ISSN 0002-3272



ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

## М.Л. Копп

## КИНЕМАТИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СТРЕСС-РЕЖИМОВ

И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ







Михаил Львович Копп

### 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



## **Transactions of the Geological Institute**

*Founded in 1932* Vol. 637

M.L. Kopp

## KINEMATIC INTERACTION OF DYNAMIC STRESS REGIMES AND ITS GEOLOGICAL CONSEQUENCES

Moscow GEOS 2024

## Труды Геологического института

*Основаны в 1932 году* Вып. 637

## М.Л. Копп

## КИНЕМАТИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СТРЕСС-РЕЖИМОВ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Москва ГЕОС 2024

#### Ответственный редактор К.Е. Дегтярев Редакционная коллегия:

К.Е. Дегтярев (главный редактор), Н.Б. Кузнецов (заместитель главного редактора),

Г.Н. Александрова (ответственный секретарь), Ю.О. Гаврилов, А.Б. Герман,

В.Ю. Лаврушин, Б.Г. Покровский, М.А. Рогов, С.Д. Соколов, С.Ю. Соколов,

М.И. Тучкова, М.А. Федонкин, М.Д. Хуторской, Н.П. Чамов

Рецензенты: М.Г. Леонов, Ю.А. Морозов

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

Вып. № 637: Кинематическое взаимодействие динамических стресс-режимов и его геологические следствия. Копп М.Л. / Отв. ред. К.Е. Дегтярев. – М.: ГЕОС, 2024. 196 с.

ISBN 978-5-89118-880-8

DOI 10.5.54896/00023272 2024 637 1

Монография посвящена проблеме мобильности литосферы и закономерностям появления пластифицированных тектонических потоков.

В книгу включены три раздела, посвященных приемам реконструкций латеральных потоков разного динамического типа и анализу взаимодействия разных стресс-режимов в новейшей вертикальной динамической стратификации Русской плиты. Специальная методическая глава содержит необходимые справочные сведения. В ней же рассматриваются приемы компьютеризованной реконструкции поля новейших напряжений, генерализующие мезоструктурные данные для платформы, а также авторские способы интерпретации линеаментов гидросети, содержащие некоторую информацию о характере новейшего поля напряжений на Восточно-Европейской платформе.

#### Responsible editor K.E. Degtyarev Editor board:

K.E. Degtyarev (Editor-in-Chief), N.B. Kusnetsov (Deputy Editor-in-Chief), G.N. Aleksandrova (Executive Secretary), Yu.O. Gavrilov, A.B. Herman,
V.Yu. Lavrushin, B.G. Pokrovskii, M.A. Rogov, S.D. Sokolov, S.Yu. Sokolov, M.I. Tuchkova, M.A. Fedonkin, M.D. Khutorskoy, N.P. Chamov R e v i e w e r s: M.G. Leonov, Yu.A. Morozov

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publishers Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964. –.– ISSN 0002-3272 Vol. 637: Kinematic interaction of dynamic stress regimes and its geological consequences / M.L. Kopp. – Moscow: GEOS, 2024. – 196 p.

The monograph is devoted to the problem of lithosphere mobility and the patterns of appearance of plasticized tectonic flows.

The book includes three sections devoted to techniques for reconstructing lateral flows of different dynamic types and analyzing the interaction of different stress regimes in the latest vertical dynamic stratification of the Russian Plate. A special methodological chapter contains the necessary background information. It also discusses the methods of computerized reconstruction of the new stress field, generalizing the mesostructural data for the platform, as well as the author's methods of interpreting the lineaments of the hydraulic network, containing some information about the nature of the new stress field on the East European Platform.

ISBN 978-5-89118-880-8 DOI 10.5.54896/00023272 2024 637 1 © Копп М.Л., 2024 © ГИН РАН, 2024

## Оглавление

Вместо предисловия (М.Г. Леонов)	9
Введение	11
ЧАСТЬ 1 НЕОБХОДИМЫЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСПОЛЬЗОВАННОЙ МЕТОДИКЕ	17
Структурно-динамический анализ по реконструкциям новейшего напряжения Восточно-Европейской платформы	
(с использованием мезоструктурных данных) и их чтение Структурно-кинематический анализ кинематики латеральных	18
перемещений (геокинематический анализ) Структурно-динамический анализ линеаментов гидросети	21
ЧАСТЬ 2 ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОТОКИ И РЕКОНСТРУКЦИИ ИХ ВЕКТОРА	40
Сдвиговый стресс-режим: использование структур индентации	40
Участки латерального выжимания материала	41
Чистый сдвиг: родственные механизмы поворота или изгиба в плане блоков, разделенных диагональными сдвигами Чистый сдвиг, осложненный неоднородной пластической леформацией: расплющиванием и латеральным течением	45
материала	54
Участки тектонического латерального транспорта	
и аккумуляции выжатого материала	59
Общие особенности структурного рисунка Структурные рисунки участков тектонической аккумуляции	59
выжатых масс: свободной и вынужденной	62

Сбросовый стресс-режим: использование дугообразных
структур растяжения как вектора латеральных движений78
Анализ имеющихся концепций дугообразных очертаний
структур растяжения79
Кинематическая асимметрия как причина дугообразной
геометрии структур растяжения (модель)87
Вероятные факторы кинематической асимметрии растяжения
Условия экзогенного растяжения (гравитационный коллапс)94
Грабены осевой зоны орогена (Алазанская впадина)
Гравитационный коллапс антеклиз Восточно-Европейской
платформы (проверка работоспособности предложенной
модели и результат реконструкции латеральных движений
внутри неотектонически активизированной платформы)
Динамика и кинематика формирования геоморфологических
амфитеатров102
Общий вывод: гравитационный коллапс антеклиз –
«коровые оползни» на платформе113
Краткие выводы119
Условия эндогенного растяжения120
Континентальные рифты120
Дугообразное очертание авлакогенов и анализ
его возможных причин
Проявления кинематической асимметрии растяжения
в широком масштабе (материал для дискуссии)134
Сублукция тихоокеанского типа (с участием растяжения)
Области океанического спрединга
регикальное кинематическое взаимоденствие стресс-
режимов. стратификация повеншего поля напряжения Русской платформенной плиты 148
Напряженное состояние в вертикальном разрезе
русской платформенной плиты: характер доминирующего
(Плубинного?) спресс-режима
«паднадвиговыс» локальные поля напряжении 162
И их регистрация на поверхности
Краткое резюме 170
приткое резюте
Заключение
Литература

## Вместо предисловия

Память о человеке имеет много ипостасей, память об ученом содержится в его научных трудах. Перед читателями последняя монография Михаила Львовича Коппа – одного из наиболее известных советских и российских специалистов в области структурной тектоники, доктора геолого-минералогических наук, лауреата премии имени академика Н.С. Шатского, ученого мирового класса.

Я был знаком с Михаилом Львовичем Коппом, тогда просто Мишей с 1955 г. – мы посещали геологический кружок при геологическом факультете Московского государственного университета, и вместе с другими членами кружка изучали азы геологической науки и геологические объекты Подмосковья. Надо сказать, что все мы тогда были изрядные шалопаи, но Миша Копп придется сказать несколько банальных фраз – уже тогда отличался вдумчивостью и серьезным отношением к предмету нашего увлечения - к геологии. Эта черта характера сохранилась у Михаила Львовича до конца жизни. После окончания Университета Михаил Львович проводил экспедиционные работы в различных районах Кавказа, Средней Азии, Урала, Восточно-Европейской платформы. Становление Михаила Львовича как прекрасного полевого геолога связано, главным образом, с изучением тектоники Кавказско-Копетдагского сегмента Альпийского пояса. Знания, полученные при проведении полевых исследований в южных районах СССР, дополненные глубоким анализом материала по сопредельным территориям Афганистана, Ирана, Турции позволили сформулировать ряд основополагающих положений о роли горизонтальных перемещений в формировании Альпийско-Гималайского пояса, которые рассматривались как результат внедрения (индентации) в Европейскую плиту микроконтинентов – фрагментов Гондваны и латерального выжимания горных масс. В последующем Михаил Львович обратил внимание на роль коллизионных процессов в подвижных поясах в формировании внутриплитного структурного плана и характер внутриплитных деформаций. Работая в Геологическом институте РАН Михаилу Львовичу впервые удалось провести систематические исследования в этом направлении, включая полевые работы а ряде районов Восточно-Европейской и Скифской плит.

М.Л. Копп – автор множества научных статей и нескольких монографий, среди которых как персональные труды: «Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе» [Копп, 1997]. «Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы» [Копп, 2004], так и коллективные монографии «Латеральные тектонические потоки в литосфере Земле» [Леонов и др., 2013] и «Кайнозойские напряжения востока Русской плиты, Южного и Среднего Урала: методические, теоретические и прикладные аспекты» [Копп и др., 2014]. Это, можно без преувеличения сказать, новаторские работы, в которых впервые рассматривались особенности использования метода структурных рисунков для изучения продольных и поперечных к структурному плану перемещений и деформаций выжимания и нагнетания в горизонтальной плоскости, вдавливание штампов (плит-инденторов) в пластичную среду и пр.

Михаил Львович Копп являл собой пример симбиоза первоклассного полевого геолога и ученого-теоретика, ставившего и решавшего сложные и нетривиальные задачи структурной тектоники и обогатившего геологическую науку новыми идеями и парадигмами, а также – и это, пожалуй, главное – фактически обоснованными интерпретациями регионального строения и геодинамического развития конкретных участков земной коры континентов. При этом нельзя сказать, что все идеи, построения и интерпретации Михаила Львовича могут быть безоговорочно приняты – на мой взгляд, они бывают достаточно спорны. Но тем не менее, все они заставляют задуматься о сущности структурно-тектонических и геодинамических явлений и внести коррективы в привычные и ставшие рутинными схемы.

И еще одна черта, характеризующая Михаила Львовича, – уважение к своим учителям и коллегам. Однако Михаил Львович не был этаким паинькой и ученым «не от мира сего». Напротив, будучи, как мне кажется, достаточно мягким в житейских взаимоотношениях, он становился жестким и непримиримым, когда дело касалось его научных воззрений и отстаивания своей правоты. В этих случаях – знаю по собственному опыту – с ним было не легко, но в своей непреклонности он всегда был искренен и правдив.

И вот, будучи уже серьезно болен, Михаил Львович пишет новую книгу, которую читатель сейчас держит в своих руках. Я не буду пересказывать содержание этой книги и содержащиеся в ней выводы – пусть читатель разберется во всем этом сам – надо сказать, это увлекательное занятие. Отмечу только, что автору удалось, как и было обещано во Введении «оживить ранее мертвую геологическую природу». Это удается не многим. Заканчивая, отмечу, что создание этого труда – истинный подвиг ученого и человека, влюбленного в науку и непреклонного в стремлении к познанию строения и законов эволюции земных недр.

Доктор геолого-минералогических наук

М.Г. Леонов

## Введение

Автор задумал сделать обобщение своих основных трудов в виде монографии – и вместо предыдущих книг (относительно происхождения структур латерального выжимания или мобилистической неотектоники платформ) на этот раз предлагается более незаметный методический вариант темы: рассмотреть приемы реконструкций латеральных тектонических потоков разного динамического типа. В этом обобщении должны найти свое место относительно новые публикации автора (т.е. актуальные – пока еще вызывающие дискуссии). Но при этом имеется привычная для автора тема: каким-то образом привести в движение («оживить», кинематизировать) ранее геологическую неживую природу методами структурной геологии.

Конечно, эта тема интересует многих коллег: относительно недавно вышла в свет масштабная коллективная монография, посвященная широко обсуждаемой проблеме латеральных тектонических потоков (под редакцией М.Г. Леонова) [Латеральные..., 2013; Леонов, 2013]. В этой книге путем использования современных методов широко анализируется проблема мобильности литосферы (ее относительной нежесткости), и одна из выразительных иллюстраций этого – приводятся факты, показывающие, как так называемые инденторы (по определению, это как бы жесткие орудия деформации) сами выступают, в свою очередь, в роли пластифицированных тектонических элементов.

Ключевой фразой вышеназванной темы (в трактовке автора монографии) является «каким-то образом». Это означает, что основным предметом монографии станет исследование кинематики тектонических движений; а для этого будут привлечены собственные специальные методики, освещаемые в книге (ранее предполагалось, что эта монография будет сугубо региональной: интересно было и взаимодействие разновозрастных кайнозойских стрессов, идущих от разных источников напряжений). Однако эта (более ранняя) идея не осуществилась, победила тема кинематики (плюс методика), развивавшаяся особенно долго и с некоторыми колебаниями.

В результате, в монографию включены три методических раздела. Два из них более крупные (для реконструкций латеральных потоков разного динами-

ческого типа) и один небольшой, предназначенный для анализа взаимодействия разных стресс-режимов в новейшей вертикальной динамической стратификации Русской плиты. Кроме того, в монографию включена краткая специальная методическая глава, содержащая необходимые справочные сведения, недостаточно освещенные в литературе: например, компьютеризированные реконструкции поля новейших напряжений, генерализующие мезоструктурные данные для платформы, а также авторские способы интерпретации линеаментов гидросети, содержащие некоторую информацию о характере новейшего поля напряжений на Восточно-Европейской платформе.

