Онежского озер), субпараллельные североатлантическому отрезку зоны спрединга, другая группа представлена имеющими СЗ простирание впадинами Белого моря, параллельными океанскому хребту Гаккеля. Таким образом, отмеченная для древних эпох зависимость образования авлакогенов от тектонических событий в соседних океанах повторяется и для позднего кайнозоя – в форме возникновения пологих грабенообразных впадин.

Итак, установлены морфологические, пространственные и исторические связи авлакогенов палеоконтинента Балтика (и пологих кайнозойских впадин северо-запада Восточно-Европейской платформы) с соседними разновозрастными палеоокеанами и современными океанами. При этом, учитывая данные о проседании рифейских авлакогенов в условиях растяжения [Чамов, 2016], а также имея в виду дугообразные очертания домезозойских авлакогенов и более поздних грабенообразных впадин, можно заключить, что растяжение всех этих структур (в том числе и предположительно кайнозойских) было кинематически асимметричным, с предпочтительным смещением крыльев сбросов от центральной части платформы к ее краям и далее – к соседним разновозрастным океанам.

При анализе причин такого центробежного движения масс от платформы в рифее и девоне могут рассматриваться два альтернативных, но не отвергающих один другого, варианта: 1) растяжение при гравитационном коллапсе и одновременном остывании сжатого и высокоподнятого новообразованного кратона, с активным перемещением масс от него к депрессиям океанов и 2) напротив, влияние далеко проникающих в соседний кратон спрединговых напряжений, слабеющих по удалению от океана. Во втором случае выраженное в дугообразных очертаниях структур предпочтительное перемещение масс от континента к зоне спрединга следует считать компенсационным, рассматривая его как результат латеральной поляризации поля напряжений внутри борта уже возникшего океанического

рифта, вызванной рифтовой аккомодацией в его плечах и одновременно чисто гравитационным фактором соседства глубокой рифтовой депрессии. Как рассматривалось выше, рифтовая аккомодация облегчает смещение крыльев сбросов к центру рифта, хотя фундамент последнего растягивается в обратном направлении.

Сравнивая возможное значение каждого из этих вариантов, автор отдает предпочтение второму из них. Это вызвано не только рассмотренными признаками пространственной и геометрической связи авлакогенов с соседними океанами, но и тем соображением, что наиболее мощный в эволюции Восточно-Европейской платформы геократический период поздней

перми–триаса, когда ее высокое стояние в составе Пангеи как будто должно было бы особенно сильно способствовать ее гравитационному коллапсу, оказался, напротив, полностью стерильным в отношении формирования авлакогенов и вообще каких-либо проявлений растяжения (имеется в виду, что на самой Восточно-Европейской платформе – в отличие от Урала и Зауралья, где растяжение как раз проявилось). Одновременно в пределы платформы почти не распространилось и сжатие от соседнего Урала, а все имеющиеся пологие несогласия в подошве и внутри герцинского комплекса в пределах платформы являются географическими, не связанными со складчатостью [Копп, 2015].

ПОПЕРЕЧНОЕ РАСТЯЖЕНИЕ ОРОГЕНА И ЕГО ГРАВИТАЦИОННЫЙ КОЛЛАПС

Воздымание орогенов увеличивает их гравитационную неустойчивость, и по мере ослабления создавшего их коллизийного сжатия они разрушаются – подвергаются коллапсу. Когда сжатие еще велико, структуры растяжения ориентируются поперек орогена, но в перспективе замещаются продольными сбросами и грабенами. Такие структуры растяжения наложенные, но параллельные более древним сутурам, надвигам и складкам завершающейся орогенической фазы, формируют межгорные депрессии – так называемые грабены осевой зоны орогена и впадины типа *riggy back* в тылу сорванных покровов. Известными примерами структур такого рода являются наложенные на коллизийную сутуру Инда-Цангпо в Гималаях одноименная неотектоническая впадина и занимающая сходную структурную позицию в осевой зоне Копетдага Кучано-Мешхедская межгорная впадина. При анализе кинематики структур подобной группы прежде всего интересно проанализировать, какова действительная доля гравитационной составляющей в их формировании и как она взаимодействовала с ослабленным, но продолжающимся сжатием орогена, а заодно с другими причинами, создающими те или иные латеральные движения внутри орогена. Попробуем это сделать на примере Алазано-Агричайской, или кратко Алазанской, межгорной впадины на востоке осевой зоны и южного склона Большого Кавказа (далее – Южный склон) (см. рис. 42).

Эта неглубокая впадина, выполненная плиоцен-четвертичными молассами мощностью до 1,5 км, наложена прямо на Кахетино-Вандамскую коллизийную сутуру, по которой тектонически совмещены позднемезозойские островодужные комплексы Закавказской плиты (Грузинской «глыбы») и мел-эоценовые флишевые – Большекавказского задугового бассейна

[Большой Кавказ..., 2007; Леонов, 2007; Гамкрелидзе, 1984; Милановский, Хаин, 1963]. Она представляет собой корытообразную депрессию с полого (10–20°) наклоненным к северу южным бортом и плоской центральной мульдой. Зона сочленения ее северного борта с Южным склоном перекрыта четверичным аллювием, но в рельефе четко выражена крутым (высота 1,5 км) уступом, позволяющим связать его с возможным новейшим разрывом или флексурой [Милановский, 1968]. На южном борту впадины плиоцен несогласно перекрывает полосу южновергентных покровов Южного склона, сформированных на рубеже миоцена–плиоцена [Гамкрелидзе, 1984; Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977; Копп, 2007], сам же плиоцен формирует Гомборско-Аджиноурскую мегантиклиналь, надвинутую на неоген-четвертичные молассы Среднекуринской ячеи глубокого (до 10 км) Куринского межгорного прогиба. Последний возник при А-субдукции Закавказской плиты, а его чехол сорван к югу и смят в чешуйчатые складки. Осевая структура сжатия в Среднекуринской впадине – Ширакско-Аджиноурская складчатая зона (антиклинорий) – плавно выгнута к юго-западу, и этот изгиб на флангах сопровождается попутными сдвигами [Копп, 1989, 2007; Копп и др., 1989], а его вершина заметно смещена к западу. При этом как вершина этого изгиба в горизонтальной плоскости, так и кульминация шарнира Ширакско-Аджиноурской зоны находятся напротив особо расширенной западной части Алазанской впадины (см. рис. 42). Следовательно, надвинутая и выгнутая к югу Ширакско-Аджиноурская складчатая зона и одновозрастная Алазанская впадина – это сопряженная динамопара, где вторая возникла в области растяжения в тылу сместившихся к югу складчато-надвиговых чешуй.

Можно привести и другие структурные признаки участия растяжения в формировании Алазанской впадины – ее резкую асимметрию в поперечном сечении: по существу, слабо наклонные к северу плиоцен-нижнечетвертичные слои формируют наклонный блок – структуру, характерную для сбросовой тектоники. При этом поперечная асимметрия была присуща всему периоду прогибания Алазанской впадины [Милановский, 1968]. В частности, это отчетливо выражено здесь в диаметрально противоположном стиле соотношений четвертичных моласс со структурой складчатых комплексов. На южном борту Алазанской впадины наложение четвертичных толщ по отношению к находящейся южнее Гомборской гряде выражено «регрессивной» (по выражению Е.Е. Милановского) сменой четвертичных комплексов, свободно развивавшейся и полной по возрасту, где все более и более молодые конусы выноса последовательно выдвигались к северу. Напротив, в зоне северного борта впадины эти молодые четвертичные толщи вложены непосредственно в крутой и очень высокий денудационный уступ Южного склона, а рассекающие его поперечные долины расширены в поперечном профиле и, на склонах, лишены террас – «трансгрессивный» стиль соотношений четвертичных отложений по отношению к складчатым комплексам. Все это свидетельствует о наращивании свободного пространства для седиментации именно на севере Алазанской впадины – и это даже несмотря на то, что здесь она граничит с гораздо более высоким источником сноса, нежели Гомборская гряда на юге. И весьма возможно тогда, что это свободное пространство обеспечивалось деформацией растяжения, обусловленной по крайней мере очевидным смещением к югу покровного комплекса, включая строго одновозрастные Алазанской впадине четвертичные надвиги Ширакско-Аджиноурской зоны.

Однако факт растяжения в какой-то мере все же предположителен, ибо необходимые детальные геофизические и буровые сведения о глубинной структуре зоны сочленения Алазанского прогиба с Кавказом в открытой печати не публиковались. В этом плане интересна природа геоморфологического уступа Южного склона как возможного поверхностного выражения зоны отделения смещенного к югу пакета структур сжатия. По попутным наблюдениям автора (у которых была тогда другая задача), у основания геоморфологического уступа в скальных

выходах эоценовых аргиллитов и песчаников Лагичского синклинория около пос. Исмаиллы зафиксирован рой ветвящихся жил карбонатов. Такого рода образования не характерны для Южного склона с его чешуйчато-надвиговым стилем строения, и их массовое появление на границе с Алазанской впадиной можно связать только с наложенным растяжением. Существование последнего, причем в его кинематически асимметричной форме, подтверждается геометрией линии уступа Южного склона, вогнутой в ЮЮЗ направлении – в сторону общего смещения масс к Куринскому прогибу, где происходил связанный с А-субдукцией подвиг Закавказской плиты к северу. Точнее, здесь намечаются две частные дуги – Алазанская и Агричайская, сочлененные острым входящим углом (см. рис. 42). При этом расширение Алазанского прогиба внутри дуги зеркально симметрично направленному к ЮЗ выгибанию Ширакско-Аджиноурской зоны сжатия, указывая тем самым на линию приложения максимального растягивающего усилия.

Таким образом, пример Алазанской межгорной впадины интересен в методическом отношении: при неполноте данных использование дугообразных очертаний эрозионно-тектонического уступа позволяет прогнозировать не только место предполагаемого разрыва (или зоны дробления), но и его кинематику: в данном случае сбросовую или отрывную, произошедшую при растяжении.

Что же касается вероятной связи поперечного к Большому Кавказу растяжения именно с гравитационным коллапсом, то она засвидетельствована в наложенности Алазанского прогиба на надвиги и сутуру южного склона. Однако присутствие рядом не потерявшей свою активность зоны А-субдукции в Куринском прогибе позволяет предположить, что гравитационное разрушение орогена дополнялось региональным движением покровных масс к ЗЮЗ: в подобных ситуациях верхнее (висячее) крыло зоны субдукции подвержено действию известной силы «затягивания в желоб» (trench suction), вызываемой изгибом и откатом слэба пододвигающейся плиты.

Кроме того, ограниченная длина Алазанской впадины – ее приуроченность только к Восточно-Кавказскому сегменту Большекавказского орогена, где он локально расширен (см. врезку к рис. 42), позволяет предположить участие еще одного фактора увеличения поперечного растяжения

орогена именно на данном отрезке. Это происшедшее на северном борту Большого Кавказа выдвигание к северо-востоку Дагестанского клина – трапециевидного блока, с боков ограниченного сдвигами разного знака. В свою очередь, причины этого отдельного перемещения Дагестанского клина к северо-востоку по своему интересны, и автор полагает, что оно вызвано присутствием по ходу движения этого блока округлой выемки в контуре Скифской плиты – Терско-Каспийской впадины, которую автор считает древней (позднемезозойской), перикратонной и лишь частично на юге оккупированной орогенным Предкавказским краевым прогибом. Присутствие рядом такой глубокой и древней депрессии вполне

могло активизировать направленное к северу гравитационное обрушение орогена в этой его части и одновременно освободить на юге, в его тылу, дополнительное место для формирования Алазанской впадины. Таким образом, последняя маркирует ось симметричного разваливания противоположных крыльев орогена к соседним прогибам – субдукционному Куринскому на юге и предгорному Терско-Каспийскому, частично унаследовавшему более древнюю перикратонную впадину, на севере. Однако лучшая во всей этой системе согласованных перемещений выражена в структурных признаках южного вектора движения связана с особой активностью зоны А-субдукции.

ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: ОСТРОВНЫЕ ДУГИ ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

Происхождение геометрии островных дуг, особенно на западе Тихого океана, давно занимает многих исследователей. Наиболее популярные гипотезы на этот счет представлены двумя группами – «геометрическими» и «геологическими». Первая исходит из того, что каждая островная дуга – это след в плановой проекции наклонной поверхности смещения или изгиба, а вторая предполагает, что на очертания зоны субдукции влияют локальные тектонические неоднородности: глубинные диапиры, внутрилитные вулканические хребты в океане и т.п.

Широко распространенная геометрическая гипотеза, объяснявшая правильную геометрию островных дуг проекцией на земную сферу плоскостей наклонных надвигов [Lake, 1931 и др.], заслужила критику из-за наблюдаемого несоответствия кривизны ряда конкретных дуг и известной величины наклона их зон Бенъофа. С другой стороны, не принимались и попытки их сравнения с часто встречающимися в природе дугообразными сбросами или крутыми взбросами [Белоусов, 1976 и др.] – из-за отрицания авторами этих попыток значительного горизонтального сжатия литосферы в зонах субдукции. Также не стала общепринятой и наиболее поздняя из геометрических концепция, уже учитывающая современные данные о происходящем при субдукции изгибе и откате погружающейся плиты к океану и использующая при этом принципы сферической геометрии. Она связывает изгиб островной дуги в плане с величиной наклона субдуцирующего слэба путем сравнения этой ситуации с образованием округлой вмятины на поверхности полой сферы, заключенной в неупругий материал (вроде шарика для пинг-понга) [Bott, 1993; Frank, 1968; Keary et al., 2008] (рис. 43). По расчетам [Bott, 1993], радиус кри-

визны округлого дна вмятины в вертикальном сечении (предположительно соответствующий такому островной дуги) должен быть равен

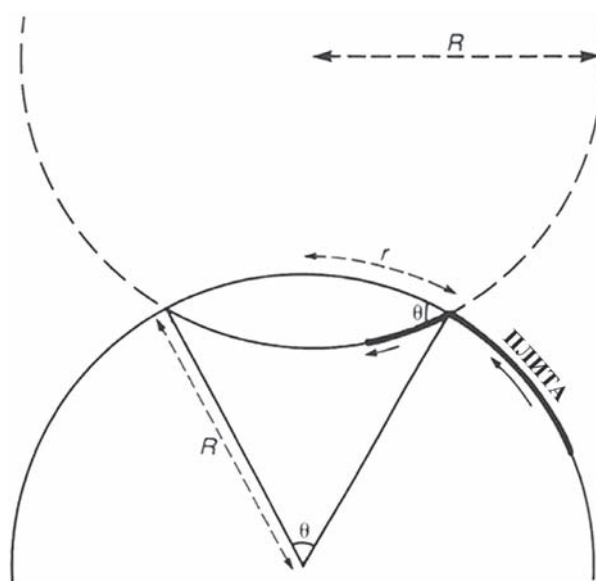


Рис. 43. Геометрия конической вмятины в неупругом (жестком) материале на поверхности сферы, рассматриваемая как объяснение дугообразных очертаний островных дуг [Bott, 1982; Frank, 1968]

R – одинаковые радиусы основной, условно полой, сферы и соприкасающейся с ней виртуальной сферы, в которую вписывается дно вмятины на поверхности главной сферы, r – радиус малого круга на поверхности главной сферы, образуемого кромкой вмятины (одновременно – радиус кривизны дуги малого круга, образуемой проекцией кромки вмятины на поверхности главной сферы и предполагаемой в качестве аналога островной дуги), θ – угол погружения края вмятины на главной сфере (в геологической ситуации сравниваемый с углом погружения зоны Бенъофа). Дальнейшие объяснения см. в тексте. Печатается с разрешения издательства Wiley-Blackwell Publishing

полурадиусу нарушенной вмятиной сферы. Так, если последняя олицетворяет Земной шар с радиусом примерно 6000 км, то тогда радиус кривизны островной дуги должен составить примерно 3000 км при среднем угле падения зоны Беньофа порядка 45°. Критики этой идеи указывают, что хотя кривизна многих островных дуг действительно удовлетворяет данной формуле, для некоторых из них она не годится принципиально, и особенно затруднено сопоставление с сильно искривленными в плане дугами, но при этом обладающими крутым наклоном зоны Беньофа (например, круто изогнутая внешняя Марианская дуга должна была бы иметь почти бесконечный радиус кривизны, соответствующий прямой линии) [Keary et al., 2008].

«Геологические» гипотезы объясняют форму дуг влиянием действительно обнаруженных рядом с ними неоднородностей литосферы: например, округлых глубинных диапиров, растущих с вогнутой стороны дуг. Однако в тылу такой классической островной дуги, как Алеутская, диапира не находят, и задуговой бассейн Берингова моря считается частью океанической плиты, отгороженной от океана зоной субдукции [Stauder, 1968]. В другом варианте [McCabe, Ueda, 1983] неоднородность располагается не в тылу изгиба дуги, а напротив, на ее окончании или в точке сочленения двух соседних дуг (как, например, Императорский или Каролинский вулканические хребты в Тихом океане, разделяющие соседние островные дуги). Однако присутствие «инородных» объектов известно не везде, и поэтому такого рода причины тоже нельзя считать обязательными.

Таким образом, ни одна из известных гипотез не предлагает общей причины изгиба островных дуг и, что не менее важно, не объясняет причин отсутствия дугообразной геометрии для других крупных зон субдукции, например для востока Тихого океана в Андском субдукционном орогене.

Между тем правильные дугообразные очертания островных гряд зон субдукции запада Тихого океана уже сами по себе обращают на себя внимание по поводу возможного участия в их возникновении кинематически асимметричного растяжения. При этом, поскольку словосочетание «островная дуга» уже давно потеряло свой геометрический смысл и обычно используется только как синоним зоны субдукции, мы должны оговориться, что в данном случае речь может идти не о любых изогнутых отрезках зон

субдукции (которые в природе имеют самую разнообразную геометрию в плане – от почти идеально прямой линии до произвольной кривой), а только о таких участках зоны субдукции, которые в плане имеют очертания геометрически правильной, но при этом короткой дуги.

Более всего удовлетворяет этим геометрическим условиям цепочка островных дуг запада Тихого океана, где каждая из них резко дисконформна по отношению к краю Азии и выглядит как полностью самостоятельное образование. Зато в гораздо большей степени, особенно в способе группировки этих дуг, ощущается их связь с океаном: они образуют линейные гирлянды, строго приуроченные к шарниру погружающейся под Евразийский материк Тихоокеанской плиты. Однако, как неоднократно показывалось выше, такие линейные цепочки-гирлянды, где соседние дугообразные линеаменты наступают друг на друга острыми входящими углами, характерны и для участков происходящего при растяжении флексуорообразного погружения тектонического рельефа. Там их подобное расположение позволяло предполагать участие в их возникновении гравитационных сил, и это подтверждалось дополнительными аргументами. Если же взять для сравнения зону субдукции в Андах, то хотя она также на всем протяжении криволинейна, но при этом геометрически правильных коротких дуг здесь нет, а изгибы их общей линии на всем протяжении строго повторяют контур континента Южной Америки.

Особенности геометрии субдукционных островных дуг запада Тихого океана дают все основания заметить роль кинематически симметричного растяжения в их образовании. Однако главный вопрос заключается в том, можно ли в принципе предполагать какое-либо проявление горизонтальных растягивающих напряжений для конвергентной обстановки зон субдукции, где, по определению, господствуют условия сильного сжатия.

Уже давно стало очевидным, что субдукция проявляется в самых разнообразных внешних обстоятельствах, где общее конвергентное сжатие литосферы может взаимодействовать со сдвигом или растяжением. Особенно обращалось внимание на различие условий субдукции на востоке и западе Тихого океана: в первом случае она развивается в обстановке тотального сжатия, приводящего к формированию субдукционного орогена Анд, а во втором – как раз напротив, имеет место некоторое растяжение

поперек зоны субдукции, а сжатие вместо масштабного орогенеза реализуется только в формировании узкой и прерывистой аккреционной призмы [Ueda, Kanamori, 1979]; эти различия субдукционных обстановок по разные стороны Тихого океана проявляются и в других признаках: наклоне субдуцируемого слэба, относительной глубине желоба и др. (рис. 44). Кроме того, фундаментальная причина разных условий для реализации субдукции на востоке и западе Тихого океана (по крайней мере, как это представляется автору настоящей работы) в более поздние годы проявилась в документально под-

твержденных реконструкциях абсолютной кинематики плит [Gripp, Gordon, 2002], где за систему координат принимается сеть считающихся неподвижными горячих точек (рис. 45). Так, на востоке Тихого океана почти равновеликие векторы сближения плит (Наска и Южноамериканской) направлены прямо навстречу друг другу, указывая на обстановку лобового столкновения (условно назовем это «встречной» конвергенцией) – своего рода вариант коллизии (только в данном случае – континента и океана), тогда как на его западе векторы, хотя и разной длины, совпадают по направлению. Соответственно на

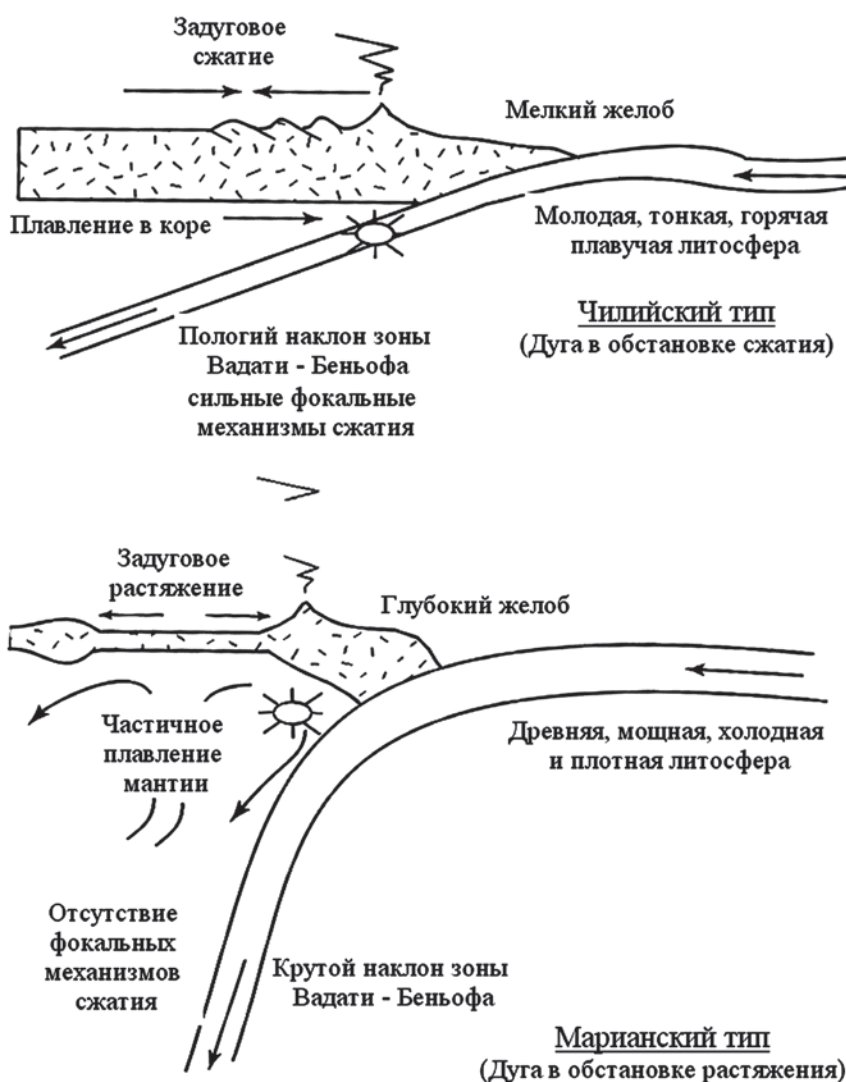


Рис. 44. Два альтернативных типа зон субдукции, диаметрально различающихся по одним и тем же параметрам субдукции литосферы и направления абсолютных движений висячей плиты [Uyeda, Kanamori, 1979]. Печатается с разрешения издательства Wiley-Blackwell Publishing

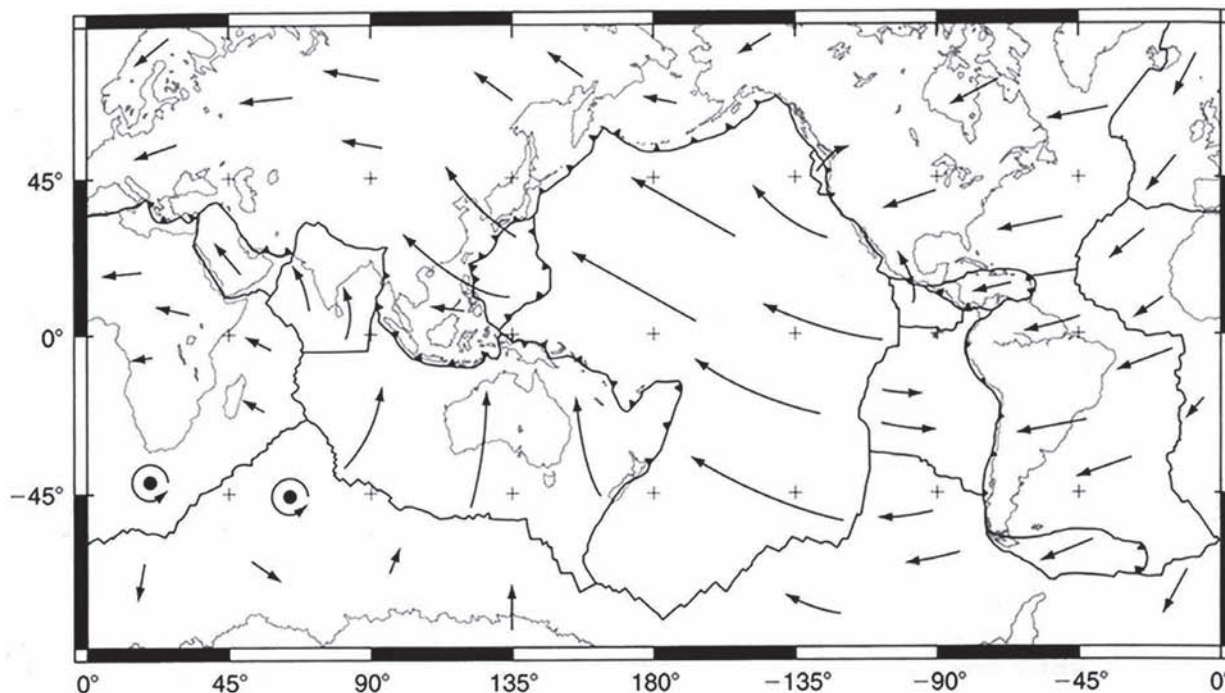


Рис. 45. Реконструкция абсолютных скоростей плит за последние 40 млн лет относительно сети условно неподвижных горячих точек [Gripp, Gordon, 2002]. Печатается с разрешения издательства Wiley-Blackwell Publishing

В кружках – полюс (или антиполюс) вращения плиты – только для тех случаев, когда он находится внутри последней. Границы плит обозначены линиями, на участках субдукции – линиями с треугольниками (вершины треугольников направлены под висячую плиту). Необходимо обратить внимание на то, что из-за меркаторской проекции векторы скоростей непропорционально увеличены на низких широтах

западе Тихоокеанская плита движется почти параллельно и вслед за Евразийской на СЗ–ЗСЗ, но при этом быстрее («догоняющая» конвергенция). Естественно полагать, что во втором случае шансов для образования локальных зияний в зоне конвергенции плит предоставляется гораздо больше.

По поводу растяжения, направленного поперек зоны субдукции на западе Тихого океана, имеются и эмпирические данные.

Особенно показательны в этом плане решения фокальных механизмов землетрясений. Для многих дуг установлено продольное к ним растяжение, но для некоторых (Алеутской, Марианской, Тонга-Кермадек) оно является даже полностью поперечным [Nakamura, Ueda, 1980]. При этом в Алеутской дуге поперечное растяжение четче всего проявлено в зоне шарнира океанической плиты, изогнутой при погружении [Stauder, 1968] (рис. 46). Кроме данных такого рода для отдельных островных дуг, имеются и результаты обобщений сейсмологических дан-

ных о типичных фокальных механизмах для всего западно-тихоокеанского региона [Isacs et al., 1968; Keary et al., 2008; Nakamura, Ueda, 1980] (рис. 47), которые показывают, что основное сжатие в зоне субдукции ориентировано не горизонтально, а наклонено вдоль зоны Бенъофа, где, как считается, оно вызвано сопротивлением сплошной среды, препятствующим заталкиванию слэба вниз. Однако в поверхностном (не глубже 20 км) уровне зоны субдукции, особенно около резкого изгиба (шарнира) слэба, доминируют механизмы горизонтального растяжения, поперечного зоне субдукции (см. рис. 47). Механизмы горизонтального сжатия у поверхности присутствуют в висячем крыле зоны субдукции, но далее по направлению к континенту горизонтальное сжатие уже полностью уступает место растяжению в задуговом бассейне.

О наличии поперечного к островным дугам растяжения свидетельствуют и результаты изучения деформаций фундамента и чехла глубо-

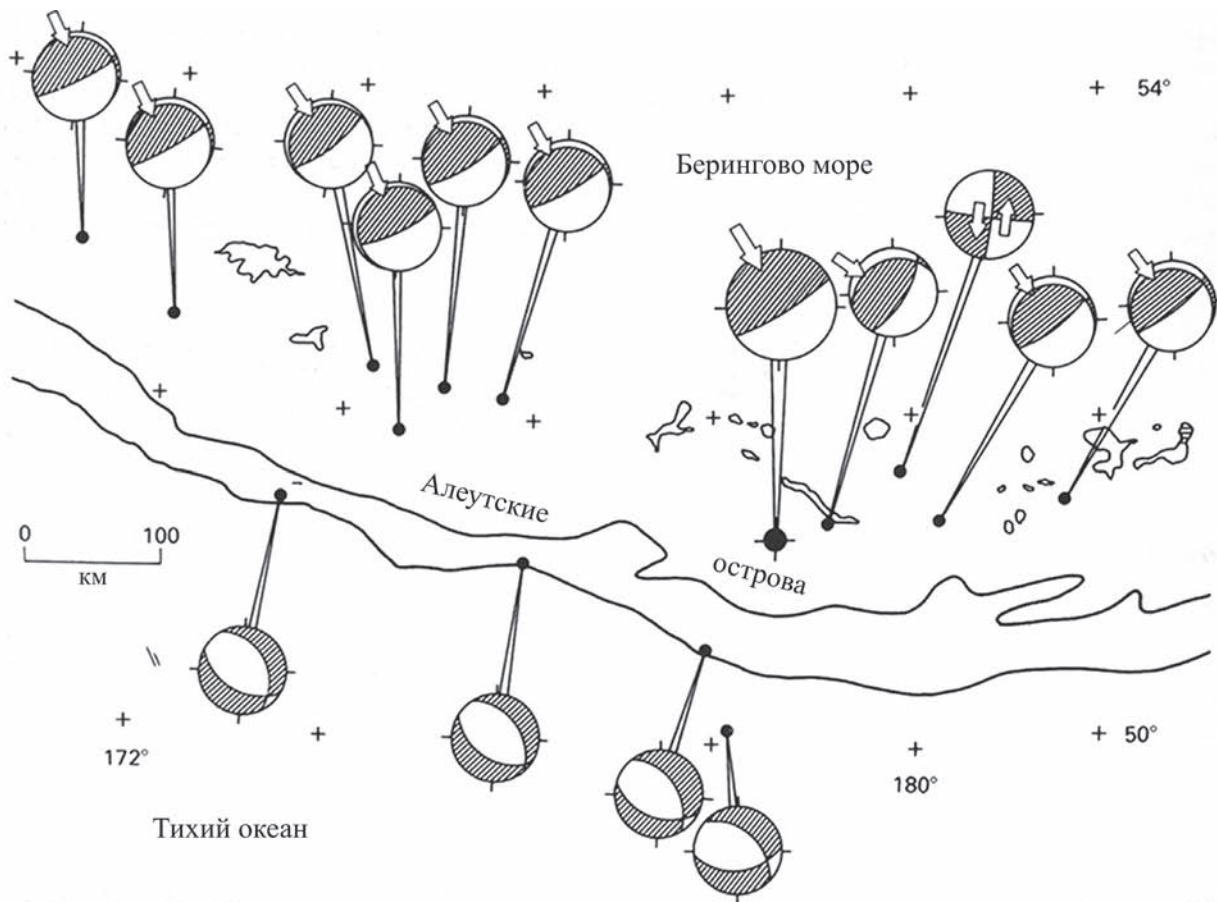


Рис. 46. Решения фокальных механизмов землетрясений для Алеутской дуги (затенен квадрант сжатия) [Stauder, 1968]. Печатается с разрешения издательства Wiley-Blackwell Publishing

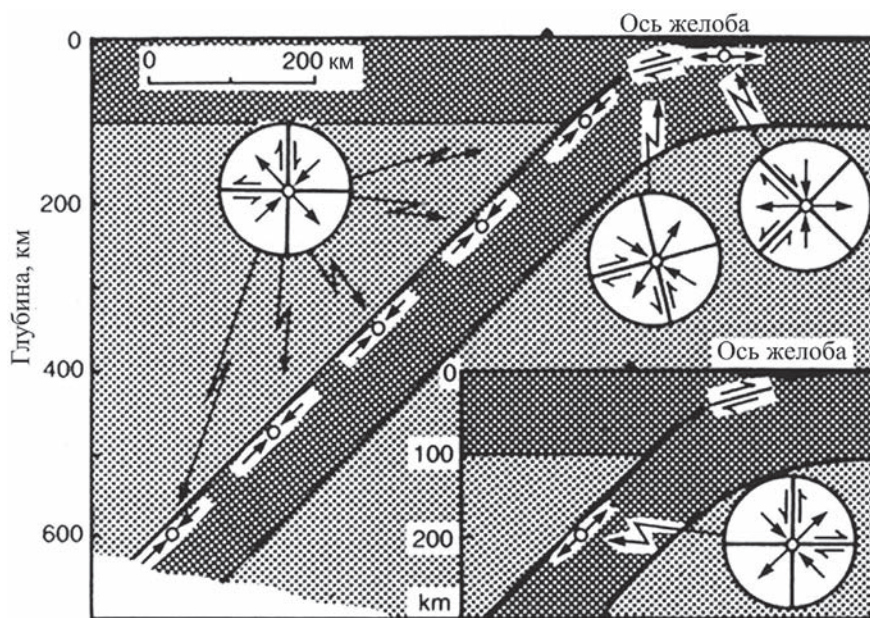


Рис. 47. Распределение типов фокальных механизмов землетрясений в вертикальном разрезе через островную дугу. На врезке – альтернативные решения фокальных механизмов для промежуточных глубин [Isacs et al., 1968, 1969]. Печатается с разрешения издательства Wiley-Blackwell Publishing

ководных желобов методами сейсмического зондирования. Наибольший интерес в этом плане представляет проведенное для всего Тихоокеанского кольца исследование относительного вклада процессов субдукционной аккреции и субдукционной эрозии, деформирующих осадки глубоководных желобов [Hilde, 1983]. Оказалось, что повсюду, включая даже восток Тихого океана, существенно преобладает субдукционная эрозия, при которой океаническая плита погружается в зону субдукции, почти лишённая осадков, но зато нарушенная системами грабенов и горстов. При этом структуры растяжения ориентированы по-разному: где-то беспорядоч-

но, но в других местах образуют закономерные системы (рис. 48), ориентированные вдоль или слегка косо по отношению к глубоководному желобу. Показательно при этом почти полное отсутствие структур растяжения, направленных поперек желоба (иначе говоря, доминирует именно поперечное к дугам растяжение). Кроме того, обращает на себя внимание практически полное отсутствие аккреционных призм на сильно выступающих к океану вершинах дуг, где они должны были концентрироваться в случае, если бы дуги формировались при поперечном к ним сжатии. На самом же деле аккреционные призмы располагаются на флангах дуг