Учитывая методическую направленность данной монографии, сначала напомним значение известных структурно-геологических терминов «динамика» и «кинематика» деформации. Первый из них означает горизонтальную диспозицию осей напряжений противоположного знака (и соответственно определенного направления); сжатие показывается встречными стрелками, растяжение – растягивающими стрелками, а сдвига – проскальзывающими (одна относительно другой). Диспозиция разных нормальных и касательных (сдвиговых) стрессов обычно бывает стационарной («закрепленной» к горизонтальной плоскости), но это только на какой-то момент времени, и изменится лишь при смене заданного характера поля напряжения. Характер деформации (динамический стресс-режим, тип поля напряжения) обозначается от ведущего напряжения: сдвиговый стресс-режим, надвиговый стресс-режим, сбросовый стресс-режим.

В отличие от *динамики* напряжений и деформаций, термин «кинематика» употребляется более свободно. Так, это может быть *кинематика деформации*, и при общем определенном поле напряжений результат деформации может быть различным или даже нулевым – это зависит от сопутствующих кинематических условий деформации, например, подвергающийся поперечному горизонтальному сжатию брус сможет удлиниться в каком-то направлении, а в противоположную сторону движение может вообще отсутствовать.

Когда же рассматривается кинематика деформации какого-либо тела, вместо привычных динамических терминов (*сжатие, растяжение, сдвиг*) принято употреблять кинематические термины: *укорочение, удлинение* и *сдвиг* (почемуто отдельного термина для сдвига нет: он заимствован из ряда вышеуказанных динамических терминов). Зато в этой, *деформационной*, терминологической номенклатуре присутствует свой собственный «сдвиг» – для деформации цельного тела: *чистый сдвиг и простой сдвиг*. Точный смысл этих двух терминов можно найти в геологических словарях и энциклопедиях; но значение первого термина – это укорочение тела и компенсирующее удлинение в перпендикулярном направлении. При чистом сдвиге такая деформация сопровождается поворотом диагональных материальных волокон в сторону оси растяжения. Простой сдвиг означает широкую зону скашивания, в которой максимальный

поворот испытывают материальные волокна, перпендикулярные к плоскости сдвига, тогда как лежащие в последней волокна вообще не вращаются. Простой сдвиг можно образно представить одним из двух параллельных «рельсов», по которым плавно и прямо катится какой-либо латеральный тектонический поток. При этом чистый сдвиг (как и простой) может осуществляться в обеих плоскостях: горизонтальной и вертикальной.

Чаще же в тектонике термин «кинематика» используется для рассмотрения направления именно латеральных перемещений, и такое (*векторизованное*) направление движения показывается стрелкой, как, например, в тектонике плит или при демонстрации современных движений масс, реконструктируемых с помощью GPS-геодезии. Во многих тектонических работах автора, относящихся к реконструкциям согласованных латеральных движений целой системы блоков, такие реконструкции (обычно картографические) называются *геокинематическии*, или в общем это геокинематический, или структурно-кинематический, анализ); в монографии встречаются подобные карты. Одновременно в названии или содержании книги можно увидеть термины «кинематика» или терминологические обороты «кинематическое взаимодействие...», «кинематическая асимметрия...», «кинематические условия...» и пр.

Но наряду с широкоупотребительным значением кинематики как направления именно латерального движения мы иногда сталкиваемся с «кинематическими условиями...» движения (неважно, латеральными, вертикальными или какими-либо еще). Так, при анализе возможности вертикальных или горизонтальных смещений по разрывам разного знака возникает необходимость учета гравитационной нагрузки. Например, сильное геократическое давление вышележащих пород (например, мощного чехла платформы) может препятствовать горизонтальному смещению вдоль сдвигов на глубине; такая особенная кинематическая ситуация подробно разбирается в разделе «Вертикальное кинематическое взаимодействие стресс-режимов: стратификация новейшего поля напряжений Русской платформенной плиты».

Таким образом, во Введении четко обозначена основная тема авторского обобщения (кинематическая), и можно перейти к методике, однако сначала будет удобнее обсудить анализируемую в монографии территорию, после чего станет уже легче перейти к методике. Что касается выбора основной региональной области анализа материала, она для автора одна и та же: Кавказско-Копетдагская линия орогенов и прилегающая часть Восточно-Европейской платформы. Хотя ранее, кроме вышеозначенного региона, автор сильно расширял свои интересы к методическому материалу по сдвиговой тектонике для всего Альпийско-Гималайского орогенического пояса, где главным тематическим предметом явилось происхождение структур латерального выжимания (в международной литературе именуемых по-разному: горизонтальными протрузиями или экструзиями, но нередко – структурами удаления: escape structures – эскейп-структурами).

Вряд ли стоит комментировать неоправданно огромный масштаб рассмотрения: это был на самом деле наполеоновский проект – за плечами автора было примерно 30 лет работы, и уж сколько страниц литературы (большей частью на английском языке) было прочитано. Однако в результате публикации на эту тему имели живой отклик: вышла монография [Копп, 1997] и ряд сопутствуюцих статей [Копп, 1979, 1981, 1989, 1991<sub>1-2</sub>,1999, и мн. др.]. Автора пригласили на кафедру исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ читать спецкурс по коллизионной и сдвиговой тектонике магистрантам кафедры. Этой небольшой педагогической практикой я был вполне удовлетворен: главным образом, там задавались интересные вопросы по существу – и тем самым удалось убедиться, что методика изучения горизонтальных тектонических движений (именно в сдвиговом поле напряжений) по-прежнему интересует аудиторию.

Это позволило автору уберечься от переоценки своих результатов и тем самым заставило отдалиться от участия в интенсивном творчестве в сдвиговой тектонике, при том что знания по данному предмету будут востребованы и дальше.

Учитывая последнее, приведем некоторые направления внедрения возможных результатов, которые, возможно, будут полезны для более широкого освоения сдвиговой методики интересующимися исследователями. Во-первых, материал по коллизионным орогенам Копетдага и Большого Кавказа включен (с сокращениями) в сдвиговый раздел настоящей монографии и рассматривается только в методическом ключе, с учетом региональных особенностей этих орогенов. Во-вторых, методика исследования индентационных структур удаления Восточно-Европейской платформы отдельно рассматривалась в специальной монографии («Мобилистическая неотектоника платформ Восточной Европы») [Копп, 2004; Копп и др., 2014<sub>1</sub>]. В-третьих, в данную монографию включен новый материал, относящийся к особенностям реконструкции погребенного на глубине Русской плиты новейшего сдвигового поля напряжений, с ее мощным чехлом.

Вот теперь можно перейти к вопросу выбора методики (или одновременно разных методик) реконструкций горизонтальных движений. Реконструкции, делавшиеся многочисленными авторами в сдвиговом стресс-режиме, были очень интересными и завоевали широкую популярность во всем мире. (Чего стоит всеобщий марш ороклинов любого масштаба: латеральных экструзий или протрузий, сигмоид, геофлексов, структур домино, горизонтальных складок, грабенов и диапиров, также горизонтальных, геодинамических убежищ и пр.). Несколько самых последних терминов – продукт самодеятельности автора.

Однако интересующихся молодых исследователей сдвиговой тектоники всетаки надо было бы научить расшифровывать все эти экзотические диковинные конструкции, и в предлагаемой книге найдутся удобные иллюстрации и поясняющие тексты. При этом следует отчетливо понимать, что все это – атрибуты только коллизионной тектоники, где сдвиговый стресс-режим выступает вместе с надвиговым. А как тогда быть с реконструкциями латеральных движений в рифтах, где сдвиги встречаются на втором месте, а многочисленные сбросы завоевывают все пространство? Причина такой выразительности структурных рисунков сдвигового стресс-режима очень проста: при его действии присутствует одна из трех главных нормальных осей напряжений – горизонтальная (для латеральных движений, самая существенная) ось растяжения  $\sigma_1$ . Другая нормальная ось, тоже горизонтальная, – промежуточная ось  $\sigma_2$ . Кроме того, обе оси действия не только нормальных, но и касательных (сдвиговых) напряжений тоже горизонтальны. Таким образом, вся диспозиция осей – как нормальных, так и касательных – напряжений работает на общее удлинение деформируемого объема вдоль латерали.

Итак, ввиду исчерпанности работы со сдвиговой тектоникой (во всяком случае для автора), при сохраняющемся интересе к реконструкциям кинематики латеральных движений, приходится искать новые направления поиска среди двух оставшихся динамических стресс-режимов: надвигового и сбросового. Первый практически отпадает, так как во время его действия ось растяжения вертикальна, и некоторые движения осуществляются только вдоль горизонтальной промежуточной оси  $\sigma_2$ . Зато остается сбросовый стресс-режим: при его действии латеральное движение может происходить вдоль горизонтальной главной оси растяжения  $\sigma_1$  и еще одно, второстепенное латеральное движение – вдоль оси  $\sigma_2$ .

Учитывая возможности сбросового стресс-режима, автор разработал модель кинематически асимметричного растяжения, использующую дугообразные структуры растяжения как индикатора вектора направления латерального перемещения. Предварительно этому помогло всестороннее обдумывание возможных кинематических условий латерального перемещения при растяжении, а также анализ методической литературы и некоторые структурно-геологические наблюдения в грабене Эль Габ, в зоне Левантинского трансформного разлома в Сирии. Но особенно оказалось полезным для данной темы исследование результатов постколлизионного гравитационно-тектонического внутриплитного растяжения Восточно-Европейской платформы: там обнаружены признаки автономной деструкции антеклиз, проявившиеся в разнонаправленных латеральных движениях внутри платформы. Работа над упомянутой моделью с самого начала до ее первой публикации [Копп, 2011] заняла почти 20 лет, а публикация первых новых результатов состоялась несколько позже [Копп, 2017<sub>1-2</sub>, 2020]. Соответственно и в этот раз переход на новую (уже «послесдвиговую») методику произошел спустя те же примерно 30 лет: история повторяется.

Таким образом, в настоящей монографии методика рассматривается в отдельных главах для сдвигового и сбросового стресс-режимов. При этом методика реконструкции сдвигового стресс-режима базируется на анализе структурных ансамблей и соответствующих им структурных рисунков, а сбросового режима – путем использования дугообразных дизьюнктивных структур растяжения. Этот методический блок монографии объединен общей темой под названием «Структурные рисунки...», где важно учитывать именно латеральное взаимодействие разных деформаций и соответствующих движений внутри какого-либо латерального тектонического потока.

Наряду с обширной темой латеральных тектонических потоков в монографии отведено небольшое, но важное место диагностике характера и роли глубинных напряжений и деформаций в Русской платформенной плите. Там платформенный чехол особенно мощный, и до сих пор почти нет никаких надежных сведений о типе глубинного поля напряжений – хотя результаты бурения и геологической съемки показывают наличие глубинных надвигов и сдвигов. Как многими считается, на глубине платформы имеет место горизонтальное сжатие (об этом свидетельствуют мезотектонические данные и результаты анализа структурных рисунков). Однако характер глубинного сжатия требует более определенной квалификации, и действительную трудность при этом представляет недостаток сдвиговых зеркал скольжения: хотелось бы точнее определить динамическую обстановку на глубине; этот вопрос давно существует [Копп, 2004; Копп и др., 2014<sub>1</sub>].

Согласно предположению автора, причина этого – кинематические условия: сильное геократическое давление вышележащих пород (в частности, очень мощного осадочного чехла Русской плиты) может препятствовать горизонтальному смещению вдоль сдвигов на глубине, и эта особенная кинематическая ситуация подробно разбирается в специальном разделе «Вертикальное кинематическое взаимодействие стресс-режимов: стратификация новейшего поля напряжений Русской платформенной плиты». Решение данного вопроса проводилось на основе мезоструктурных наблюдений, с привлечением анализа макроструктурных рисунков. Использование указанных методик позволило не только уточнить вертикальные взаимодействия глубинных стресс-режимов, но и исследовать возможность использования поверхностных мезоструктурных парагенезов разного типа для прогноза и оконтуривания глубинных локальных структур разного типа: надвигов и сдвигов.

## ЧАСТЬ 1

## НЕОБХОДИМЫЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСПОЛЬЗОВАННОЙ МЕТОДИКЕ

Решение вопросов данной монографии требует углубленного анализа новейшей динамики – вариаций поля напряжений рассматриваемой территории, а также кинематики – направлений происходящих в этом поле латеральных перемещений блоков по отношению к действующим стрессам и соседним структурам. Для того и другого, прежде всего, привлекались макроструктурные данные о разрывах разного кинематического типа – и это, конечно, не требует никаких комментариев. Приходилось только по мезоструктурным данным уточнять кинематический знак слабо выраженных на поверхности или разбуренных разрывов. В целом же для платформенной (восточно-европейской) части изучаемой территории использовались мезотектонические реконструкции новейшего (позднекайнозойского) поля напряжения, а для плиоцен-четвертичной составляющей последнего – линеаментов гидросети, что необходимо для реконструкции особенностей поля напряжения платформы на участках сплошного отсутствия позднекайнозойских пород. Это важно выяснять, учитывая дробность тектонических фаз внутри позднего кайнозоя (например, в позднем эоцене-олигоцене и в плиоцене-квартере: движения последней фазы наложились на предыдущие). Как показано автором [Копп, 2004, 2011; Копп и др., 2014; см. главу «Необходимые сведения...» и прилагаемые рисунки], результаты дешифрирования линеаментов разной морфологии (указывающие на их кинематический знак в разных местах) весьма выразительны и согласуются с мезотектоническими реконструкциями напряженно-деформационного состояния платформы.

### Структурно-динамический анализ по реконструкциям новейшего напряжения Восточно-Европейской платформы (с использованием мезоструктурных данных) и их чтение

Динамика деформации реконструировалась с использованием значительного (более 12 000) массива замеров мезоструктурных стресс-индикаторов (зеркал скольжения, жил, стилолитов и т.п.) в разновозрастных (девон – квартер) породах платформенного чехла. К ним ко всем предъявлялось единственное требование – чтобы их новейшая (или, по крайней мере, кайнозойская) деформация была главной в их истории. Попыток же вычленить новейший вклад в суммарную деформацию палеозойских ядер Урала и Донбасса нами не делалось из-за неразработанности бесспорных критериев, зато широко привлекались замеры в дислоцированных позднемезозойско-неогеновых слоях на крыльях этих орогенов. Первичные результаты наблюдений представлены стереограммами для каждой точки наблюдений, и, кроме того, синоптические стереограммы плотности мезоструктур разной кинематики для крупных тектонических доменов опубликованы в работах [Копп, 2004; Копп и др., 2014<sub>1-2</sub>] и сопутствующих статьях.

Региональные вариации поля напряжений демонстрируются его трехмерной (3D) (рис. 1.1, 1.2) моделью трех стресс-режимов: сдвигового, взбросового и сбросового, синтезированной О.И. Гущенко, Н.Ю. Васильевым и А.О. Мострюковым с использованием структурно-кинематического метода О.И. Гущенко [Гущенко, 1982, 1996, 1999; Васильев и др., 2012]. Репродуцированная на горизонтальную картографическую основу, эта модель (общая для трех стресс-режимов) показывает поле напряжений в его непрерывном виде (с постепенной сменой на местности стресс-режимов разного типа) и с точными ориентацией и направлением наклона осей главных нормальных напряжений. Благодаря последней опции используемая программа дополнительно компенсирует неизбежное искажение прямых углов между сопряженными осями главных нормальных стрессов противоположного знака при трансформации наклонных линий в трехмерном пространстве на горизонтальную плоскость. Это достигается тем, что программа обеспечивает графическое восприятие направления и крутизны наклона линий: сам наклон направлен от центральной точки символа напряженного состояния, а его крутизна обратно пропорциональна длине проекции соответствующей оси на горизонтальную плоскость.

Тип стресс-режима здесь легко определяется по взаимной конфигурации горизонтальных проекций двух главных осей нормальных напряжений проти-

воположного знака (см. рис. 1.2). Из полного ряда выделяемых в структурной геологии стресс-режимов, действующих в горизонтальной плоскости [Delvaux et al., 1997], представительность собранного мезоструктурного материала и необходимый для его обобщения уровень генерализации позволяют выделить три главных режима: горизонтальное сжатие, или надвиговый режим, горизонтальное растяжение, или сбросовый режим, и горизонтальный сдвиг, или сдвиговый режим.

Наряду с другими стресс-режимами выделяется и особый стресс-режим вертикального сдвига: когда сопряженные оси главных нормальных напряжений противоположного знака находятся на общем простирании (см. рис. 1.2), но при этом косо наклонены в противоположные стороны к горизонту, при этом образуя между собой прямой угол в вертикальной плоскости. Этот стресс-режим, особенно характерный для платформенных плит, возникает при наклонном положении осей действующих напряжений, а в мезотектоническом материале представлен широким распространением субвертикальных зеркал скольжения со штриховкой по падению зеркала или наклоном штриховки (указывающим на сдвиговую компоненту); иногда встречаются при взбросовом режиме и субгоризонтальные зеркала скольжения. В значительной мере проявление данного стресс-режима – результат динамической расслоенности коры платформенной плиты, подвергшейся воздействию наложенных горизонтальных давлений. Из-за этого инициированые движениями соседних плит горизонтальные стрессы распространяются вширь через жесткий фундамент платформы, тогда как вверх, проходя через мягкий чехол, гасящий напряжения, они передаются лишь в ослабленном виде (подробнее см. [Копп, 2004; Копп и др., 2014]). Соответственно в верхах чехла (где как раз проводятся мезотектонические наблюдения) деформация в существенной мере имеет отраженный характер, и над козырьками глубинных надвигов нередко развиваются участки растяжения, а по бортам валов – субвертикальные разрывы «взрезового» типа (термин В.В. Белоусова). Доказанные примеры такого рода – Саратовские и Вятские дислокации [Копп, 2004; Копп и др., 2014<sub>1-2</sub>].

Эти отраженные деформации в верхах чехла являются фоновыми, и при повышении уровня генерализации их представительность снижается: они выпадают из статистики. (Это помогает, в свою очередь, обратить внимание на мезоструктурные парагенезы, связанные с действием глубинных горизонтальных напряжений.) Однако, по нашим наблюдениям, участки распространения «взрезового» режима все-таки иногда образуют устойчивые ареалы и при высокой генерализации, дальше попробуем предложить этому свое объяснение. По нашим наблюдениям, это бывает при компенсации каких-то напряжений одного знака напряжениями противоположного знака (как это произошло с Доно-Медведицкими дислокациями на Русской плите) [Копп, Тверитинова, 2001].

#### КИНЕМАТИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СТРЕСС-РЕЖИМОВ



Возможность использования наклонов осей напряжений, кроме того, оказалась эффективной для анализа динамики деформации и кинематики в платформенной плите с мощным чехлом. При этом, как выяснилось на практике, направления наклонов осей сжатия, с одной стороны, и осей растяжения – с другой, вызваны своими фундаментальными причинами. Оси сжатия чаще наклонены по направлению регионального давления, вызывающего пододвигание блоков, а оси растяжения отражают кинематику компенсирующих сжатие перемещений материала (подробнее см. [Копп, 2017<sub>1</sub>; Копп и др., 2014]). Далее будет показана результативность использования информации такого рода (особенно в аспекте поведения оси растяжения) и для решения вопросов настоящей работы. **Ч Рис. 1.1.** Схематическая карта кайнозойских структур и напряжений востока Русской плиты и Урала [Копп и др., 2014<sub>1-2</sub>].

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 (а – установленные, б – 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-Манычский вал, 3 – Персиановский взброс, 4 – Северодонецкий взброс, 5 – Среднедонской новейший уступ, 6 – Доно-Медведицкие дислокации, 7 – Балыклейские 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-Циинский 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

### Структурно-кинематический анализ кинематики латеральных перемещений (геокинематический анализ)

Расшифровка латеральных согласованных перемещений блоков в общем регионе исследования (орогены коллизионной зоны и прилегающая часть Восточно-Европейской платформы) проводилась с помощью приемов разрабатываемого автором структурно-кинематического (геокинематического) анализа. Согласованность определяется нахождением этих блоков в едином поле напряжений, а специфика – тем, что их предпочтительные направления движений



◄ Рис. 1.2. Схема, облегчающая правила определения типа стресс-режима на трехмерной модели напряженного состояния, проецированной на горизонтальную плоскость (см. рис. 1.1).

А – режим горизонтального сжатия (надвиговый): ось главного нормального сжатия горизонтальна, ось главного нормального растяжения вертикальна, ребро прямого двугранного угла между плоскостями действия этих напряжений горизонтально (пунктирная линия); Б – режим горизонтального растяжения (сбросовый): ось главного нормального растяжения горизонтальна, ось главного нормального сжатия вертикальна, ребро прямого двугранного угла между плоскостями действия этих напряжений горизонтально (пунктирная линия); В – режим горизонтального сдвига (сдвиговый): оси главных нормальных напряжений сжатия и растяжения горизонтальны, ребро прямого двугранного угла между плоскостями действия этих напряжений вертикально (точка, совпадающая с центром символа напряженного состояния), Г – режим вертикального сдвига («взрезовый»):

ортогональные одна к другой оси главных нормальных напряжений сжатия и растяжения находятся на одном простирании, но при этом косо наклонены к горизонту в противоположных направлениях, ребро прямого двугранного угла между плоскостями действия этих напряжений горизонтально; Д – режим наклонного сдвига: ортогональные одна к другой оси главных нормальных напряжений сжатия и растяжения косо наклонены к горизонту, ребро прямого двугранного угла между плоскостями действия этих капряжений скатия и растяжения косо наклонены к горизонту, ребро прямого двугранного угла между плоскостями действия этих напряжений тоже наклонено (стрелка – в сторону наклона).

1 – горизонтальная проекция оси главного нормального сжатия, 2 – то же, оси главного нормального растяжения, 3 – центральная точка символа напряженного состояния (и одновременно для В, – горизонтальная проекция вертикальной промежуточной оси нормальных напряжений (иначе – проекция ребра прямого двугранного угла между плоскостями действия главных нормальных напряжений противоположного знака), 4 (для А–Б, Г) – горизонтальная проекция ребра прямого двугранного угла между плоскостями действия главных напряжений противоположного знака), 4 (для А–Б, Г) – горизонтальная проекция ребра прямого двугранного угла между плоскостями действия главных напряжений противоположного знака, 5 (только для Д) – горизонтальная проекция наклоненного, по стрелке, ребра прямого двугранного угла между плоскостями действия главных нормальных напряжений противоположного знака.

Примечание: знаки 4 и 5 отсутствуют на рис. 1.2 во избежание перегрузки рисунков

зависят от неоднородностей среды или самого нагружения. Эти обстоятельства, при их наличии, создают кинематическую асимметрию напряженного состояния: когда противоположные крылья какого-либо разрыва поставлены в неравные условия и лишь одно из них, благодаря меньшему сопротивлению среды, получает ускорение [Копп, 2011, 2017<sub>1-2</sub>]. Изучая структуры, компенсирующие смещение, можно установить направление вектора транспорта горных масс относительно более крупных структур, а также путем сопоставления с независимыми данными, сделать заключение относительно предполагаемых причин латерального перемещения.

В основе геокинематического анализа находится метод структурных парагенезов [Лукьянов, 1991], в деталях же специфика применения этого анализа рассматривалась для разных стресс-режимов: сдвигового [Копп, 1997], надвигового [Копп, 2007] и сбросового [Копп, 2017<sub>1-2</sub>, а также см. в настоящей книге]. Для сбросового стресс-режима оказалось полезным использование очертаний в плане дизьюнктивных структур растяжения: дугообразный изгиб образуют только те из них, которые, возникнув в общем поле напряжений с прямолинейными структурами растяжения, формируются при кинематически асимметричной моде последнего. При этом облегченное движение испытывает то крыло дугообразной структуры, которое выдвигается от вогнутой стороны образуемой ею дуги. Обоснование этого методического приема и результаты его апробации для конкретных обстановок содержатся в работах [Копп, 2017<sub>1-2</sub>] (см. также главу, относящуюся к латеральным тектоническим потокам сбросового типа, и кинематическую модель).

Таковы базовые положения геокинематического анализа, но при его практическом применении (помимо пространственных соотношений макроструктур разного знака и их очертаний в плане) необходимые сведения удавалось получить, привлекая и особенности мезоструктур, замеряемых для определения напряженного состояния.

Например, полевые наблюдения позволяют разделить сдвиги со сжатием или, напротив, растяжением поперек сместителя (транспрессионные и транстензионные). Первые из них стеснены в движении, тогда как по вторым движение облегчено. Соответственно предпочтительное перемещение испытывают те крылья сдвигов или блоки, по краям которых из двух потенциально возможных систем сопряженных сдвигов (левых или правых) реализуется развивающаяся в условиях транстензии (рис. 1.3). Например, в области находящихся по соседству Воронежской антеклизы и Прикаспийской синеклизы предпочтительнее возникают левые сдвиги со смещением к находящейся к востоку синеклизе. Далее, выше уже отмечалось, что важную кинематическую информацию предоставляют и реконструированные по мезоструктурным замерам наклон и ориентация оси растяжения. Как это видно в приведенном примере (при высокой генерализации мезоструктурных данных), оси растяжения погружаются в разных направлениях от Воронежского массива (взятого с Токмовским сводом) к соседним новейшим прогибам (рис. 1.4, см. также рис. 1.1, 1.2).



▲ **Рис. 1.3.** 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., 2014<sub>1-2</sub>].

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–Д – 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), Д – 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



▲ Рис. 1.4. 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., 2014<sub>2</sub>]: красные – оси сжатия или укорочения, синие – оси растяжения или удлинения. Наклон осей направлен от центральной точки символа, величина наклона обратно пропорциональна длине штриха

# Структурно-динамический анализ линеаментов гидросети

Линеаменты с 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. Но, на наш взгляд, гораздо более общим правилом является отражение в таких эрозионных рисунках системы региональных неотектонических напряжений [Копп, 2004, 2011; Копп и др., 2014<sub>2</sub>]. Тем самым, мы полагаем, что ориентировка горизонтальных проекций траекторий напряжений проявляется в рельефе благодаря препарировке мелких и частых *трещин разгрузки напряжений*. Это – известный термин, принятый в горной механике (англ. *release joints* или *stress release joints*) [Mandle, 2005] для релаксации законсервированных в горном массиве тектонических 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 разгрузки такого рода (рис. 1.5).