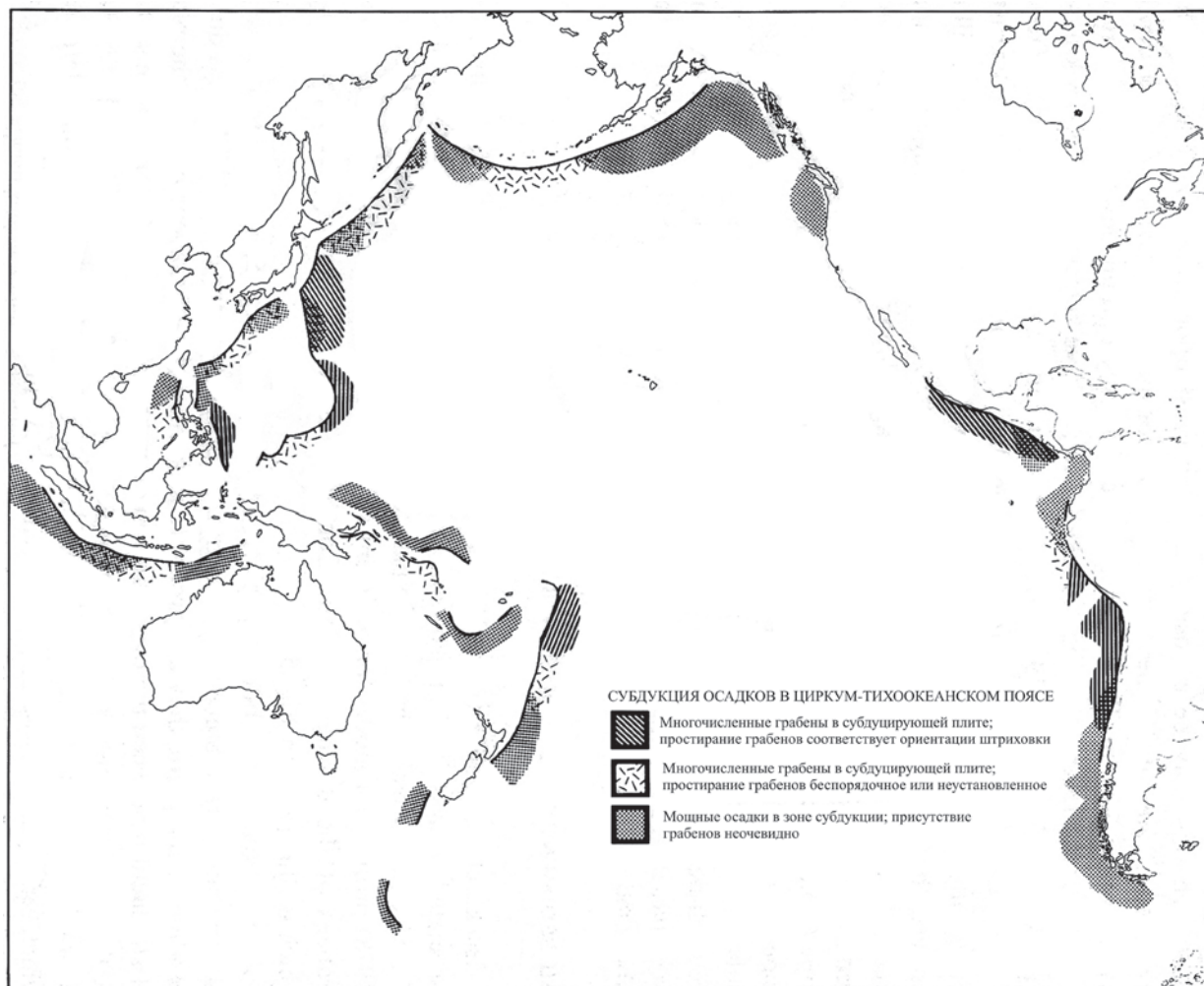


Рис. 48. Карта распределения структур сжатия (субдукционной аккреции) и растяжения (субдукционной эрозии), индуцированных изгибом субдуцируемой плиты, а также участков накопления мощных осадков в глубоководных желобах в Циркум-Тихоокеанском поясе. Мощные осадки показаны там, где их мощность превышает 400 м [Hilde, 1983]

– в местах, где при поперечном сжатии обычно располагаются сдвиги, попутные изгибу структуры, образованной поперечным сжатием.

Наконец, показательны результаты моделирования направления сил, действующих на сближающиеся плиты. По этим данным, среди сил, способных вызвать локальное растяжение поперек зоны субдукции западно-тихоокеанского типа, присутствуют следующие [Bott, 1993; Forsyth, Ueda, 1975] (рис. 49): 1) сила, вызванная гравитационным погружением субдуцируемого слэба (slab pull – сила подтягивания слэбом), действующая на фронтальную часть пододвигающейся океанической плиты и ускоряющая ее движение; 2) растяжение, вызванное гравитационным затягиванием козырька верхней (висячей) плиты зоны субдукции в соседний глубоководный желоб (сила затягивания в желоб – trench suction), ей подвергается основная часть висячей плиты. Эта сила, учет которой также важен для темы настоящей статьи, вызывается следующими частными причинами (рис. 50): а) прогрессирующим увеличением с глубиной наклона слэба, б) его откатом к океану, образующим увеличивающееся зияние в области столкновения с континентом и в) возникновением в океанической плите конвекционной ячейки 2-го порядка. Каждый из указанных факторов по-своему способствует возникновению задугового бассейна.

Таким образом, сам наиболее поддерживаемый в настоящее время механизм отката и последовательного увеличения наклона слэба океанской плиты содержит все необходимое для создания локального растяжения поперек зоны субдукции, причем именно в его кинематически асимметричной форме. С континентальной стороны зоны субдукции из-за геометрии отката и увеличивающегося наклона слэба последовательно открывается все большее пространство для наращивания локального зияния между сцепленными плитами в зоне субдукции, тогда как океанская сторона, откуда идут спрединг и движение плит, напротив, создает встречное сопротивление растяжению. Такая динамическая поляризация объясняет, почему островные дуги обращены вогнутостью именно к материку. Судя по приведенным литературным данным, кинематически асимметричное растяжение концентрируется в узкой зоне шарнира слэба субдуцируемой плиты и тогда, по мнению автора, получается, что глубоководный желоб является геоморфологическим выражением не только и не столько погружения вниз субдуцируемой плиты, сколько сопутствующего этому процессу горизонтального растяжения. Если же представить обратное, т.е. сжатие вместо растяжения, то это же самое погружение субдуцируемой плиты конвекционным потоком одновременно сопровождалась бы формированием не

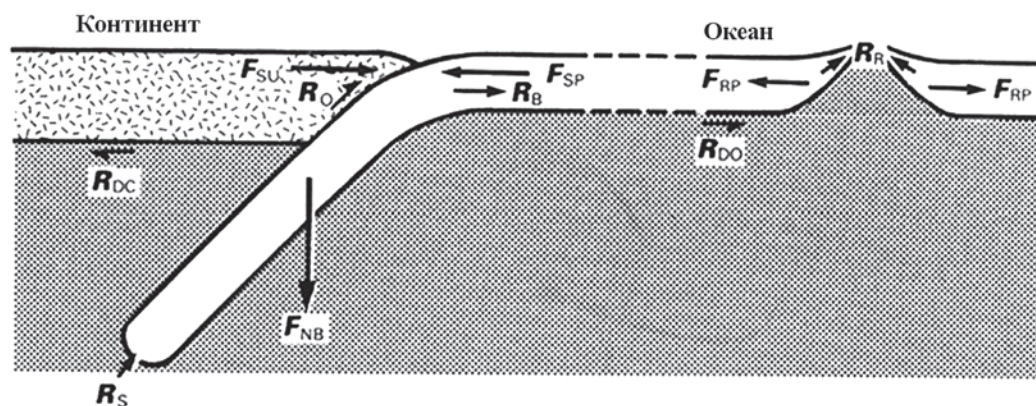


Рис. 49. Силы, действующие на плиты [Bott, 1982; Forsyth, Ueda, 1975]

Главные силы (F): F_{RP} – сила давления хребта, F_{NB} – отрицательная плавучесть, F_{SP} – сила подтягивания слэба, F_{SU} – сила затягивания желоба. Ответные силы сопротивления (R): R_R – высокая плавучесть хребта, противодействующая раздвижению плит, R_B – сила сопротивления изгибу слэба, R_S – сила сопротивления вмещающей среде погружению слэба, R_O – сила трения подошвы висячей плиты, противодействующая пододвиганию слэба, R_{DO} – сила трения кровли мантии под океанической плитой, R_{DC} – сила трения кровли мантии под континентальной плитой. Печатается с разрешения издательства Wiley-Blackwell Publishing

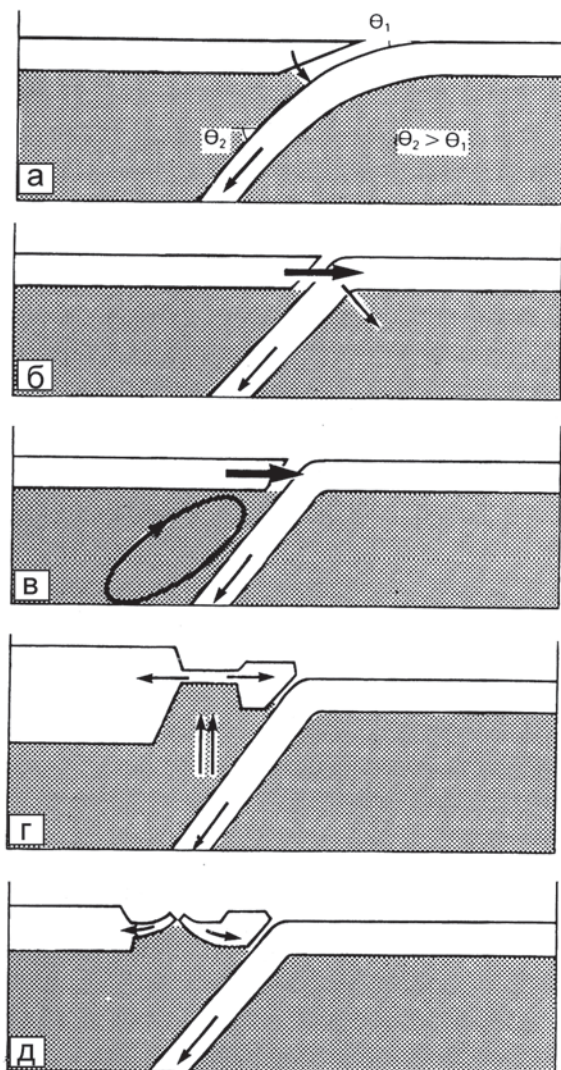


Рис. 50. Вероятные факторы, создающие и увеличивающие растяжение поперек зоны субдукции и как результат силу затягивания в желоб верхней плиты [Forsyth, Ueda, 1975]

а – поворот слэба вокруг шарнира нижней плиты (закругленная стрелка), вызывающий обрушение козырька верхней плиты в желоб: θ_1 и θ_2 – угол наклона слэба соответственно в верхних и нижних горизонтах зоны субдукции, б – отступление к океану нижней плиты от верхней: утолщенная горизонтальная стрелка – общий отход нижней плиты к океану, тонкие наклонные стрелки – векторы сил, направленных вдоль и поперек слэба, в – расширение зоны растяжения индуцированной конвекционной ячейкой в верхней плите, рождающей мантийный диапир: замкнутая овальная стрелка – направление конвективного течения, г – растяжение задугового бассейна (расходящиеся горизонтальные стрелки): восходящие вертикальные стрелки указывают на подъем мантийного диапира, д – разрыв континентальной коры и спрединг его в задуговом бассейне, дополнительно увеличивающий его растяжение. Печатается с разрешения издательства Wiley-Blackwell Publishing.

глубоководной депрессии, а высокого субдукционного орогена андского типа.

В целом, можно еще раз подтвердить, что формирование изгиба островных дуг в результа-

те поперечного к ним кинематически асимметричного растяжения не противоречит основной сумме данных о механизме субдукции на западе Тихого океана.

ОБЛАСТИ ОКЕАНИЧЕСКОГО СПРЕДИНГА

В отличие от островных дуг, для спрединговых срединноокеанических хребтов не требуется специального доказательства участия в их образовании поперечного растяжения. Более того, характер материала, на основе которого спрединг океанского дна был доказан, а для самих океанов в деталях реконструирована история спрединга, сам по себе содержит необходимую информацию о том, в каких кинематических условиях (симметричных или нет) это поперечное к хребтам растяжение развивалось. Весьма наглядны в данном отношении карты, иллюстрирующие ширину разновозрастных геохронов (полосовых магнитных аномалий) [Müller et al., 1997] (рис. 51), а также результаты определения абсолютных скоростей движения плит по отношению к системе горячих точек [Gripp, Gordon, 2002] (см. рис. 45). Наличие этих материалов предоставляет возможность сравнить скорости расхождения противоположных крыльев каждого океанического мегараздвига и тем самым получить прямой (а не косвенный, как для многих рассмотренных континентальных обстановок) ответ на вопрос о наличии или отсутствии кинематической асимметрии растяжения. Можно, таким образом, сказать, что здесь имеется уникальная возможность принципиальной проверки рассматриваемого в данной работе методического подхода к изучению кинематики латеральных перемещений в областях растяжения, основанного на информации о плановой геометрии структур.

По кинематическим признакам определяют два альтернативных типа зон спрединга (см. рис. 51, 45).

К первому из них относятся приблизительно прямолинейные Срединно-Атлантический хребет и продолжающий его в Арктике хребет Гаккеля. На самом деле эта их прямолинейность относительна: хребты извилисты, но при этом

оба все же целиком укладываются в спрямленную, сужающуюся к северу меридиональную полосу между 10° и 30° западной широты; после перехода хребта Гаккеля через Северный полюс эта полоса прямо трассируется в симметричный сектор $160\text{--}150^\circ$ восточного полушария. Отметим и другие общие признаки хребтов этого типа, которые могут иметь отношение к кинематике движений. Во-первых, эти хребты медленноспрединговые, а хребет Гаккеля даже ультра-медленноспрединговый, и спрединг в них происходил очень постепенно. Другое важное качество – проявляющаяся на разных пересечениях океана приблизительно одинаковая ширина его частей, разделенных осью спрединга, и при этом тождественная для противоположных крыльев раздвига последовательность и индивидуальная ширина каждой из выраженных магнитными геохронами зон океанского дна. Все это свидетельствует о примерно одинаковой скорости удаления в стороны каждого из противоположных крыльев мегараздвига. Третья общая черта – сохранение почти на всем протяжении океана пассивного характера обеих разошедшихся в стороны континентальных окраин. Еще один признак – локальный характер происходивших перестроек центров спрединга: они не охватывали весь хребет целиком.

Совокупность этих фактов свидетельствует о кинематически симметричной форме горизонтального растяжения для зон спрединга данного типа, причем, судя по возрасту аномалий, такой режим развития сопутствовал всему периоду формирования океанов, начиная с поздней юры.

Принципиальное морфологическое отличие зон спрединга второго типа – отчетливая дугообразная геометрия спрединговых хребтов в плане, особенно заметная по контурам позднекайнозойских (начиная с позднего эоцена)

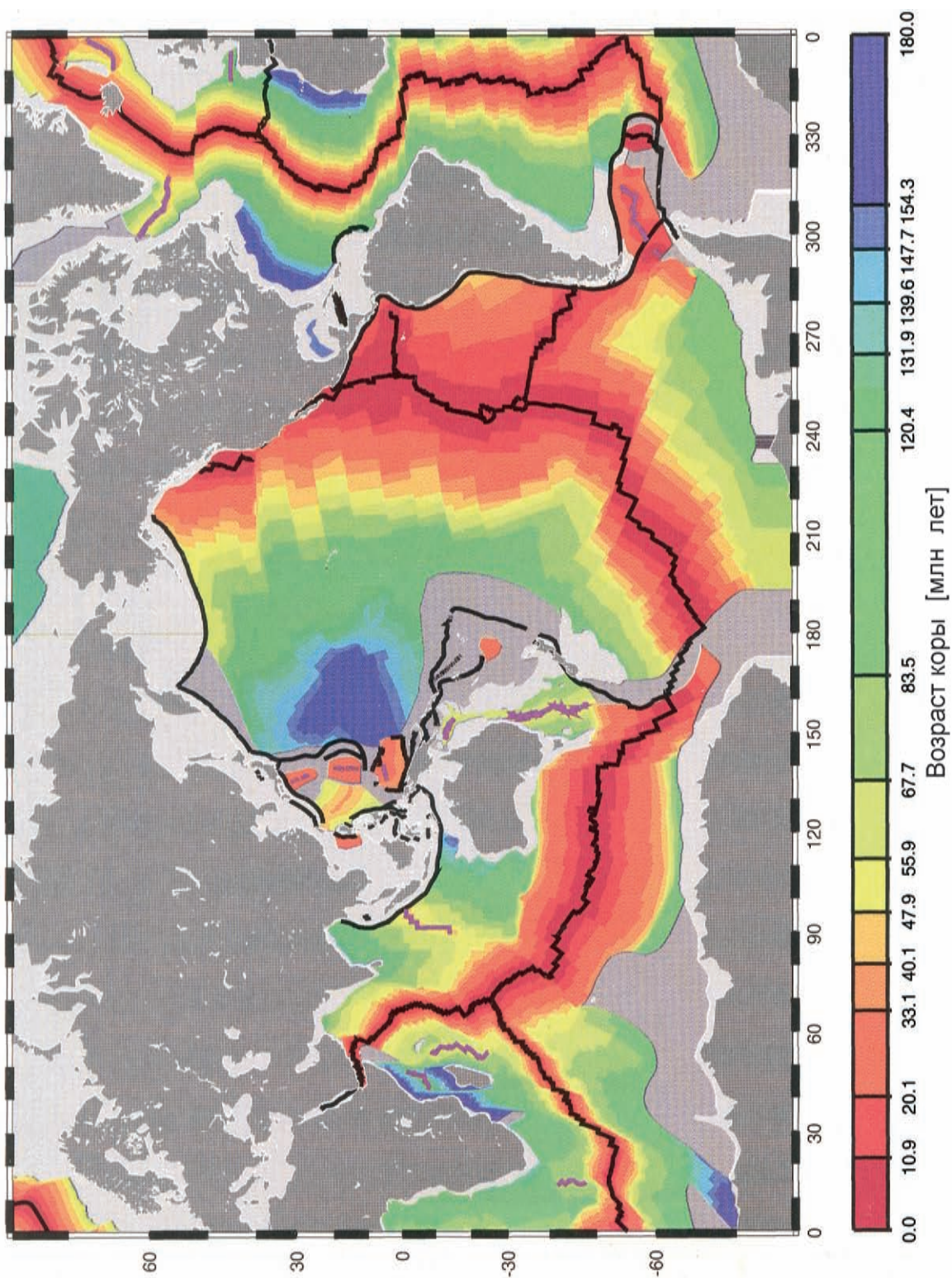


Рис. 51. Возраст океанического дна, определенный по линейным магнитным аномалиям с учетом шкалы геомангнитных инверсий и с использованием эйлеровых полюсов вращения [Müller et al., 1997]. Печатается с разрешения издательства Wiley-Blackwell Publishing

аномалий. Таковы Индоокеанский срединно-океанический хребет, от хребта Карлсберга на западе до Восточно-Индоокеанского на востоке, и Тихоокеанский (Восточно-Тихоокеанское поднятие). Простираение дуги Тихоокеанского хребта, в целом северо-восточное, плавно меняется в продольном направлении на угол порядка 70–90° (см. рис. 51).

Точно так же альтернативно выглядят и почти все прочие характеристики, рассмотренные для зон спрединга первого типа. В данном случае все хребты проявляют очень высокие скорости спрединга, кроме того, их высокодинамичный режим развития проявляется в масштабных перестройках положения и простираения центров спрединга, затрагивающих целые океаны. Последняя и самая широкая из них («глобальная», «великая» и т.п.) революция, связываемая с такими событиями, как индо-евразийская коллизия и одновременное заложение в современном виде зоны субдукции на восточной и юго-восточной окраине Азии, произошла на рубеже эоцена–олигоцена. Это событие почти уничтожило контуры более древних центров спрединга, и они воссоздаются фрагментарно, но зато достаточно наглядны очертания молодых – позднекайнозойских – срединноокеанических хребтов. Повышенная динамичность ситуации определяется и тем, что здесь, в отличие от зон спрединга первой группы, континентальные окраины океанов хотя бы с одной стороны являются активными конвергентными. Тихий океан даже с двух сторон ограничен такими окраинами: на западе это зона субдукции на окраине Азии и на востоке – зона субдукции и аккреции вдоль Америки. Для Индийского океана и более северного палеоокеана Неотетис это длительно развивавшаяся зона субдукционно-аккреционной и коллизионной тектоники Альпийско-Гималайского пояса.

Следующая важная отличительная черта – резко асимметричное положение новообразованных в конце эоцена центров спрединга по отношению к окраинам континентов. Эти центры простираются не вдоль осевой линии соответствующего современного океана (как в Атлантике), а сильно смещены к одному из его краев: в Индийском океане – к южному (антарктическому), а в Тихом океане – к восточному (американскому). При этом редукция доолигоценной океанической коры в южных и юго-восточных бортах центров спрединга могла иметь разные причины: если для тихоокеанской

плиты Наска эта редукция связана с ее затягиванием в зону субдукции под Южную Америку, то для Индийского океана его южная граница с Антарктической плитой на всем протяжении пассивная, и сокращение южной части области спрединга там связано с частичным срезанием доолигоценной океанической коры новым центром спрединга. Особенно сильно поперечная асимметрия зон спрединга ощущается по гипертрофированной расширенности зоны верхнемеловой коры в западном (Тихий океан) и северо-восточном (Индийский океан) бортах соответствующих зон спрединга, однако для более позднего времени ее можно заметить и для олигоцен-раннемиоценового геохрона.

Приведенные данные показывают существенное ускорение процессов формирования океанической коры в тех крыльях зон спрединга рассматриваемого типа, движение которых было направлено в сторону Азии и, кроме того, сопровождалось субдукцией. В противоположных же крыльях, прилегающих к Америке и Антарктиде, условия для разворачивания спрединга были стеснены. Для американского края Тихоокеанской зоны спрединга можно полагать, что сдерживающей причиной явилось сопротивление со стороны зоны субдукции в Андах, развивавшейся при сжатии в лобовом столкновении плит (см. рис. 45), однако это, несомненно, только частная причина, ибо на антарктической стороне Индоокеанской зоны спрединга океан сопряжен с пассивной окраиной континента.

Итак, можно аргументированно предполагать, что растяжение в зонах спрединга второго типа происходит кинематически асимметрично, с ускорением в их крыльях, прилегающих к Азии. Это сразу же заставляет обратить внимание на отчетливую дугообразную геометрию этих зон спрединга и на то, что ускоренное движение направлено от вогнутых сторон спрединговых дуг, обращенных к Азии. Учитывая наличие методического аспекта в настоящей работе, можно сказать также, что мы получаем еще одно подтверждение тому, как однонаправленное движение масс при растяжении аккомодируется формированием дугообразного очертания зоны концентрации этого растяжения.

Причины проявления кинематической асимметрии в таком виде следует анализировать отдельно, и весьма вероятно, что здесь не обойтись без учета факторов, касающихся направления мантийных течений и их связи с глобальными ротационными силами или с вы-

званными смещением земного ядра деформациями геоида [Dickinson, 1971; Goncharov et al., 2012]. Но один частный фактор такого ускорения можно назвать уже сейчас – это фактор присутствия во фронтальной части ускоренно выдвигавшихся к Азии океанических плит зон субдукции западно-тихоокеанского типа, развивавшихся с участием поперечного к ним растяжения. Помимо собственно самой зоны субдукции на западе Тихого океана, в предположительном плане сюда можно причислить ископаемую зону субдукции, в современной структуре выраженную Альпийско-Гималайским коллизионным поясом, которая сходна с зоной субдукции западно-тихоокеанского типа по присутствию на доколлизиионной стадии развития обширных задуговых бассейнов поздне-мезозойско-раннепалеогенового времени [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 2002]. Таким образом, можно предположить, что свободное, происходящее с некоторым растяжением поперек зоны субдукции погружение океанической плиты дополнительно подтягивало ее и тем самым активизировало спрединг.