Трещиноватость разгрузки определяет ориентацию проникающих напряжений, способных формировать равномерно распределенные в горном массиве и многопорядковые поверхности разрушения, характерные для всей обла-



▲ **Рис. 1.5.** 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 линями обозначены направления проникающей тектонической делимости, соответствующей простиранию многопорядковых трещин разгрузки тектонических напряжений сти 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 естественной боковой миграции достигает территории, где тип тектонического нагружения меняется в региональном плане, это автоматически должно сказаться и на приспособлении к изменившейся ситуации новых плановых очертаний долины. Сответственно, 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.

Такое понимание природы линеаментов имеет принципиальное методическое значение для изучения динамики формирования платформ. Оно демонстрирует (для территорий с невыразительными на поверхности тектоническими деформациями) возможность картирования горизонтальных новейших напряжений по особенностям эрозионного ландшафта – причем, что существенно, позволяет это делать, невзирая на отсутствие крупных разрывов и не прибегая к искусственной необходимости их непременно найти. Отсюда, конечно, не следует, что какая-либо зона релаксации напряжений того или иного знака не может где-либо оказаться выраженной более заметными деформациями на глубине, но это требует своего доказательства.

Опираясь на эти основные положения, можно перейти к характеристике наиболее очевидных признаков проявления новейших напряжений разного знака в особенностях рисунков гидросети и в других чертах эрозионного рельефа. Оказалось, что разные стресс-режимы (сжатие, растяжение или горизонтальный сдвиг) не только имеют свои отличительные черты, но и проявляются в рельефе в неодинаковой степени.

### Признаки горизонтального растяжения

В рельефе такие признаки выражены лучше таковых сдвига и сжатия – причем, заметим, что, по нашим наблюдениям, не только для платформ, но и для орогенов. Это связано с большей (по сравнению с новейшими надвигами и взбросами) дезинтегрированностью и рыхлостью сбросовых брекчий и, по данной причине, лучшей препарировкой поверхностей сбросов. Напротив, характерный для надвигов режим поперечного сжатия приводит к бо́льшей уплотненности и притертости принадвиговых зон брекчирования, и поэтому они лучше сопротивляются денудации. Так, в сирийских Пальмиридах (возникший из авлакогена внутриплитный ороген молодого, плиоцен-четверичного, возраста) самые широкие и глубокие долины проходят по линиям поперечных сбросов [Копп, Леонов, 2000]. Кроме того, сдвиговые и особенно сбросовые тектонические контакты хорошо обнажены, и там же идеально зачищены, а иногда образуют очень крупные (десятки и даже первые сотни метров) зеркала скольжения. Напротив, параллельные надвигам продольные долины, хотя они гораздо длиннее поперечных, обычно не следуют непосредственно вдоль надвигов, а развиваются на удалении от них, разрабатывая рыхлые молассовые толщи неогена в ядрах синклиналей. По этим причинам надвиговые зеркала скольжения можно увидеть лишь после тщательной расчистки. Все эти наблюдения позволила сделать идеальная обнаженность геологических структур в условиях аридного климата Аравийского полуострова.

На Русской равнине среди морфоструктурных рисунков, связанных с предполагаемым растяжением, наиболее характерны три их разновидности.

1. К первой из них относятся в целом прямолинейные, но при этом часто зигзагообразной («рваной») формы в плане долины – предполагаемое выражение зарождающихся мегатрещин отрыва (рис. 1.6): их противоположные склоны могут быть графически совмещены наподобие бортов рифтовых трогов. Разумеется, это не подразумевает никакого действительного раздвижения краев долины на уровне земной поверхности, тем более с амплитудой, сопоставимой с шириной ее днища, однако возможно облекание более глубинных впадин раздвигового типа, либо релаксация в области бортов долины растягивающих стрессов, которые способны со временем привести к некоторому раздвижению бортов. При этом форма в плане таких долин коренным образом отличается от плавной извилистости свободно меандрирующих рек на ровных участках: в данном случае изгибы образованы прямолинейными отрезками, сочленяющимися под резким углом или кулисно. Долины такого рода обычно аномально расширены (по сравнению с долинами других простираний), а в поперечном профиле чаще бывают симметричными и корытообразными. Обычной является группировка множества таких расширенных субпараллельных долин в «рои», указывающие на распределение одних и тех же растягивающих напряжений на широкой площади. Характерный пример – осевая зона Окско-Донского меридионального новейшего прогиба с долинами рек Битюг, Савала, Токай, Цна и др. (см. рис. 1.6). Субмеридиональное простирание самих рек и их вытянутого роя увязывается здесь и с другими (структурногеологическими) признаками субширотного растяжения в рассматриваемом прогибе [Копп, 2004].

2. Вторую группу рисунков гидросети, связанных с растяжением, составляют также в целом прямолинейные и группирующиеся в рои (параллельного внутреннего строения) долины; однако они принципиально отличаются от долин первого вида непременной резкой асимметрией в поперечном сечении,



▲ **Рис. 1.6.** Долины предполагаемого раздвигового происхождения в осевой полосе Окско-Донского новейшего прогиба). А – цифровая модель рельефа, Б – схема дешифрирования.

1–5 – линии долин с признаками горизонтальных смещений: 1 – взбросовых, 2 – сдвиговых, 3 – сбросовых, 4 – со смещением по падению сместителя, без спецификации, 5 – раздвигового (отрывного) типа; 6 – прочие линеаменты; 7 – позднечетвертичные впадины; 8 – оси водоразделов

при этом асимметричны и сопряженные с долинами водоразделы. В итоге возникает «пилообразный» топографический профиль с одинаковой (например, восточной на западном борту Окско-Донского прогиба) экспозицией крутых склонов. Группы дробно чередующихся долин и водораздельных гряд, с общим знаком поперечной асимметрии, напоминают домены субпараллельных наклонных блоков в рифтовых областях, где такая асимметрия вызывается общим скашиванием (деформацией простого сдвига) структур в вертикальной плоскости, сопряженным с растяжением.

3. Наконец, к особой третьей категории морфоструктур предполагаемого растяжения принадлежат крупные тектоно-денудационные уступы, по всей длине изогнутые в виде правильных дуг (рис. 1.7). При этом экспозиция и вогнутость этих геоморфологических амфитеатров обращены по уклону рельефа. По этим признакам данные амфитеатры напоминают стенки отрыва цирковых



оползней, но их колоссальные размеры (до нескольких сот километров) полностью исключают возможность их отнесения к обычным экзогенным оползням (подробнее см. в [Копп, 2011; Копп и др., 2014<sub>2</sub>]). С другой стороны, именно

◀ Рис. 1.7. А – округлые выемки-амфитеатры огромного (десятки–первые сотни км) размера крутого левого борта долины Волги между Нижним Новгородом на цифровой модели рельефа, Б – их кинематическая интерпретация (Копп и др., 2014<sub>2</sub>).

На врезке – уступ Волги как зона правосдвиговой транстензии, состоящая из парагенетически сопряженных трещин и малоамплитудных разрывов разной кинематики.

1 – уступ высокого левого берега Волги, 2 – крупнейшие притоки Волги, 3 – нижний (пойма и 1-я терраса) этаж долины Волги, 4–5 – точки мезоструктурных наблюдений и горизонтальные проекции осей деформации (черные – установленные по замерам в породах перми, серые – то же, в плиоцен-нижнечетвертичных породах); кинематика осей: 4 – укорочение, 5 – удлинение; 6 – некоторые линеаменты.

Условные обозначения к врезке: 1 – южный борт долины, представленный в виде зоны концентрации новейших малоамплитудных нарушений, 2–4 – кинематика нарушений, установленная по результатам мезотектонических замеров, дополненных анализом геометрии линии уступа: 2 – взброс, 3 – сдвиг, 4 – сброс или отрыв; 5 – кинематика определена предположительно, 6 – нарушения неустановленной кинематики, 7–8 – обобщенные горизонтальные проекции осей деформации: 7 – укорочения, 8 – удлинения, 9 – позднечетвертичные впадины пулл-апартовой(?) природы

такие размеры характерны для дугообразных сбросов, часто встречающихся в рифтах, и это позволяет сделать вывод о том, что в рассматриваемых нами условиях геоморфологические амфитеатры являются индикаторами зон релаксации сбросовых растягивающих напряжений (см. главу о методических реконструкциях латеральных потоков сбросового стресс-режима).

### Признаки обстановки горизонтального сдвига

Доказанные геологическими данными обнаженные сдвиги единичны в рассматриваемой платформенной области, но, судя по многим особенностям структурного рисунка платформенного чехла: частому проявлению кулисности в расположении валов, резких искривлений их осевых линий, сопровождающихся изменением знака поперечной асимметрии – своего рода «вергентности», все это заставляет полагать, что на глубине сдвигов должно быть гораздо больше.

В строении долин сдвиговая деформация часто проявляется в кулисной ступенчатости отрезков долин (рис. 1.8), которая по направлению «занозистости» помогает определить знак сдвига: лево- или правосторонний. На сочленениях кулис вдоль зоны предполагаемого по рельефу сдвига в ряде мест встречаются ритмично расположенные расширения долины, напоминающие впадины pull apart (см. рис. 1.8). Яркие примеры кулисности долин и связанных с ней пуллапартовых расширений показывают долины таких крупных рек, как Северский Донец, Дон в его среднем течении (между Воронежем и Лисками), Вятка в нижнем течении.



▲ **Рис. 1.8.** Новейшие сдвиги в юго-западном углу Окско-Донского новейшего прогиба. А – цифровая модель рельефа, Б – схема дешифрирования. 1–6 – см. рис. 1.1; 7 – пулл-апартовой (?) природы присдвиговые расширения долин; 8 – участки подпруживания долин поперечными линеаментами; 9 – позднечетвертичные впадины

Еще один способ установить проявление сдвиговой деформации и при этом уверенно определить ее знак предоставляют наблюдения рисунков разветвления рек (рис. 1.9): некоторые из них напоминают характерное расщепление магистрального сдвига (так называемый сдвиговый веер – wrench fan, fan splaving). Конкретный знак изгиба оперяющих ветвей затухающего сдвига зависит от их принадлежности к квадранту сжатия либо растяжения (в соседних крыльях он противоположен), но в обоих случаях эти ветви плавно выгибаются по ходу смещения соответствующего крыла магистрального сдвига. В рассматриваемой территории подобные сдвиговые веера угадываются в разветвлениях многих долин, но особенно эффектный сдвиговый веер демонстрируют истоки р. Урал (Илек, Сакмара и др. – см. рис. 1.9, Б, В). Выраженная таким способом региональная неотектоническая левосдвиговая деформация, сосредоточенная в узкой широтной зоне вдоль всего северного края Прикаспийской синеклизы, она же наглядно проявляется и в структуре платформенного чехла образованием серии субмеридиональных валов, компенсирующих сжатием общее смещение масс к востоку в южном крыле субширотного мегасдвига (рис. 1.10) (подробнее см. в [Копп, 2004; Копп и др., 2014<sub>2</sub>]).





▲ **Рис. 1.9.** Рисунок разветвления долин как один из индикаторов сдвига.

А – структурный рисунок области веерообразного расщепления сдвига (принципиальная схема, план) [Копп, 1997]. Ветви веера дугообразно изогнуты, но в разных крыльях сдвига – в противоположные стороны по отношению к его линии: выпуклость изгиба направлена по смещению его соответствующего крыла – более подробное объяснение см. в работе.

1 – разрывы 1-го порядка; 2 – разрывы 2-го порядка; 3 – сдвиги; 4 – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); 5 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); 6 – квадрант сжатия; 7 – квадрант растяжения; 8 – направление поворота блоков вокруг вертикальной оси; 9 – направление смещения крыла основного сдвига.

Б – разветвление притоков р. Урал и субширотный левый сдвиг вдоль ее долины, выраженный в структурных признаках и одновременно угадывающийся в разных направлениях выпуклости дугообразных левых и правых притоков р. Урал.

1 – реки, 2 – эрозионно-тектонические уступы (бергштрихи – по экспозиции уступа), 3 – направление сдвига



◀ Рис. 1.10. Геокинематическая карта Каспийского региона для новейшего этапа развития.

1 – мегаскладки и валы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги; 4 – сбросы; 5 – главное направление давления Аравийской плиты; 6 – локальные участки концентрации давления; 7 – направления латерального выжимания блоков; 8 – направления горизонтального растяжения.

Элементы тектонического районирования (римские цифры): І – вал Шатского, ІІ – Скифская плита, ІІІ–VІІ – Восточно-Европейская платформа: ІІІ – Сарматский раннепалеозойский щит: ІІІ<sup>а</sup> – Украинский щит (Ростовский выступ), ІІІ<sup>6</sup> – Воронежская антеклиза, IV – Прикаспийская синеклиза, V – Московская синеклиза, VI – Пачелмский авлакоген, VII – Серноводско-Абдулинский авлакоген.

Внутриплитные новейшие структуры (арабские цифры): 1 – Кряж Карпинского (Сальско-Манычский свод), 2 – Манычская надвзбросовая флексура, 3 – Котельниковская гряда, 4 – Ергенинский уступ, 5 – Приволжский уступ, 6 – Западно-Прикаспийский прогиб, 7 – Северо-Донецкий надвиг, 8 – Окско-Донской прогиб, 9 – Приволжское поднятие, 10 – Доно-Медведицкие дислокации, 11 – Саратовские дислокации: 11<sup>a</sup> – Елшанско-Сергиевская надвзбросовая флексура, 11<sup>6</sup> – Слепцовская флексура, 11<sup>a</sup> – Хлебновская флексура, 12 – Жигулевские дислокации и одноименный надвиг, 13 – Оренбургский погребенный новейший надвиг, 14 – свод Общего Сырта, 15 – складчатая зона Актюбинского Приуралья, 16 – Мугоджарский взброс; Тр – Транскавказское поперечное поднятие

### Признаки горизонтального сжатия

В строении гидросети Русской плиты признаки сжатия устанавливаются с наибольшим трудом, несмотря на то что геологически доказанные новейшие структуры сжатия (складки и взбросо-надвиги) известны давно. Отдельные случаи четкого выражения в рельефе разрывов с надвиговой составляющей, как это имеет место с Жигулевским взбросом (взбросо-сдвигом, на самом деле) [Копп, 2004; Копп, Тверитинова, 1999], следует считать случайными исключениями.

Можно полагать, что такая слабая выразительность надвигов в рельефе хотя бы отчасти вызвана указанной выше причиной – большей стойкостью зон надвигов к эрозии, по сравнению с зонами сдвигов и особенно сбросов.

Вместе с тем некоторое сжатие в надвиговом стресс-режиме (или меньшее растяжение) угадывается по некоторым признакам: обязательному присутствию значительной поперечной асимметрии долин, крутизне их высоких склонов, большей сглаженности линий эрозионных уступов, а особенно – по отсутствию рассмотренных выше дугообразных геоморфологических выемокамфитеатров, столь характерных для берегов, формирующихся в обстановке растяжения [Копп, 2004, 2011]. Вместо этого, напротив, часто присутствует обратный (в сторону долины) локальный дугообразный изгиб берега – например, геометрия в плане высокого южного берега субширотной долины Дона на южном борту Окско-Донского прогиба (рис. 1.11).

Таковы сформулированные здесь основные принципы и приемы методики структурно-кинематического анализа рисунков гидросети для восстановле-


Рис. 1.11. Признаки сжатия поперек линеамента в строении высокого левого борта долины среднего Дона в районе Вешенской.

А – цифровая модель рельефа, Б – схема дешифрирования.

1–3 – см. рис. 1.1; 4 – линеаменты и кольцевые структуры; 5 – оси линейных водоразделов; 6 – позднечетвертичная впадина (здесь – участок долины среднего Дона в районе Вешенской)

**Рис. 1.12.** Схематическая карта новейших структур и напряжений востока Русской плиты и Урала.

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 – новейшие макроструктуры: 3-5 - пликативные: 3 - обширные валы и брахиморфные поднятия, 4 - оси линейных валов и антиклиналей, 5 – валы предположительно новейшего возраста; 6-14 – дизъюнктивные (в том числе флексуры): 6–11 – откартированные разрывы: 6 – неустановленной кинематики, 7 – взбросы и надвиги (а – установленные, б – предполагаемые по мезоструктурным данным), 8 – сбросы; 9–11– сдвиги, с кинематикой: 9 – по смещениям структур, 10 – предполагаемой по особенностям структурного рисунка, 11 – то же, с подтверждением по мезоструктурным данным; 12 – зоны мелких надвиговых деформаций; 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, 16-18 - элементы тектонического районирования: 16 - синеклизы, 17 – авлакогены, 18 – Уральский новейший внутриплитный ороген. Упоминаемые в тексте новейшие структуры (цифры в кружках): 1 – Промысловско-Цубукский вал, 2 – Сальско-Манычский вал, 3 – Персиановский взброс, 4 – Северодонецкий взброс, 5 – уступ южного борта Окско-Донского новейшего прогиба, 6 – Доно-Медведицкие дислокации, 7 – Балыклейские грабены, 8 – Саратовские дислокации, 9 – Жигулевские дислокации и одноименный взброс, 10 – Керенско-Чембарские дислокации, 11 – Сурско-Мокшинские дислокации, 12 – Борлинский вал, 13 – Окско-Цнинский вал, 14 – Вятские дислокации, 15 – новейший свод Общего Сырта, 16 - присдвиговые складчатые дислокации востока Общего Сырта, 17 – Бугульминско-Белебеевское поднятие, 18 – Бельские дислокации Предуральского прогиба, 19 – Уфимское новейшее поднятие и Суксунский разрыв, 20 – Тулвинское поднятие; 21–24 – Уральский новейший внутриплитный ороген, сегменты: 21 – Мугоджарский, 22 – Южноуральский, 23 – Среднеуральский, 24 – Североуральский; 25 – Лозьвинские дислокации, 26 – Зауральская новейшая структурная терраса

ния новейших напряжений платформ, а более подробно ее детали и примеры применения освещены в предыдущих работах [Копп, 2004, 2011; Копп и др., 2014<sub>1-2</sub>]. Из данного перечня работ особенно рекомендуется последняя [Копп и др., 2014<sub>2</sub>]. Там с картографической реконструкцией плиоцен-четвертичного поля напряжений сопоставляются поля (по рисункам гидросети), в сравнении с полной реконструкцией новейшего кайнозойского напряженнодеформированного состояния, по мезоструктурным данным и по результатам анализа макроструктурных рисунков (рис. 1.12, 1.13). В частности, в этой работе [Копп и др., 2014<sub>2</sub>] на основе именно анализа структурных рисунков гидросети показывается распространение к северу зоны динамического воздействия субмеридионального сжатия «кавказского» происхождения, на более ранние (дочетвертичные) структуры, области динамического воздействия новейшего Урала.





▲ **Рис. 1.13.** Плиоцен-четвертичные напряжения востока Русской плиты и Урала, по данным структурно-кинематического анализа рисунков гидросети.

1–6 – элементы гидросети с признаками горизонтальных смещений. 1 – элементы первого порядка (а), остальные (б), 2 – аномально расширенные и часто зигзагообразные в плане долины, указывающие на раздвиговый тип смещения, 3 – правильно дугообразные неотектонические уступы, вогнутые к соседней депрессии рельефа и указывающие на сбросовый тип смещения; штрихи – по погружению стенки уступа, 4 – кулисные сочленения участков долин, указывающие на сдвиг, 5 – кулисные расширения долин – возможные структуры типа pull apart в зоне сдвига, 6 – прямолинейные в плане, синусоидально изогнутые или выпуклые к соседней депрессии неотектонические уступы, указывающие на предположительно взбросовый тип смещения; двойные штрихи – по погружению стенки уступа; 7 – гребни некоторых сильно асимметричных водоразделов, 8 – сдвиговые зоны, выраженные в кулисном расположении элементов гидросети; 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 гра-

дуирована яркостью тона: 1 – Сальско-Манычский мегавал, 2–3 – Донецко-Волновахский мегавал (3 – его Волновахский отрезок), 4 – Приволжский сложный новейший мегасвод, 5 – Нижегородско-Чебоксарский мегавал (СЗ часть Приволжского мегасвода), 6 – Бугульминско-Белебеевский новейший мегасвод, 7 – Уфимский асимметричный горст, 8 – Тулвинский свод, 9 – Мугоджарский 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 – Ирендыкский; 12–17 – ориентация векторов нормальных напряжений: 12–15 – данные анализа рисунков гидросети: 12 – сжатия, 13 – то же, менее уверенно, 14 – растяжения, 15 – то же, менее уверенно; 16–17 – по результатам компьютерной обработки мезотектонических наблюдений: 16 – сжатия, 17 – растяжения; 18 – оси валов некоторых складчатых дислокаций

### ЧАСТЬ 2

### ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОТОКИ И РЕКОНСТРУКЦИИ ИХ ВЕКТОРА

# Сдвиговый стресс-режим: использование структур индентации

Широкая роль разномасштабных перемещений и деформаций, происходивших вдоль простирания Альпийско-Гималайского коллизионного пояса в сдвиговом поле напряжений, была показана в предшествующих публикациях автора [Копп, 1997, 2013]. Там же на основе структурно-парагенетического анализа рассмотрены диагностические признаки продольных к этому поясу деформаций и перемещений и общие приемы их узнавания, а также сделаны попытки реконструкции кинематики согласованных перемещений блоков внутри Альпийско-Гималайского пояса. Это теперь позволяет обратиться к рассмотрению механических типов коллизионных деформаций и динамических обстановок: хрупкого разрушения, пластической деформации, расплющивания, латерального течения, а также особенностей их сочетания в пространстве и времени и их отражения в структурных рисунках коллизионных орогенов.

Основные продольные перемещения в сдвиговом поле напряжений (стрессрежиме) приурочены к зонам коллизионного сжатия и имеют неоднородный характер – деформации латерального выжимания и нагнетания. Рассмотрим раздельно присущие им структурные рисунки.

## Участки латерального выжимания материала

Удаление выжимаемого материала осуществляется при деформации чистого сдвига (в механическом смысле), происходящего в данном случае в горизонтальной плоскости, т.е. в сдвиговом поле напряжений. Соответствующий отрезок складчатой зоны при этом испытывает продольное к нему удлинение и сопряженное поперечное укорочение, оставаясь упрощенно прямолинейным (однако в частном случае деформация чистого сдвига может распределяться и по периметру изогнутой складчатой зоны, сминаемой радиально распределенными силами).

Такое изменение геометрии складчатой зоны, или ее отдельного сегмента реализуется разными способами: от хрупкого разрушения, с формированием разделенных крупными разрывами-сдвигами жестких блоков или в образовании дискретных зон вязкопластического скалывания, до сплошной пластической деформации на мезоуровне. В последнем случае направление латерального перемещения фиксируется специфическим видом линейности растяжения (направленной вдоль складчатой зоны – b-линейностью), и для анализа макроструктурных рисунков существенное значение приобретает изучение линейноплоскостных зон неоднородности – вязких и хрупких разрывов-сдвигов: изучение их формы в плане, характера подворотов крыльев, признаков изгиба или вращения блоков между разрывами и т.д. Многие особенности строения таких структурных доменов позволяют отличить участки продольного удлинения складчатой зоны, возникающие при чистом сдвиге (в механическом смысле), от участков ее поперечного выдвигания [Копп, 1997, 2013] (табл. 1.1), где чистый сдвиг уступает место простому сдвигу (в механическом смысле, т.е. скашиванию), но проявляемому также в горизонтальной плоскости.

Определяющая геометрическая особенность именно деформации чистого сдвига – отсутствие поворота в пространстве существовавших до деформации условных материальных линий, ортогональных по отношению к направлению главных осей напряжений; и, напротив, материальные линии, ориентированные диагонально к этим осям, обязательно разворачиваются в сторону оси максимального растяжения. Это, в частности, означает, что заложившиеся в самом начале деформации разрывы со сдвиговой кинематикой, т.е. изначально следовавшие косо ориентированным траекториям тангенциальных напряжений (механически являющиеся так называемыми сколами Андерсона), в ходе длительного развития деформационного процесса разворачиваются в сторону оси растяжения вместе с ограничиваемыми ими блоками (рис. 2.1, 2.2). Однако

#### Сравнение диагностических признаков структур продольного удлинения

	ТИПЫ
ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ	СТРУКТУРЫ ПРОДОЛЬНОГС
Форма в плане соответствующего участка складчатой зоны	Приблизительно прямолинейная
Способ подворота первично продольных элементов в крыльях сдвигов	Антитетический (подворот увеличивает амплитуду сдвига)
Направление подворота линий сдвигов по отношению к главным осям напряжений и их результирующая форма в плане	Линии сместителей разворачиваются в сторону оси растяжения
Наличие или отсутствие сжатия поперек сдвигов	Присутствует локально
Морфология зоны сдвига (в связи с типом разрушения)	Чаще — хрупкие разрывы, выраженные узкими, четко очерченными линиями
Изменение на площади амплитуды структур сжатия, компенсирующих сдвиговое перемещение	Величина горизонтального сокращения максимальна около сдвига
Изменение на площади амплитуды структур растяжения, компенсирующих сдвиговое перемещение	Структуры растяжения раскрываются к сдвигу
Ориентировка и местоположение присдвиговых складок по отношению к линии сдвига	Складки поперечной — диа- гональной ориентировки приурочены к окончаниям сдвига
Ориентировка (по отношению к генеральному структурному плану) структур сжатия, компенсирующих деформацию в целом	Поперечная

#### Таблица 1.1

#### и поперечного выдвигания, возникающих при сжатии складчатого пояса

СТРУКТУР		
удлинения	СТРУКТУРЫ ПОПЕРЕЧНОГО ВЫДВИГАНИЯ	
	Изогнутая	
	Синтетический (подворот уменьшает амплитуду сдвига)	
$\sigma_1 \bigoplus_{\sigma_3}^{\sigma_3} \sigma_1 \longrightarrow 0$	Линии сместителей разворачиваются в сторону оси сжатия	$\sigma_1 \underbrace{\overset{\sigma_3}{\underset{\sigma_3}{\underset{\sigma_3}{\overset{\sigma_1}{\overset{\sigma_2}{\overset{\sigma_3}}{\overset{\sigma_{3}{\overset{\sigma_3}}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}}{\overset{\sigma_{}}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}{}}{\overset{s_{}}{\overset{\sigma_{s}{}}{\overset{s_{s}}{\overset{s_{s}}{s}{s}}{s}{s}}{s}{s}}{s}{s}}{s}}{$
$\sigma_1 \underbrace{\sigma_3}_{\sigma_3} \sigma_1$	Присутствуют повсеместно	$\sigma_1 \underbrace{\overset{\sigma_3}{\underset{\sigma_3}{\overset{\sigma_3}}{\overset{\sigma_{3}{\overset{\sigma_3}{}}{\overset{\sigma_3}{\overset{s_{s}}{\overset{\sigma_{s}}{\overset{\sigma_{s}{s}{s}{s}{s}}{s}{s}}{s}{s}}{s}{s}}{s}{s$
	Обычно — вязкие разрывы, выраженные широкими зонами и способные замещаться флексурами и зонами кулисных складок	
	Величина горизонтального сокращения увеличивается по мере удаления от сдвига	
22	Структуры растяжения раскрываются от сдвига	
	Складки имеют близкую к линии сдвига ориентировку и приурочены к его зоне	
((===))	Продольная	



▲ **Рис. 2.1.** Продольное удлинение участка складчатой зоны за счет однонаправленного поворота системы ломтевидных блоков (механизм «домино») – принципиальная схема (план).