Если это справедливо, то данный вывод увязывается с той моделью конвекции, согласно которой она возбуждается не восходящими (горячими), а нисходящими (холодными) мантийными струями – когда гравитационное затягивание океанической плиты в зону субдукции дополнительно отрывает ее от зоны спрединга – так называемая конвекция Орована–Эльзассера [Elsasser, 1971; Orowan, 1965].

Отметим и другие, помимо аномальной расширенности океанических плит на вогнутой стороне спрединговых дуг, признаки ускоренного движения изнутри этих дуг к Евразии. Там же, на вогнутых в плане «евразийских» крыльях центров спрединга, наблюдаются и максимальные значения абсолютных скоростей движения плит; при этом длина направленных к Евразии векторов этих скоростей особенно возрастает напротив вершин изгиба спрединговых дуг, наблюдается и особое ускорение на приближении от вершины спрединговой дуги к зоне субдукции запада Тихого океана (см. рис. 45). К флангам же спрединговых дуг, особенно западным, скорость раскрытия постепенно падает, хребты сужаются и обнаруживают признаки косоугольного спрединга со сдвигом: левым на западе (для обоих рассматриваемых хребтов) и правым на востоке (последнее лучше выражено для Тихого океана).

Интересно также то, что своей вогнутой стороной обе спрединговые дуги, глобального масштаба, обращены туда же, куда вдоль всей активной окраины Евразии обращены и субдукционные дуги, гораздо меньшего размера. Одинаково вогнутые к континенту и возникшие при участии растяжения дуги разного типа и масштаба (спрединговые и субдукционные) образуют единый ансамбль – своего рода «визитную карточку» общего для данной части Земного шара направленного к северу и северо-западу глубинного астеносферного течения высшего порядка.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности применения методики кинематического анализа

Рассмотренный материал показывает, что в земной коре наряду с прямолинейными широко распространены и дугообразные в плане дизъюнктивные структуры растяжения с очертаниями правильных коротких дуг, которые вписываются в окружность, но имеют длину, не превышающую меньшую (примерно не более трети) часть ее периметра. При этом такие структуры занимают свои особые ареалы распространения и формируются в специфической обстановке кинематически асимметричного растяжения: когда ускорение получает то из двух крыльев разрыва, которое встречает меньшее сопротивление по латерали (либо, что почти одно и то же, знак смещения не противоречит более мощному движению масс). При этом вогнутая сторона дуги указывает в направлении облегченного удаления масс от зоны разрыва, тогда как выпуклая обращена к области с большим сопротивлением среды.

Это правило по-своему универсально, так как оно относится к любым рассмотренным формам и рангам дизъюнктивных структур растяжения: разрывам со значительным смещением, а также к надбросовым флексурам и линеаментам со слабозаметным смещением, наклонным сбросам или, напротив, субвертикальным отрывам или крутопадающим сбросам – взрезам.

Возникшие из-за кинематической асимметрии дугообразные дизъюнктивные структуры могут по всей их длине иметь кинематику полного («чистого») растяжения, но к окончаниям таких разрывов раздвиговый тип смещения может замещаться сдвиговым, и особенно это относится к круто изогнутым в плане дугам. Присутствие пары сопряженных левых и пра-

вых сдвигов «вытягивающего» типа на концах дуги лишь облегчает отделение и уход блока изнутри дуги, однако сдвиги могут и отсутствовать. Поскольку участки как растяжения, так и сдвига формируются в одном и том же поле напряжений, это позволяет объяснить обычную для дугообразных структур растяжения такого типа короткую (по отношению к полной окружности) длину дуги: если бы она, иначе, достигла хотя бы полуокружности, концевые отрезки дугообразной линии смещения были бы заблокированы ассоциирующим поперечным сжатием уже не только для раздвигового, но и для сдвигового смещения.

Сфероидальная, или, для плоской деформации, цилиндрическая (в любом случае – дугообразная в плане) поверхность лучше всего приспособлена для отделения блока-сегмента от остальной части массива, так как он оказывается окруженным разрывом со всех сторон, и, кроме того, такая поверхность обтекаема и создает наименьшее трение.

Большая часть фактического материала, использованного для обоснования этих положений, заимствована автором из результатов собственных наблюдений структур Большого Кавказа, Копетдага и Восточно-Европейской платформы, а также зоны трансформного разлома Мертвого моря на его сирийском отрезке (район грабена Эль Габ). Однако с использованием литературы влияние кинематической асимметрии на морфологию структур растяжения более широко прослежено на материале по динамике и кинематике тектонических обстановок самого разного вида – от платформ с их весьма умеренными деформациями до орогенов, активных континентальных рифтов и палеорифтов – авлакогенов. Признаки кинематической асимметрии ярко проявляются также в океанических обстановках, и прежде всего для областей спре-

динга, где в этом смысле наиболее интересны быстроспрединговые океанические хребты (в Тихом и Индийском океанах) с их дугообразными очертаниями и аномально расширенной частью зоны спрединга, прилегающей к вогнутой стороне дугообразно изогнутого спредингового хребта. Наконец, участие кинематически асимметричного растяжения распознается даже для конвергентных условий: в зонах субдукции, но только для островных дуг западно-тихоокеанского типа, с их идеально дугообразной геометрией и, как показал специальный анализ литературы по динамике зон субдукции, с широким участием поперечного к ним растяжения. При этом во всех этих тектонических ситуациях дугообразные структуры растяжения обращены своей вогнутой стороной по направлению приоритетного движения масс из зоны раздвига, и, следовательно, этот признак может использоваться для кинематического анализа конкретных обстановок горизонтального растяжения.

В качестве обратной связи само присутствие дугообразных структур указанной геометрии (особенно если они ассоциируют с парагенезом «вытягивающих» сдвигов) иногда помогает подтвердить и сам факт наличия растяжения в его кинематически асимметричной форме, как это показано для Алазанской межгорной впадины Большого Кавказа, динамика формирования которой недостаточно освещена в литературе, или же явилось основанием для структурно-геологической проверки участия растяжения при формировании своеобразных геоморфологических амфитеатров востока Русской плиты. Точно так же характерная геометрия островных дуг запада Тихого океана явилась прецедентом для проверки по литературным данным участия растяжения (в его кинематически асимметричной моде), и здесь в результате довольно быстро обнаружилось, что проблема поперечного к таким дугам растяжения действительно уже давно занимает исследователей разного профиля. Разумеется, это никак не отрицает необходимости более углубленного, с использованием эмпирических данных, исследования соотношений встречающихся в зонах субдукции западно-тихоокеанского типа структур сжатия, растяжения и сдвига. Напротив, такая необходимость стала еще более очевидной.

Все сказанное подтверждает, что рассматриваемая методика эффективна и заслуживает дальнейшего развития. Можно полагать, что предлагаемый кинематический подход, благо-

даря легко заметной геометрии анализируемых структур, позволит не только прогнозировать в неясных ситуациях факт растяжения (причем в кинематически асимметричной форме), но и уточнять контуры испытываемой его области, что было бы полезным в практическом плане, учитывая концентрацию на участках растяжения скоплений полезных ископаемых. Определяемое таким образом предпочтительное направление движения масс в ряде случаев может указать направление на более крупный центр горизонтального растяжения или область сниженного сжатия, которые по тем или иным причинам плохо распознаются на местности.

Анализ рассмотренного материала показывает, что в реальных тектонических обстановках растяжения кинематическая асимметрия вызывается следующими причинами. Наиболее обычная из них, даже фоновая – гравитационная неустойчивость, вызывающая перемещение материала к депрессиям топографического и/или тектонического рельефа. Ее влияние можно найти в самых разнообразных рассмотренных ситуациях, таких как гравитационный коллапс орогена, еще продолжающего испытывать сжатие (Большой Кавказ), или даже в зонах субдукции западно-тихоокеанского типа, где локальное растяжение внутри зоны субдукции обусловлено гравитационным затягиванием океанической литосферы нисходящей ветвью конвекционного потока вглубь. Однако даже там, где роль силы тяжести выходит на самый первый план (например, в Восточно-Европейской платформе, где конкурирующие с гравитацией региональные коллизионные напряжения очень невелики, или Большой Кавказ, вступающий в фазу гравитационного коллапса), рядом обычно действуют гораздо более мощные тектонические условия возникновения кинематически асимметричного растяжения.

Например, для того же Большого Кавказа это направленное к ЮЮЗ региональное движение покровов, вызванное затягиванием покровно-складчатого комплекса южного борта этого орогена в зону А-субдукции Закавказской «плиты» под Скифскую платформу Евразийской литосферной плиты. Для разновозрастных рифтов долгоживущей Байкальско-Забайкальской рифтовой области определяющую роль в возникновении кинематической асимметрии сыграли латеральные потоки, вызванные динамической поляризацией того или иного времени. В позднем мезозое здесь предпочтитель-

ное смещение крыльев сбросов, направленное к ЗСЗ, было вызвано присутствием к западу от рифтовой области другой или продолжающей ее области растяжения фундамента Западно-Сибирской синеклизы, еще и погружающейся при этом (свободная сторона для движения), тогда как восточный вектор движения был закрыт сопротивлением активно растущего и сжатого субдукционного орогена на Дальнем Востоке. В позднем же кайнозое мощная коллизионная деформация Центральной Азии вызвала инверсию полярности рифтовой области с преобладающим движением масс уже к ВЮВ – к зоне субдукции запада Тихого океана, где на фоне общей конвергенции плит происходило и растяжение задуговых бассейнов, выразившееся кое-где даже в спрединге океанической коры. В самой же этой зоне субдукции динамическая поляризация была вызвана меньшим сопротивлением растяжению на западе, где развивались те же задуговые бассейны, и большим – на востоке, откуда навстречу шло вызванное мантийным течением движение плит.

Выделение конкретных долей гравитационного и тектонического факторов в создании кинематической асимметрии (под вторым понимается динамическая поляризация тектонического поля напряжений – неоднородная концентрация сжатия и растяжения в литосфере, вызванная латеральными перемещениями плит и блоков) в ряде случаев бывает довольно сложным, и оба эти фактора могут взаимодействовать. Например, отмеченная в настоящей работе систематическая вогнутость к соседним палеоокеанам дугообразных авлакогенов Восточно-Европейской платформы довольно ясно свидетельствует о направленном к этим палеоокеанам движении масс. Однако чем вызвано это движение – чисто гравитационной нестабильностью высокоподнятого кратона или влиянием аккомодационного сжатия, частично компенсирующего раскрытие океанического рифта, – сказать непросто, так как результат в данной ситуации оказывается общим. С другой стороны, в случаях проявляющегося где-либо несоответствия знака тектонических и гравитационных напряжений создаваемые ими структуры различны и поддаются раздельной диагностике. Это было показано на примере Прикаспийской синеклизы, где предположительно связанные с гравитационным коллапсом антеклиз геоморфологические амфитеатры, с одной стороны, и структуры коллизионного происхождения – с другой, зани-

мают отдельные ареалы распространения из-за того, что первые ввиду меньшей интенсивности уступают место вторым.

Это позволяет констатировать, что в конкретных обстоятельствах объемные гравитационные и региональные тектонические напряжения, несмотря на их разные источники, действуют в согласии, являясь элементами общего поля напряжений.

Таким образом, в наиболее общем виде можно сказать, что основанный на использовании геометрии дугообразных дизъюнктивных структур кинематический анализ позволяет дать более развернутую характеристику процессов тектонических деформаций в областях растяжения. И если при этом анализ проводится с учетом региональных особенностей геодинамической обстановки, то помимо направления предпочтительного транспорта деформируемого материала при растяжении этот анализ помогает определить (или хотя бы прогнозировать) причины, создающие движения именно в том или ином направлении.

Результаты регионального и теоретического значения

В дополнение к методическим выводам и прогнозам по поводу практического внедрения рассматриваемого здесь способа кинематического анализа, отметим некоторые интересные результаты из области общей тектоники и геодинамики.