А – до деформации; Б – после деформации; В – типовой структурный рисунок.

1 – сдвиги; 2 – надвиги и другие структуры сжатия (ширина соответствует относительной величине горизонтального сокращения); 3 – области растяжения или ослабленного сжатия; 4 – додеформационный маркер первично продольного простирания; 5 – воображаемые материальные линии, отражающие пилообразную конфигурацию первично прямых линий после деформации (стрелки соответствуют направлениям локальных перемещений, связанных с возникновением выступов и зияний); 6 – направление горизонтального сжатия деформируемого объема; 7 – направление латерального выжимания масс; 8 – направление сопутствующего данной деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости



◄ Рис. 2.2. Геометрическая модель деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости (план) [Freund, 1974], с небольшими дополнениями.

1 – направление скашивания; 2 – направление дополнительного сжатия (растяжения), приложенного поперек зоны простого сдвига; 3 – горизонтальные проекции траекторий главного сжимающего напряжения  $\sigma_3$ ; 4 – доминирующая система сопряженных сдвигов; 5 – подчиненная система сопряженных сдвигов; 6 – направление поворота блоков



при этом они теоретически не достигнут параллельной этой оси ориентации – вследствие одновременного нарастания трения вдоль площадок разрывов, все сильнее отклоняющихся от траекторий породивших их касательных напряжений. Продольное удлинение складчатой зоны в данном случае осуществляется за счет более плотной упаковки ограниченных разрывами-сдвигами вытянутых блоков, разворачивающихся своими длинными осями вдоль нее. Ориентация же к странам света продольных разрывов (взбросов, надвигов и сутур) не изменится, однако это не исключает и их участия в процессе удлинения складчатой зоны: по ним как по естественным зонам неоднородности также могут возникнуть, особенно в ходе прогрессирующей деформации, значительные сдвиговые смещения. Однако удлинение складчатой зоны в этом случае произойдет уже не из-за поворотов блоков вытянутого габитуса, а из-за сильной пластической деформации и неравномерного латерального растекания разделяющих эти продольные разрывы масс горных пород параллельно оси растяжения.

Соответственно, следует разделять два основных типа кинематических механизмов чистого сдвига, обеспечивающих продольное удлинение складчатых зон в областях латерального тектонического выжимания. Это, во-первых, чистый сдвиг с вращением ограниченных диагональными разрывами-сдвигами блоков, иногда их вращение сочетается с поступательной трансляцией, и, вовторых, чистый сдвиг без вращения, но зато с сильной пластической деформацией и даже течением деформируемых масс в процессе сдвиговых смещений по продольным разрывам.

# Чистый сдвиг: родственные механизмы поворота или изгиба в плане блоков, разделенных диагональными сдвигами

Происходящий в условиях чистого сдвига поворот диагональных разрывов и ограниченных ими блоков в сторону оси растяжения, нарастающий в ходе длительной деформации при неизменном поле напряжений – факт, давно установленный и проверенный экспериментально [Гептнер, 1970; Cloos, 1955; Hoeppener et al., 1969]. Для деформации в горизонтальной плоскости (сдвиговой), этот механизм рассматривался, и в том числе с теоретических позиций, в работах [Carter et al., 1987; Cloos, 1955; Freund, 1970, 1974]. Для ряда сдвиговых зон повороты блоков, ограниченных сдвигами, установлены палеомагнитными данными [Баженов, 1979; Bazhenov, 1987; Carter et al., 1987; Ron et al., 1984; и др.]. В наиболее наглядном варианте данный кинематический механизм чистого сдвига проявляется, когда все блоки поворачиваются согласованно в одном направлении (известный «механизм домино») и не теряя своей внутренней жесткости (см. рис. 1.1 и 1.2, верхний сдвиговый домен). Однако этот механизм может быть выражен и более сложными вариантами, о чем речь пойдет ниже.

Характерный, выраженный в структурном рисунке признак такой вращательной сдвиговой деформации, обеспечивающей продольное удлинение складчатой зоны, – это антитетические подвороты структур<sup>1</sup> (см. табл. 1.1) по отношению к общему простиранию. Кроме того, амплитуда сопряженных со сдвигами структур сжатия убывает по мере удаления от разрывов; если же возникают структуры растяжения, то они, напротив, раскрываются к сдвигам. Необходимо иметь в виду, однако, что на практике величина поворотов блоков может сильно различаться для разных участков одной и той же складчатой зоны, даже если величина чистого сдвига в горизонтальной плоскости в целом повсеместно одинакова. Часто это происходит из-за вмешательства сдвиговой деформации более крупного ранга – особенно простого сдвига (механ.), действующего в горизонтальной плоскости и способного уменьшить амплитуду поворота блоков, ограниченных одной из двух сопряженных систем разрывовсдвигов. Так, широкий, приложенный к краям прежде прямоугольного участка правый простой сдвиг более крупного ранга по-разному влияет на степень вращения левых и правых сдвигов 2-го порядка (см. рис. 1.1, 1.2): это увеличивает угол поворота левых сдвигов (так как знак их поворота совпадает с таковым крыльев более крупного правого сдвига), но при этом гасит поворот правых [Freund, 1974; Tchalenko et al., 1970; Wilcox et al., 1973]. Могут быть и другие причины приоритетного развития одной из двух сопряженных систем сдвигов: например, внутренняя асимметричная структура деформируемой среды, облегчающая латеральное смещение масс в какую-либо определенную сторону.

Случаи неравноправного развития и неодинаковой степени поворота, возникающих при деформации чистого сдвига разрывов-сдвигов разного знака, зафиксированы палеомагнитными данными [Баженов, 1979; Bazhenov, 1987; Ron et al., 1984]. Так, например, около трансформного разлома (левого сдвига) Мертвого моря, изгиб крыльев которого по определению должен быть направлен против часовой стрелки, приоритетно развиты правые сдвиги 2-го порядка, испытавшие конформный поворот до 20–30°, что подтверждено и палеомагнитными данными [Ron et al., 1984]. Для развитых локально в той же зоне сопряженных левых сдвигов 2-го порядка такие повороты не установлены.

Вместе с тем продольное удлинение складчатой зоны может осуществляться и в тех сдвиговых доменах, где угол поворота блоков по указанным или какимлибо иным причинам снижен за счет поступательного смещения (трансляции) блоков в зоне более крупного сдвига (см. рис. 1.2, нижний сдвиговый домен).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Термины «антитетический» и «синтетический» используются здесь в редакции автора этих терминов Г. Клооса [Cloos, 1928].

В данном случае, однако, влияние последнего может привести к некоторому изгибу складчатой зоны в плане.

Важно подчеркнуть, что в каждом из сдвиговых доменов, изображенных на рис. 1.2, ломтевидные блоки между сдвигами не претерпевают внутренней деформации, т.е. остаются жесткими, благодаря тому что они согласованно смещаются только по одной из двух возможных (приоритетно развитой) системе сопряженных сдвигов. Реконструкцию первичного состояния складчатой зоны в этом случае можно осуществить за счет простого снятия сдвигового смещения и возврата соседних блоков в изначальную позицию. Когда же на участке складчатой зоны обе системы сопряженных сдвигов разного знака возникают приблизительно одновременно, хрупкое разрушение всего объема осуществляется лишь при наличии некоторой изоляции доменов сдвигов противоположного знака. В местах же равноправного развития обеих систем одновозрастных сдвигов разного знака (а также их схождения или пересечения) трапециевидные и ромбовидные блоки между соседними разрывами разного направления и знака уже не могут остаться монолитными. Они либо дробятся на мелкие жесткие блоки, либо пластически деформируются посредством антитетического подворота крыльев вращающихся сдвигов (автор называет этот механизм мегабудинажем в горизонтальной плоскости) [Копп, 1991<sub>1-2</sub>, 1997]. В данном случае воздействие на деформируемый материал, дополнительное по сравнению с упомянутым вращением по типу домино, является более энергоемким и соответственно требует приложения большего и/или более длительно действующего нагружения.

Рассмотрим особенности продольного удлинения складчатой зоны в той и другой ситуации: с одной и двумя системами сопряженных сдвигов.

#### Хрупкое разрушение (вращение цельных блоков, разделенных параллельными сдвигами одинакового знака): механизм домино

Геокинематический анализ участка продольного удлинения орогена, происходящего внутри домена сдвигов одного и того же знака, был осуществлен для орогена Копетдага. В его структуре имеются два таких симметричных домена: левых сдвигов северо-восточного простирания и правых – северо-западного, приуроченных соответственно к западному и восточному флангам выгнутой к северу орогенической Копетдагской дуги (рис. 1.3); они продолжают к северу крупные сдвиговые зоны Восточного Ирана. Подобное симметричное расположение сдвигов разного знака, попутных изгибу упомянутой дуги, прежде рождало предположение о простом поперечном выдвигании ее замка к северу [Горшков, 1947; Каляев, 1946; Калугин, 1946; Огнев, 1937]. Однако на деле ситуация оказалась сложнее. Прежде всего эти сдвиги разного знака различаются по возрасту и способу компенсации: правые, заложившись в миоцене, активизировались в позднем плиоцене – квартере, а левые – плиоценом запечатаны и возникли, возможно, уже в раннем–среднем миоцене [Ятченко, 1966]. При этом левые сдвиги Западного Копетдага синхронны продольным надвигам Центрального Копетдага и формировались в парагенезе с последними. С другой стороны, с правыми сдвигами связаны не продольные, а поперечные сдвиги (от широтного до северо-восточного простирания), надвиги и складки. Они лучше всего выражены на западе Копетдага, а также в сопряженной с ним Западно-Туркменской впадине. Таким образом, если бы Копетдагская структурная дуга изгибалась в результате симметричного поступательного перемещения к северо-востоку, обе системы фланговых сдвигов на севере заканчивались бы соединяющими их продольными к Копетдагу структурами сжатия. На самом же деле надвиги простираются не вдоль, а поперек северному фронту Копетдага.

Далее, обращает на себя внимание резко неодинаковая средняя амплитуда сдвигов разного знака. Для правых сдвигов это примерно 7–12 км (а для Главного Копетдагского разрыва, правого сдвига даже до нескольких десятков километров), что почти на порядок превышает амплитуду левых сдвигов (1–2 км). Главная причина этого в том, что правые сдвиги Копетдага надстраивают к северу более мощную меридионально ориентированную правосдвиговую зону Восточного Ирана, аккомодирующую перемещение к северу, с одновременным вращением против часовой стрелки плиты Лут [ссылки в: Копп, 1997 и мн. др.]. Этот мегасдвиг определяет заметную продольную асимметрию Копетдага в плане: на востоке он сильно пережат, а к западу – выполаживается и раскрывается в виде виргации. С этой последней причиной, скорее всего, связана и отчетливая завернутость против часовой стрелки очертания Копетдагской дуги в плане: ее западное крыло в плане «круче» восточного; особенно это видно на ЮЗ орогена (см. рис. 2.3).

Эти противоречия могут быть сняты, если допустить наличие направленного к СЗ продольного удлинения Копетдагского орогена (вызвавшего в плане асимметрию в плане одноименной дуги). Приведем и другие аргументы в пользу этого предположения: 1) наблюдаемый угол между левыми и правыми сдвигами увеличен по сравнению с теоретическим двойным углом скалывания. Как известно, последний (до предполагаемого поворота) должен составлять не более 90°, а из-за наличия внутреннего трения в породах он на самом деле обычно не превышает 60–70° [Гептнер, 1970; Freund, 1974; Höeppener et al., 1969]. Здесь же, как это хорошо видно на карте (см. рис. 2.3), двойной угол встречи систем сдвигов разного знака достигает 90° и более. Соответственно уменьшен и угол между направлениями сдвигов и структур сжатия; 2) бросаются в глаза антитетические подвороты осей складок, особенно заметные к ЮЗ от Ашхабада, где складки принимают широтное – северо-восточное простирание; 3) амплитуда надвигов максимальна в точке сочленения с правыми сдвигами, а





1 – оси складок; 2 – орогенные впадины; 3 – сдвиги; 4 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 5 – надвиги и взбросы; 6 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); 7 – направление горизонтального сжатия; 8 – направление латерального выжимания масс

по удалении от них снижается. К этому надо добавить соображение общего порядка: если бы Копетдагская орогеническая дуга возникла только в результате поступательного перемещения горных масс к северу, в ее фронтальной части присутствовали бы грандиозные надвиги и шарьяжи с амплитудой в несколько десятков километров. Однако ничего подобного здесь нет и, как показано В.Н. Крымусом [1966] и Л.М. Расцветаевым [1966], во фронте Копетдага всюду преобладают правосдвиговые перемещения. В то же время структуры сжатия присутствуют по латерали в западном погружении Копетдага, но это сжатие имеет здесь широтную ориентировку и поэтому скорее компенсирует продольное удлинение орогена, нежели его поперечное выдвигание [Копп, 1979]. Наконец, имеющиеся палеомагнитные данные свидетельствуют о вращении блоков, ограниченных только левыми сдвигами (Западный Копетдаг), тогда как для правых сдвигов Центрального это вращение не установлено [Bazhenov, 1987]. В рассмотренной ситуации это согласуется с наличием мощной правосдвиговой зоны (надстраивающей к северу правые сдвиги на западном борту блока Лут), смещение по которой и должно гасить вращение правых сдвигов на востоке Копетдага, связанное с деформацией чистого сдвига в горизонтальной плоскости (см. рис. 2.2).

Суммируем факты, касающиеся кинематической эволюции Копетдагской орогенической дуги. В целом она возникла в результате перемещения к северу блоков Центрального-Восточного Ирана, инициированного дрейфом Аравийской плиты и произошедшего в неогене–квартере. При этом намечаются два этапа формирования дуги.

На первом из них (миоцен) она симметрично выдвигалась к ССВ, растягиваясь по периметру с участием вращения левых и правых (?) сдвигов вокруг вертикальной оси по механизму домино. На Западном Копетдаге, судя по парагенезу левых сдвигов северо-восточного простирания и субмеридиональных сбросов, это движение осуществлялось в обстановке транстензии и сопутствовало одновременному проседанию Южно-Каспийской впадины [Копп, 1997] меридионального поперечного грабена, которое особенно усилилось в конце миоцена – начале плиоцена. Именно это аномальное ускорение прогибания впадины совпадает с началом второго этапа (конец миоцена-квартер) кинематической эволюции Копетдагского орогена, когда он испытал резкий пережим на востоке, с параллельной активизацией правых сдвигов и общим движением горных масс к ЗСЗ, в сторону Южно-Каспийской впадины. Это латеральное растекание к западу компенсировалось формированием субмеридиональных структур сжатия на Западном Копетдаге и в Западно-Туркменской депрессии, а также заворотом против часовой стрелки к западу Копетдагской асимметричной (в плане) дуги. Таким образом, основным механизмом продольного удлинения орогена на данном (более позднем) этапе стало уже не противочасовое вращение в плане, а поступательная трансляция (скольжение) блоков, разделенных правыми сдвигами.

В целом же на том и другом этапе в каждой из частей Копетдагского орогена его продольное удлинение происходило путем согласованного вращения или, позже, трансляции узких блоков, разделенных сдвигами одного знака и не потерявших своей внутренней жесткости.

#### Пластическая деформация блоков (изгиб в плане), разделенных сопряженными сдвигами противоположного знака): «механизм мегабудинажа в горизонтальной плоскости»

Вращательная перетасовка цельных блоков по принципу механизма домино, рассмотренная выше, объясняет как группировку сдвигов в виде обособленных доменов, так и некоторые особенности их взаимного расположения. Однако, как отмечается в работах [Cloos, 1955; Freund, 1974], этот механизм не способен осуществиться, если одновременно возникают не одна, а сразу две равноправные системы сопряженных сдвигов, так как разделяемые ими блоки уже не могут оставаться жесткими и претерпевают внутреннюю деформацию изгиба. Эта ситуация, которой не уделялось должного внимания, подробно рассматривалась в работах [Копп,1997, 2013], здесь же приведем некоторые иллюстрирующие ее схемы и примеры.

На принципиальной кинематической схеме (рис. 2.4, А, Б) прямоугольный брус символизирует субвертикальный (здесь – перпендикулярный плоскости рисунка) тектонический элемент, который в плоскости рисунка сжатием разделяется на три блока сопряженными сдвигами противоположного знака. При повороте между крайними блоками освобождается некоторое пространство, куда проседает центральный клин. В результате образуются линзовидные или миндалевидные блоки (см. рис. 2.4, В–Д), которые последовательно удлиняются и утоняются в процессе деформации. На выпуклой стороне таких линз, перекрывающей прежнюю границу блока, усиливается общее сжатие, и здесь может сформироваться выпуклая к северу дугообразная складчатая зона между сопряженными сдвигами разного знака. На вогнутой же стороне дуги, наоборот, появляются аномальные растягивающие напряжения, способные привести к образованию тыловой впадины (см. рис. 2.4, Г, Д). Меняются напряжения и



▲ Рис. 2.4. Продольное удлинение участка складчатой зоны за счет разнонаправленных поворотов блоков (механизм мегабудинажа в горизонтальной плоскости) – принципиальная схема (план). А – до деформации; Б, В – после деформации: Б – без пластической деформации блоков, В – с пластической деформацией блоков; Г, Д – типовые структурные рисунки, формирующиеся в обстановке: Г – транспрессии, Д – транстензии; Е – типовой структурный рисунок ороклина, возникающего при поперечном выдвигании участка складчатой зоны (для сравнения).

 додеформационный маркер, первично продольного простирания; 2 – сосдвиговые складки; 3 – сдвиги; 4 – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей);
5 – сбросы и раздвиги (бергштрихи – по падению сместителей); 6 – локальные клинораздвиги в тылу смещаемых блоков вдоль изгибающегося клина: в нижней («южной») его части развивается продольное сжатие, а наверху (на «севере») – концентрируется продольное растяжение.

Конкретный облик возникающего при этом структурного рисунка в существенной мере зависит от особенностей стресс-режима – прежде всего, от величины коэффициента Лоде-Надаи, определяющего форму эллипсоида напряжений/деформаций (соответствующую горизонтальному сжатию, растяжению, сдвигу). Сдвиговая деформация нередко сочетается со сжатием (обстановка транспрессии) или растяжением (обстановка транстензии). В первом случае (см. рис. 2.4, Г) находящийся между сдвигами клиновидный блок зажат между соседними блоками. «Проталкиваясь» через них, он оказывает давление на стенки, отгибая их попутно движению, из-за чего может уменьшиться размер антитетического подворота крыльев сдвига, либо даже возникнуть синтетический подворот. В наибольшей мере это характерно для области острия клина, где недостаток пространства возрастает (см. рис. 2.4, Г). Формирующаяся благодаря антитетическим подворотам структурная дуга из-за этого может быть осложнена по краям продольной фестончатой гофрировкой («ушами»). Если же клин находится в обстановке транстензии (см. рис. 2.4, Д), подвороты везде носят ярко выраженный антитетический характер, и структурная дуга между сдвигами обладает плавной конфигурацией. Здесь же, вероятно, в наибольшей мере сможет проявиться и растяжение в тылу дуги. На рис. 2.4, Е, для сравнения, показана структурная дуга, ограниченная сопряженными синтетическими сдвигами, т.е. характерная для обстановки поперечного выдвигания участка складчатой зоны (как видно, она имеет совершенно иной облик).

Сдвиговые структуры мегабудинажа в горизонтальной плоскости присутствуют в областях наибольшего пережима и скучивания коры непосредственно напротив вершин выпуклых плит-инденторов. Возникающий здесь двусторонний латеральный отток деформируемого материала способствует возникновению симметричных систем разноименных сдвигов. Структуры такого типа особенно наглядно демонстрируют орогенные области Большого Кавказа и Центральной Азии к северу от Гималаев (Тибет, Тянь-Шань, Алтай, Монголия), где эти структуры маркируют области наибольшего внедрения соответственно Аравийской и Индийской плит в кору Евразии.

Так, в районе Большого Кавказа, помимо широко развитых здесь покровов (особенно характерных для его южного склона), обнаружен ряд лево- и правосдвиговых зон одинакового миоцен-четвертичного возраста [Башелеишвили, 1985; Копп, 1979, 1982, 1989; Копп, Курдин, 1980; Короновский, 1994; Курдин, 1987, 1991; Никитин, 1987; Расцветаев, 1973, 1980, 1989]. Сдвиговая деформация здесь происходила в условиях транспрессии: надвиги перекрывают и часто маскируют сдвиги, которые образуют с ними небольшой угол и в ряде мест бывают субпараллельны надвигам. Ороген Большого Кавказа «нарезан» сдвигами разного знака на вытянутую вдоль него цепочку трапециевидных



▲ **Рис. 2.5.** Геокинематическая карта Большого Кавказа для позднего миоцена–квартера (на врезке – принципальная модель деформации).

1 – сдвиги, 2 – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителя), 3 – широкие зоны простого сдвига, 4 – оси складок, 5 – палеозойское ядро Большого Кавказа, 6 – Северо-Кавказская моноклиналь, 7 – молассовые впадины, 8 – главные направления латерального выжимания, 9 – то же, второстепенные, 10, 11 – направления: 10 – сжатия – горизонтального сжатия на основной карте, 11 – то же, на врезке; 12 – растяжения, 13 – направления поворота блоков вокруг вертикальной оси

или линзовидных блоков, ограниченных сдвигами разного знака (рис. 2.5, см. рис. 2.4). Самые крупные блоки совпадают с естественно выделяющимися участками расширения орогена (блоки Северо-Западного, Центрального, Восточного (Дагестан) и Юго-Восточного Кавказа), а весь Большой Кавказ из-за этого выглядит как система разделенных деформационными шейками мегабудин. Наиболее крупные здесь сдвиги разного знака – Центрально-Кавказский правый и Западно-Дагестанский левый (сходящиеся под тупым углом порядка 100°), равно как и приуроченный к их пересечению Казбекский пережим орогена, очевидно, маркируют место приложения наибольшего давления вершины соседней Малокавказской дуги и Аравийского выступа в целом [Баженов, Буртман, 1990; Буртман, 1989; Копп, 1989, 1991].

О том, что Большекавказский ороген испытал удлинение вдоль оси, свидетельствуют наблюдаемые антитетические изгибы структур сжатия около сдвигов. Весьма показательны в данном смысле выгнутые к северу структурные дуги Восточно-Кавказского (Дагестанского) линзовидного блока между Центрально-кавказским правым (на западе) и Самурским левым сдвигами (на востоке), а также, меньшего размера, Терско-Сунженская антиклинальная зона. Последняя, расположенная прямо напротив Казбекского пережима, с ее характерными подворотами к югу на обеих периклиналях, «проседает» в сфенохазм между поворачивающимися сдвигами разного знака – в данном случае Терский плиоцен-четвертичный прогиб, поперечный по отношению к передовому прогибу в целом (см. рис. 2.5, Г, вверху). При этом транспрессионный тип сдвиговой деформации, возможно, сказался на возникновении горизонтальных «ушей» (продольной фестончатой гофрировки) оси Терско-Сунженской зоны и образовании других присдвиговых поперечных структур сжатия (рис. 2.5, см. рис. 2.3) [Большой Кавказ..., 2007; Копп, 1989, 1997].

Помимо антитетических подворотов, о наличии деформационного вращения сдвигов в сторону оси растяжения свидетельствуют и другие факты: 1) сдвиги здесь простираются под небольшим  $(20-30^\circ)$  углом к генеральному структурному плану; соответственно угол между сопряженными правыми и левыми сдвигами аномально увеличен (до 90–110°); 2) значительные (до 40–50°) и при этом плавные изгибы в плане многих крупных сдвигов как Северного, так и Южного Кавказа. (Но, возможно, это связано и с условиями транспрессии). Лучше всего это видно на примере правых сдвигов, которые достигают здесь особенной протяженности: Сурамско-Гокишурского (Аджаро-Триалетская зона), Буроварско-Астаринского (Талыш) и Ленгебиз-Сальянского (Юго-Восточный Кавказ). Их простирание постепенно меняется от субмеридионального на юге до C3 и 3C3 простирания на севере. Такое значительное искривление линий сдвигов в плане сложно объяснить их переходом в надвиги: оно может быть связано только с вращением или изгибом ограничиваемых ими блоков, либо осей напряжений.

# Чистый сдвиг, осложненный неоднородной пластической деформацией: расплющиванием и латеральным течением материала

Факт расплющивания и латерального течения деформируемых масс («продольного горизонтального расплющивания») с транспортом в плоскости, параллельной оси растяжения, давно известен. В случаях, когда это явление осуществляется в условиях интенсивного рассланцевания пород, расплющиванию подвергается весь массив пород, диагностика продольного течения основывается на изучении деформационной линейности растяжения – b-линейности (т.е. линейности вдоль оси «b» эллипсоида деформации [Милеев, 1977], параллельной простиранию складок).

Для слабо же метаморфизованных пород, где (при наличии заметной пластической деформации и кливажа) линейность практически не выражена, проявления данного механизма приходится изучать только по характерным для него макроструктурным рисункам. Для данных случаев учет сдвиговых смещений путем трансляции (то есть, без заметного вращения разрывов в плане) наиболее выразителен в условиях, если расплющивание и течение пород происходят неоднородно: с разной скоростью в соседних блоках, разделенных продольными разрывами (рис. 2.6, II–II). Но здесь, однако, имеются свои ограничения.