Здесь особенно хотелось бы выделить, исходя из суммы имеющихся доказательств, факт гравитационной деструкции Воронежской и Волжско-Камской антеклиз Русской плиты с перемещением материала к соседним синеклизам. Если гравитационное разрушение орогенов, именуемое коллапсом, мало кем оспаривается, то для платформ оно прежде не было известно или игнорировалось. Автор полагает, что приведенные в настоящей работе структурно-геологические и неотектонические свидетельства такой деструкции достаточны, чтобы признать реальность этого явления также и для платформенных условий, а еще для того, чтобы обозначить круг факторов, способствующих его осуществлению. Однако указанные свидетельства относятся только к тонкой поверхностной оболочке и мало что говорят о глубинности этого процесса. Между тем некоторые цитированные

в данной работе высказывания геофизиков подтверждают факт наличия растяжения в фундаменте Воронежского массива, согласующиеся с представлением о его гравитационном коллапсе, в том числе и происходящем на коровом уровне. Далее, привлекаемая автором для объяснения конкретных механизмов коллапса на платформе модель эффекта клина (гравитационного уплощения коровой линзы) А.В. Лукьянова сама по себе предполагает, что гравитационное преобразование затрагивает все линзовидное тело сверху донизу и, кроме того, эта деформация должна сопровождаться разнонаправленными латеральными движениями материала и возникновением связанных с этим горизонтальных срывов.

Все это означает необходимость более глубокой геофизической проработки явления гравитационного коллапса на платформе. Однако на данный момент знакомство с геофизическими материалами по данной части Восточно-Европейской платформы показывает, что авторы этих работ наибольшее внимание уделяют глубинным надвигам, крайне редко – сдвигам и, к сожалению, еще более редко – глубинным структурам растяжения.

В связи с этим хотелось бы подчеркнуть важность изучения гравитационного коллапса на платформе разными (в том числе и геофизическими) методами, не принимая во внимание небольшую амплитуду создаваемых им структур (впрочем, как и всех других платформенных структур, образовавшихся при гораздо больших нагрузках, связанных с действием коллизионных стрессов). Здесь можно увидеть два направления развития этих выводов.

Во-первых, в чисто методическом и прикладном плане следует иметь в виду признаваемую многими геоморфологами и неотектонистами косвенную, опосредованную связь горизонтальных тектонических движений, с одной стороны, и знака создаваемых ими форм рельефа – с другой. Поэтому добавление еще одного возможного фактора формирования рельефа – гравитационного, отчасти связанного с неоднородностями древней структуры, является совсем не лишним и облегчит сопоставление неотектонических карт со структурными и регионально-тектоническими.

Во-вторых, и это кажется более важным, имеются все основания считать, что деформации, связанные с проявлениями гравитационного коллапса на платформе, могут оказаться еще более

интересными в широком теоретическом плане. Здесь возникает естественный вопрос: если гравитационное уплощение испытывают относительно небольшие линзы континентальной коры ранга антеклиз, то не может ли такое гравитационное преобразование коснуться и линз гораздо большего – материкового – масштаба?

Разумеется, это требует своего отдельного обоснования, однако уже сейчас можно обратить внимание на то обстоятельство, что отмеченный автором стиль выражения в неотектонике антеклиз востока Русской плиты повторяется и для более крупных, материковых, структур: пассивные окраины континентов на больших протяжениях обрамлены новейшими возвышенностями, тогда как внутренние части континентов неотектонически погружены, и соответствующие депрессии освоены крупнейшими речными бассейнами.

В таком аспекте гряда новейших нагорий на севере Евразии – от Скандинавского нагорья на западе до Верхоянского на востоке – занимает ту же позицию, что и Приволжский новейший вал, вместе с продолжающими его возвышенностями опоясывающий Воронежскую антеклизу. К центру последней приурочен Окско-Донской новейший прогиб, который логично рассматривать как предполагаемый аналог погруженной центральной части большого континента. Выше приводились аргументы в пользу того, что такая своеобразная диспозиция крупных форм рельефа разного знака для антеклиз Русской плиты отражает проявившуюся на неотектоническом этапе тенденцию к уплощению коровой линзы, с оттоком материала от ее центральной части, где возникла неотектоническая мульда, к периферии, где эта деформация частично компенсировалась небольшими сжатием и воздыманием (см. рис. 34–36).

Конечно, не хотелось бы что-либо упрощать в данном вопросе, и, если конкретно иметь в виду упомянутую северную, пассивную окраину Евразии, то присутствующая здесь неотектоническая гряда, судя по ее положению, обязывает рассмотреть действия сразу нескольких возможных динамических факторов ее возникновения: прежде всего силы давления находящегося недалеко на севере спредингового хребта, затем – силы давления от коллизионной границы Евразийской плиты на юге и, наконец, по мнению автора, распределяющегося более объемно внутри континента гравитационного давления.

Влияние коллизионного давления с южной стороны автор включает в этот перечень хотя бы по той причине, что оно, несмотря на удаленность зоны коллизии от северной границы Евразии, было весьма мощным и должно было участвовать хотя бы в создании сопротивления спрединговому давлению – необходимое условие для возникновения сколько-нибудь существенного сжатия. Однако имеются и другие причины, также заставляющие внимательнее отнестись к роли коллизионного давления не только на самом юге Евразии. Прежде всего, это время общей неотектонической активизации последней: поздний кайнозой, особенно конец миоцена–квартер – эпоха ускорения поднятия всего континента, и в том числе его северной окраины, синхронная фазе жесткой коллизии Индийской и Аравийской плит с Евразийской. Следствием и внешним выражением этого общего поднятия, по мнению автора, является плиоцен-четвертичное горно-материковое оледенение Северной Евразии [Копп, 1999]. Попутно, как уже отмечалось в данной книге, произошедшее в позднем кайнозое увеличение контрастности рельефа явилось одной из причин активизации и деформаций гравитационного коллапса внутри рассмотренной в данной работе части Евразии.

Что же касается участия спрединга Арктического бассейна, то он, напротив, развивался в целом плавно и длительно, в течение всего кайнозоя. При этом происходили и частные перестройки центров спрединга (например, на рубеже эоцена–олигоцена, совпавшие с глобальными потрясениями, связанными с индо-евразийской коллизией и перестройками спрединга и субдукции в Индийском и Тихом океанах), однако даже эти революционные события не сказались на серьезной активизации рельефа севера Евразийского и Американского континентов. Относительно же более ранней эпохи раскола Лавразии и вскрытия в конце палеоцена арктического рифта Гаккеля (когда аккомодация этого раскрытия сжатием как будто должна была достигать своего максимума), на севере Евразии эта эпоха выразилась не в сжатии и воздымании края континента, а, напротив, в его погружении и широкой эоценовой трансгрессии.

Высказывая эти соображения, справедливо ради нужно сказать, что они, конечно, требуют большей детализации возрастных характеристик новейшего поднятия севера Евразии для разных его этапов, особенно необходимой для выяснения отдельного вклада перечисленных здесь возможных причин этого поднятия.

Однако при этом, какую бы конкретную долю по отдельности ни удалось установить для действия каждого из этих факторов, все равно придется отвечать на вопрос, почему указанное поднятие на всем его протяжении сфокусировано в довольно узком месте – в зоне утонения к северу линзы континентальной литосферы на пассивной окраине Евразии. Собственно, это тот же самый вопрос, который пришлось решать для объяснения характерного стиля новейшего рельефа Воронежского массива.

Бегло отметим и другие интересные особенности, открывшиеся в ходе проведенного исследования.

Прежде всего, бросается в глаза широкое распространение обстановок горизонтального растяжения, причем иногда и в несколько неожиданных местах: например, на платформе, где в условиях слабых деформаций ранее удавалось доказать участие только сжатия и иногда сдвига, и даже в зоне субдукции (но только западно-тихоокеанского типа). Присутствие локального растяжения указывалось там и другими авторами, но наши наблюдения добавили некоторые черты, позволяющие найти кинематическую асимметричность этого растяжения и связать условия его возникновения в зоне конвергенции плит с наиболее принятой на настоящее время моделью отката океанического слэба к океану.

Кроме того, области растяжения оказались еще и весьма «живыми» в кинематическом плане: внутри них обнаружили и оказались широко распространены узкие латеральные коровые потоки своего особого, трансензионного типа. Все это позволяет надеяться, что области растяжения с их своеобразными структурными ансамблями и латеральными потоками, а также создающиеся внутри них кинематические условия в большей степени привлекут внимание исследователей.

ВЫВОДЫ

1. Обоснован метод использования очертаний дугообразных дизъюнктивных структур для реконструкции направлений латеральных движений блоков в областях растяжения: показано, что предпочтительное движение испытывает то крыло разрыва, которое примыкает к вогнутой стороне образуемой им дуги. Установлено, что общей (не универсальной, но системной, не зависящей от частных обстоятельств) причиной дугообразного изгиба в плане является кинематическая асимметрия растяжения: когда ускорение получает крыло разрыва, встречающее меньшее сопротивление вмещающей среды (или, что почти то же самое, не противоречит более мощному движению масс).

2. Такие структуры обладают геометрией правильной, но при этом короткой дуги, длина которой не превышает полупериметра окружности. На флангах дизъюнктивной структуры подобного очертания могут присутствовать сдвиги разного знака, согласные с направлением удаления блока изнутри дуги. Они появляются в случаях, если создающее разрыв растяжение происходит в сдвиговом стресс-режиме или хотя бы частично осложнено сдвигом (обстановка трансензии). При этом присутствие сдвиговой деформации, при других равных условиях, отражается в большей кривизне дуги разрыва.

3. Дугообразные структуры растяжения образуют характерные структурные ансамбли, отражающие кинематические условия деформации. Они могут создавать продольные к своему простиранию гирлянды, вытягивающиеся вдоль узкой зоны локального ускорения движений (например, над уступом тектонического рельефа). В альтернативном варианте дугообразные структуры создают поперечные к себе эшелонны, указывающие на наличие узкоканализированного латерального потока, действующего в динамических условиях трансензии.

4. Влияние кинематической асимметрии растяжения на структурообразование прослежено на примерах из разных тектонических обстановок: от континентальных платформ до океанов. Соответственно это явление следует учитывать при реконструкции согласованных латеральных перемещений, что позволит эти перемещения детальнее связать с вариациями регионального поля напряжений, неоднородностями структуры литосферы и рельефом – тектоническим и топографическим.

5. Кинематический анализ, применяемый с учетом указанных положений, помог впервые установить гравитационный коллапс антеклиз внутри платформы (восток Русской плиты), сопровождающийся перемещением материала к соседним синеклизам, и рассмотреть диагностические признаки этого явления. Рассмотрены наиболее вероятные факторы коллапса в условиях платформы: увеличение расчлененности тектонического рельефа при сжатии и гравитационное растекание линз утолщенной коры. Высказаны соображения о более широком влиянии гравитационных напряжений на формирование новейшего рельефа Северной Евразии. Свидетельства гравитационного коллапса рассмотрены для осевой зоны Большого Кавказа.

6. Показана зависимость дугообразных очертаний и группировки авлакогенов Восточно-Европейской платформы от направления на разновозрастные авлакогенам соседние палеоокеаны – что позволило предположить существенное влияние удаленных растягивающих напряжений, создаваемых спредингом в соседних разновозрастных океанах, на образование авлакогенов внутри кратона.

7. Анализ всего собранного материала позволяет осторожно предположить более широкое участие кинематически асимметричного растяжения в формировании дугообразных очертаний структур как в континентах, так и в океанах.

Предложена новая гипотеза образования изгиба островных дуг запада Тихого океана: показано, что кинематически асимметричное растяжение как возможная причина их изгиба согласуется с наиболее поддерживаемой сейчас моделью субдукции, предусматривающей откат слэба океанической плиты к океану.

8. В обстановке спрединга в данном отношении обращают на себя внимание быстро-спрединговые хребты в Индийском и Тихом океанах, которые дугообразно изогнуты в плане с вогнутостью к Евразии, туда же обращено и гипертрофированно расширенное соответс-

твующее крыло зоны спрединга. Имеются основания считать, что ускоренные спрединг и движение океанических плит именно в сторону Евразии стимулировались присутствием перед такими плитами зон субдукции западно-тихоокеанского типа, с проявлением кинематически асимметричного растяжения поперек зоны субдукции. С противоположной же стороны соответствующих зон спрединга, где субдукция происходила при повышенном сжатии (андский тип субдукции) или же вообще отсутствовала, движение плит тормозилось или они вовлекались в сжатие.

ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Отв. ред. Ю.Г. Леонов // М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Бражников Г.А.* Тектоника бортовой зоны Прикаспийской впадины в пределах Волгоградской области // Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Саратов: Коммунист, 1965. С. 395–407.
- Буртман В.С.* Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое // Геотектоника. 2012. № 3. С. 18–46.
- Валеев Р.Н.* Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
- Гамкрелидзе И.П.* Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 105–184. (Тр. ГИН АН ГССР; вып. 86).
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 181 с. (Тр. ГИН АН ГССР; вып. 57).
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гзовский М.В.* Волнистость простирания крупных тектонических разрывов // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1953. № 2. С. 101–115.
- Гзовский М.В., Черткова Е.И.* Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1953. № 6. С. 482–499.
- Горелов С.К.* Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 139 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР; вып. 19).
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др.* Эволюция Тетис // История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 104–115.
- Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.* Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.
- Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы Павловского выступа Воронежской антеклизы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 23–34.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника. 2010. № 2. С. 56–76.
- Колодяжный С.Ю.* Структура и эволюция Сурско-Камской зоны сдвига в кайнозое (Волго-Уральская антеклиза Восточно-Европейской платформы) // Геотектоника. 2015. № 4. С. 30–53.
- Копп М.Л.* Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 113–122.
- Копп М.Л.* Использование особенностей поверхностного геологического строения и неотектоники для реконструкции поднадвиговой структуры Среднекуринской впадины (в связи с ее нефтегазоносностью) // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 36–71.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 506).
- Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).
- Копп М.Л.* Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 84–107.

- Копп М.Л.* Позднеальпийская коллизионная структура Кавказского региона // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Отв. ред. Ю.Г. Леонов // М.: ГЕОС, 2007. С. 285–315.
- Копп М.Л.* Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71–90.
- Копп М.Л.* Каков истинный ареал герцинской складчатости на востоке Русской плиты? // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходства, различия, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения // Материалы XLVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2014. С. 201–205.
- Копп М.Л.* Кинематическая асимметрия как универсальная причина дугообразного изгиба структур горизонтального растяжения (на примере региональных и глобальных динамических обстановок) // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы 47 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. С. 156–162.
- Копп М.Л., Блюмкин Е.И., Курдин Н.Н.* Региональные сдвиги Ширакско-Аджиноурской складчатой зоны Закавказья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 14–28.
- Копп М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К., Факиани Ф., Хафез А.* Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома // Геотектоника. 1999. № 6. С. 77–92.
- Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Зарищиков А.А.* О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. вузов, геол. и разв. 1999, № 4. С. 21–37.
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г.* Тектоника // Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 7–104 (Тр. ГИН РАН; вып. 519).
- Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 18–29.
- Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Там же. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 19–30.
- Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Тверитинова Т.Ю., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Мострюков А.О., Иоффе А.И.* Новейшее поле напряжений востока Русской плиты и Урала (по макро- и мезоструктурным данным) // Геотектоника. 2014. № 4. С. 23–43.
- Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Тверитинова Т.Ю., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Макарова Н.В., Мострюков А.О., Иоффе А.И.* / Кайнозойские напряжения востока Русской плиты, Южного и Среднего Урала: Методические, теоретические и прикладные аспекты / Отв. ред. Ю.Г. Леонов, М.Л. Копп. М.: ГЕОС, 2014. 88 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 610)
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.* Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной магматической провинции // Геотектоника. 2011. № 6. С. 3–23.
- Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. М.: ГЕОС, 2015. 318 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 604).
- Леонов М.Г.* Горизонтальные плито-потоки и протрузии в литосфере Земли // Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. М.: ГЕОС, 2015. 318 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 604).
- Леонов Ю.Г.* Киммерийская и альпийская тектоника Большого Кавказа / Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Отв. ред. Ю.Г. Леонов // М.: ГЕОС, 2007. С. 317–340.
- Леонов Ю.Г., Гуценко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
- Логачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И.* О механизме формирования Байкальской рифтовой впадины по результатам физического моделирования // Докл. Академии наук. 2000. Т. 373, № 3. С. 388–390.
- Лукьянов А.В.* Эксперимент в тектонике // Экспериментальная тектоника: методы, результаты и перспективы. М.: Наука, 1989. С. 9–30.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития / Ин-т земной коры. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 316 с.
- Международная тектоническая карта Европы. Третье издание. Масштаб 1: 5 000 000, в 5 л. / Отв. ред. В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов. Комиссия по Международной геологической карте Мира. М.; Л., 1996.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.

- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока / Н.А. Логачев, А.В. Антощенко-Оленев, Д.Б. Базаров, и др. / Отв. ред.: Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1974. 359 с.
- Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты / В.И. Макаров, Н.В. Макарова, С.А. Несмеянов и др. Отв. ред. Ю.К. Шукин; Ин-т геоэкологии РАН. М.: Наука, 2006. 206 с.
- Обедиентова Г.В. Новейшие тектонические движения и геоморфологические условия Среднего Поволжья // М.: Изд-во АН СССР, 1957. 100 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР, т. LXXII; вып. 17).
- Обедиентова Г.В. Формирование речных систем Русской равнины. М.: Недра, 1975. 175 с.
- Орлов Р.А., Трегуб А.И. Отражение в микросейсмических шумах неотектонических структур // Докл. Академии наук. 2009₁. Т. 426, № 3. С. 393–396.
- Орлов Р.А., Надежка Л.И., Сафронич И.Н. Опыт использования отношений средних модулей амплитуд вертикальной и горизонтальной составляющей микросейсмического шума при изучении геологического строения платформенных территорий (на примере Воронежского кристаллического массива) // Геологические опасности / Отв. ред. Ф.Н. Юдахин. Материалы 5-й Всерос. конф. Архангельск: Ин-т экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, 2009₂. 536 с.
- Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
- Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1969. 164 с.
- Рождественский А.П. О связи некоторых излучин Волги с местной тектоникой. Докл. АН СССР. 1953. Т. 90, № 3. С. 457–459.
- Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.
- Склярлов Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ, 1997. 182 с.
- Тарков А.П., Пацев В.П., Силкин К.Ю. О структурной дисгармонии отложений осадочного чехла Воронежской антеклизы по результатам профильных наблюдений микро-ОГТ // Геофизика. 2002. № 1. С. 68–70.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Университет, 2005. 560 с.
- Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 234 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 609).
- Шатский Н.С. Балыклейский грабен и дислокации южного Поволжья // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1, № 1. С. 13–43.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1 // Изв. АН СССР, сер. геол. 1946. № 6. С. 1–22.
- Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1978. Т. 233, № 2. С. 461–464.
- Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / eds. J. Dercourt, L.-E. Ricou, B. Vrielynck. P., 1993.
- Baker B.H., Mohr P.F., Williams L.A.J. The geology of the Eastern rift system of Africa // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1972. No. 136. 66 p.
- Bally A.W., Bernouilly D., Lavis G.A., Montadert L. Listric normal faults // Oceanol. Acta. 1981. Vol. 4. P. 87–101.
- Bott M.H.P. The interior of the Earth, its structure, constitution and evolution. 2nd edn. Edward Arnold, 1982.
- Bott M.H.P. Modelling the plate driving mechanism // J. Geol. Soc. Lond. 1993. Vol. 150. P. 941–51.
- Cloos H. Uberantitetische Bewegungen // Geol. Rdsch. 1928. Bd 19, h. 3. P. 246–251.
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G. et al. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 2: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. Vol. 282. P. 1–38.
- Dickinson W.R. Plate tectonics models of geosynclines // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. Vol. 10. P. 165–174.
- Elsasser W.M. Sea-floor spreading as thermal convection // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. P. 1101–1112.
- Forsyth D.W., Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motions // Roy. Astr. Soc. 1975. Vol. 43. P. 63–200.
- Frank E.C. Curvature of island arc // Nature. 1968. Vol. 220. P. 363–363.

- Gibbs A.D.* Structural evolution of extensional basin margins // *J. Geol. Soc. Lond.* 1984. Vol. 141. P. 609–620.
- Goncharov M.A., Raznitsin Yu.N., Barkin Yu.V.* Specific features of deformation of the continental and oceanic lithosphere as a result of the Earth core Northern drift // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2012. Vol. 3, Is. P. 27–54.
- Gripp A.E., Gordon R.G.* Young tracks of hotspots and current plate velocities // *Geophysical J.* 2002. Int. 150. P. 321–361.
- Harding T.P.* Graben hydrocarbon occurrences and structural style // *Fth. Ass. Petr. Geol. Bull.* Vol. 68. P. 333–362.
- Hilde Th.W.C.* Sediment subduction versus accretion around the Pacific // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 99. P. 38177–38397.
- Isacks B.L., Oliver J., Sykes L.R.* Seismology and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 5855–99.
- Isacks B.L., Sykes L.R., Oliver J.* Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga-Kermadec region and tectonics of island arcs // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1969. Vol. 80. P. 1443–1468.
- Keary Ph., Klepeis K.A., Vine F.J.* Global tectonics. Chychester: Wiley-Blackwell, 2008. 482 p.
- Lake Ph.* Island arcs and mountain building // *Geogr. Journal.* 1931. Vol. 68. P. 34–39.
- Logachev N.A., Zorin Yu.F.* Baykal rift: active or passive? Comparison of the Baykal and Kenya rift zones // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 145. P. 225–234.
- Mandle G.* Rock joints: the mechanical genesis. Berlin: Springer, 2005. 221 p.
- McCabe R., Uyeda S.* Hypothetical model for bending of the Mariana arc // *Tectonic and geologic evolution Southeast Asian seas and islands.* Washington, 1983. P. 281–293.
- McGill E., Stromquist A.W.* Grabens of Canyonlands national park, Utah: Geometry, mechanics, and kinematics // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, No. B9. P. 4547–4563.
- Müller R.D., Royer J.Y., Lawver L.A. et al.* Revised digital isochrons of the world's ocean floor // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 3211–3214.
- Nakamura K., Ueda S.* Stress gradients in arcs – back-arc regions and plate subduction // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85, b. 11. P. 6419–6428.
- Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V.* Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan // *C.r. Acad. Sci.* 1999. Vol. 329, Ser. IIa. P. 49–57.
- Oertel G.* The mechanism of faulting in clay experiments // *Tectonophysics.* 1965. Vol. 2. P. 343–393.
- Orowan E.* Convection in non-Newtonian mantle, continental drift and mountain building // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 1965. Vol. A 258. P. 284–313.
- Reches Z.* Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. Theoretical analysis // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 95. P. 133–156.
- Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to East Africa // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1987. Vol. 15. P. 445–503.
- Sigloch K., Mihalaynuk M.G.* Vertical slab sinking and westward subduction of Mesozoic North America // *Geophys. Res. Abstracts.* Vol. 15. EGU 2013-2532-2013. EGU General Assembly. 2013.
- Stauder W.* Mechanism of the Rat island earthquake sequence of February, 1965, with reference to island arcs and sea floor spreading // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 5847–58.
- Tapponnier P., Molnar P.* Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // *Nature.* 1976. Vol. 264, 5584. P. 319–324.
- Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R.* On the mechanics of the collision between India and Asia // *Collis. Tecton. Ries. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986. 9. P. 115–157.
- Uyeda S., Kanamori H.* Back-arc opening and the mode of subduction // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, № B3. P. 1049–1062.
- Ziegler P.A.* North Sea rift and basin development // *Tectonics and geophysics of continental rifts / I.B. Ramberg, E.R. Neumann eds. Durdrecht: Reidel, 1978. P. 389–420.*

Научное издание

Михаил Львович Копп

**Дугообразные структуры
растяжения в региональных
и глобальных тектонических
обстановках:
опыт кинематического анализа**

Труды ГИН РАН; Вып. 616

Утверждено к печати Редакционной коллегией
Геологического института РАН

ООО “Издательство ГЕОС”
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

ООО ИПК “Панорама”
Подписано к печати 08.12.2017
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная 1,80 г/м²
Печать офсетная. Усл.-печ. 12,0 л. Тираж 200 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”, ООО ИПК “Панорама”
400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6