Например, в связи с продольной ориентировкой разрывов по отношению к структурному плану практически отпадают возможности установления как факта самого сдвига, так и его кинематического знака по направлению смещения его крыльев. Кроме того, из-за неясной выраженности поперечных сдвигу досдвиговых маркеров и соответственно их смещений невозможно использовать такой важный признак продольного удлинения, как антитетические подвороты в крыльях. Зато, с другой стороны, сохраняется возможность изучения кинематики сдвиговой зоны с помощью анализа вторичных присдвиговых деформаций. Тогда сдвиговая компонента перемещения вдоль продольных разрывов (здесь она обычно сочетается со взбросо-надвиговой, так как нарушения расположены поперек оси максимального сжатия)<sup>1</sup> может фиксироваться в кулисном расположении мелких складок и/или в новообразовании компенсационных поперечных структур сжатия. При таком (автономном) течении блоков особенно сильному смятию на их торцах подвержены те из них, которые расплющиваются в большей степени (например, из-за высокой пластичности пород). Поперечные структуры сжатия, компенсирующие продольное удлинение, в таких местах обычно выгибаются в сторону течения (см. рис. 2.6, II).

Примером подобной деформации (см. рис. 2.6, III, А–В) является район Гобустанской тектонической ступени на южном склоне Юго-Восточного Кавказа. Слои пластичных флишево-глинистых пород верхнего мела – палеогена смяты здесь в линейные складчатые домены запад-северо-западного – широтного простирания, разделенные протяженными (до 50 км и более) продольными разрывами: взбросами и надвигами преимущественно южной вергентности [Аллахвердиев и др., 1977; Григорьянц, 1982; Мирчинк, Шурыгин, 1972]. При этом вдоль последних также обнаружены признаки сдвиговых смещений, выраженные в кулисном расположении присдвиговых складок [Копп, 1997; Курдин, 1991] (см. рис. 2.6, III).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Акцентируя внимание на наличии сдвиговой компоненты у продольных разрывов сжатия (т.е. фактически уже не просто надвигов, а сдвиго-надвигов), будем для краткости именовать их сдвигами только в данном разделе.



Сдвиговая деформация выражена и в региональном структурном рисунке (см. рис. 2.6, III, А). На западе, в районе сел. Астраханка, где присутствует один из крупнейших покровов региона, продольные складки собраны в тесно сжатый пучок, который к востоку постепенно раскрывается, и появляются небольшие поперечные складки, наложенные на структуры общекавказского

◀ Рис. 2.6. Продольное удлинение участка складчатой зоны, происходящее без вращения блоков, за счет течения в горизонтальной плоскости (механизм продольного горизонтального расплющивания).

I – геометрическая модель – принципиальная схема (план): А – до деформации, Б – после деформации.

II – типовой структурный рисунок: 1 – сдвиги и разрывы со сдвиговой компонентой смещения; 2 – разрывы горизонтального сжатия (надвиги, взбросы, тектонические швы); 3 – оси складок.

III – региональный пример: А – геологическая карта складчатой зоны Центрального Кобыстана (Юго-Восточный Кавказ): 1 – мел; 2 – палеоген; 3 – миоцен; 4 – плиоцен; 5 – маркирующие горизонты; 6 – разрывы. На врезках: вверху справа – схема расположения района, внизу слева – местоположение Шихзаирлинского участка. Б, В – строение Шихзаирлинского участка: Б – схема тектонического районирования: 1 – плиоценовый структурный этаж; 2 – мел–миоценовый структурный этаж; 3 – граница структурных этажей; 4 – оси антиклиналей; 5 – оси синклинальная, II – Сиякинская синклинальная, III – Джангинская антиклинальная, IV – Ахудагская синклинальная, V – Шихзаирлинская антиклинальная, V – Шейтанудская синклинальная; В – структурныя карта: 1 – стратоизогипсы по подошве среднего миоцена (а – проведенные через 500 м, б – проведенные через 100 м); 2 – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); 3 – сдвиги; 4 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей)

простирания. Характерно, что эти складки часто торцово сочленены с продольными разрывами, не имея продолжения на противоположных крыльях последних; по удалении же от сместителей разрывов поперечные складки погружаются. Исключение представляют те случаи, когда близко проходит следующий продольный разрыв: тогда соседние поперечные складки и флексуры могут сливаться в перемычки, насквозь пересекающие лентовидные продольные блоки (см. рис. 2.6, III). Все эти особенности заставляют считать, что создавшее поперечные складки сжатие простирания ЗСЗ–ВЮВ возникло в результате сдвиговых смещений по продольным разрывам.

В пределах детально изученного Шихзаирлинского участка (см. рис. 2.6, III, В) оказалось, что наиболее крупные левые и правые сдвиги оконтуривают блок (с несколько расплывчатыми границами), переместившийся в восточном направлении. Кроме конфигурации сдвигов об этом свидетельствует и наличие дугообразно выпуклой к востоку системы поперечных складок (Бюргутская антиклиналь, Большесиякинская синклиналь и др.), которую логично связывать с компенсацией горизонтального перемещения (ср. с рис. 2.6, II).

Примечательны и другие существенные особенности ориентировки и расположения сдвигов разного знака. Во-первых, крупные правые и левые сдвиги практически параллельны друг другу, а также генеральному структурному плану территории (широтного – запад-северо-западного простирания). Во-вторых, небольшие сдвиги (часто оперяющие более крупные сдвиги того же знака или, реже, встречающиеся самостоятельно) обнаруживают больший разброс простираний: правые ориентированы от ССЗ до широтного направления, левые – от северо-восточного до запад-северо-западного. В-третьих, по некоторым признакам (ориентировке присдвиговых складок, направлению волочения крыла) можно предполагать, что вдоль разных участков одного и того же продольного разрыва происходили сдвиговые смещения разного знака. Наконец, в целом возникает впечатление, что соседние лентовидные блоки между продольными разрывами, двигаясь по латерали с неодинаковой скоростью, испытывали автономное смятие. В какой-то мере и сами сдвиговые смещения, вероятно, создавались из-за неодинаковой реакции пород разной реологии на общую деформацию чистого сдвига в горизонтальной плоскости.

Совокупность всех этих фактов не позволяет для анализа данной деформационной обстановки напрямую использовать гипотезу скалывания Дж. Андерсона – А. Пека. Указанные особенности ориентировки сдвигов теоретически могли возникнуть как при сильном повороте первично диагональных сдвигов в процессе деформации, так и при расплющивании и растекании пород в сторону меньшего сжатия, либо при том и другом одновременно.

Однако заметим, что если для небольших сдвигов механизм вращения вокруг вертикальной оси не исключен, о чем могут свидетельствовать наблюдавшиеся антитетические подвороты осей складок, тем не менее приложить его к объяснению генезиса крупных продольных разрывов, длительно развивавшихся в течение позднего миоцена-квартера и в целом параллельных столь же древнему структурному плану [Мирчинк, Шурыгин, 1972; Хаин, 1950; Шатский, 1951; Шихалибейли, 1956], уже практически невозможно. В любом случае для реализации как вращения блоков, так и растекания материала между продольными разрывами требуется длительно действующее в одном и том же направлении горизонтальное сжатие. Кроме того, для второго из этих явлений необходима повышенная способность пород к пластической деформации. Отметим в данной связи, что главная область концентрации поперечных складок Северного и Центрального Гобустана приурочена к полосе выхода пластичных глинисто-флишевых осадков мела и палеогена, разделяющей зоны более компетентных пород: карбонатов и метаморфизованных глинистых сланцев юры Шахдагской и Тфанской зон на севере и известняково-песчаноконгломератовых моласс на юге. При этом наиболее сложные структуры пересечения (Кублядаг-Кабандагский узел) находятся на простирании осевой линии предполагаемого тектонического потока, проходящей по центру полосы пластичных пород.

## Участки тектонического латерального транспорта и аккумуляции выжатого материала

#### Общие особенности структурного рисунка

Области латерального транспорта и сгруживания выжатых масс составляют парагенез с областями латерального выжимания и находятся на их непосредственном продолжении. Это определяет постепенные переходы между теми и другими и наличие ряда общих признаков: в частности, существенную роль сдвигового поля напряжений в структурообразовании. Вместе с тем области тектонической аккумуляции обладают яркими индивидуальными признаками, позволяющими отличить их от областей латерального выжимания.

Во-первых, области латерального тектонического транспорта и аккумуляции приурочены к наименее сжатым пересечениям коллизионного пояса – геодинамическим убежищам, которым свойственны затухание крупных продольных складчато-надвиговых зон и их свободной виргации, а также переход по простиранию от доминирующего надвигового стиля орогена к сдвиговому, сбрососдвиговому и, на периклинали, даже сбросовому. Характерны также общее снижение орогенного подъема и развитие глубоких поперечных межгорных впадин – вроде Южно-Каспийской поперечной межгорной впадины, Афганского «коридора» и подобных структурных понижений, которые разделяют между собой в Альпийско-Гималайском орогеническом поясе участки наибольшего коллизионного сжатия плитами-инденторами.

Во-вторых, в областях тектонической аккумуляции выжатого материала, в отличие от областей его выжимания, нарушается генеральный структурный план орогена: здесь возникают складки и надвиги, ориентированные поперек генерального простирания структур; образуются также раздувы складчатого пояса в плане, сопровождающиеся структурными дугами. Таковы зоны поперечных складок в Керченско-Таманской, Южно-Каспийской и Афгано-Таджикской межгорных впадинах Альпийско-Гималайского пояса, которые и сами простираются поперек последнего, а на юге обрамлены очень изогнутыми к югу структурными дугами – такими как структурная дуга Талыша-Эльбурса-Аладага, обрамляющая с юга акваторию Южного Каспия.

Наконец, в-третьих, структура областей перемещения и аккумуляции выжатых масс в наибольшей степени отражает особенности, связанные с пластической деформацией и тектоническим течением горных масс. Результат последнего принимает вид однонаправленного латерального потока, который в мегамасштабе выражен ороклинальным изгибом орогенического пояса (рис. 2.7, 2.8). Столь характерная для участков выжимания деформация чистого сдвига, проявляющегося там, как в горизонтальной плоскости: в рассмотренных выше особенностях сдвиговой тектоники, так и в вертикальной плоскости: формированием сутур и систем складок общего смятия – замещается деформацией простого сдвига. При этом последний развивается в тех же двух плоскостях – горизонтальной и вертикальной. В горизонтальной плоскости формируются латеральные тектонические потоки, ограниченные широкими зонами горизонтального простого сдвига (скашивания) – субпараллельных, несмотря на разный знак сдвига на противоположных боках потока (см. рис. 2.7, 2.8). В вертикальной плоскости (в подошве надвигающегося потока) образуются крупномасштабные структуры срыва с однонаправленной вергентностью



▲ Рис. 2.7. Типовые структурные рисунки ороклинов, возникающих при разных формах изгиба в горизонтальной плоскости (план). А – поперечный изгиб в горизонтальной плоскости; Б, В – поперечный изгиб, осложненный вращением в горизонтальной плоскости: Б – изгиб досдвигового, первично прямолинейного элемента, В – новообразование сосдвиговых складок; Г – продольный изгиб в горизонтальной плоскости.

1 – досдвиговый маркер; 2 – сосдвиговые складки; 3 – сдвиги; 4 – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); 5 – орогенные впадины, возникшие в результате растяжения и проседания участков коры; 6 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 7 – направления усилий, создающих ороклины; 8 – направления локальных поворотов блоков

складок и надвигов, указывающей на направление вытягивания и надвигания потока. Яркие черты подобного строения демонстрируют многие крупнейшие ороклины Альпийско-Гималайского пояса: Макранский, Сулейман-Киртарский, дуги Тавра и др. (см. рис. 2.7, 2.8).

При этом компенсирующее латеральное перемещение участка складчатонадвиговых деформаций на фронтальной стороне такого ороклина, по сути, и представляет область наибольшей аккумуляции выжатых масс. Несмотря на то что эта область развивается на значительную (иногда почти до 1000 км)



▲ Рис. 2.8. Примеры ороклинов, сформировавшихся при разных формах изгиба в горизонтальной плоскости. А – Макранская складчатая система; Б – Карпаты; В – Тад-жикская виргация; Г – дуги Тавра.

1 – оси складок; 2 – сдвиги; 3 – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); 4 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); 5 – орогенные впадины; 6 – офиолиты; 7 – крупные мегаскладки основания и центральные «ядра» орогенов; 8 – области проявления орогенного вулканизма; 9 – направления усилий, создающих ороклины, и направления движения блоков

ширину, она характеризуется относительно невысокой амплитудой орогенического подъема и пологим зеркалом складчатости, а также сопровождается масштабным межгорным бассейном в тыловой части.

Все эти черты, выраженные в поперечном вертикальном сечении областей латерального транспорта и аккумуляции выжатых масс, принципиально отличают их от орогенических участков вертикального выжимания масс, также образующихся при сжатии, но при этом гораздо более узких, высоко поднятых, с признаками поперечного расплющивания в вертикальной плоскости и часто дивергентных.

#### Структурные рисунки участков тектонической аккумуляции выжатых масс: свободной и вынужденной

Описанные выше общие особенности расположения и структуры областей транспорта и аккумуляции выжатого материала универсальны, однако степень их выраженности в тех или иных случаях зависит от широкого ряда дополнительных обстоятельств. Они не обязательно связаны с самим механизмом индентации, но прежде всего с кинематическими условиями деформации. Например, важный фактор формирования структурного рисунка областей аккумуляции выжатого материала – наличие или недостаток пространства для аккумуляции выжатых масс, и здесь придется сделать некоторый экскурс в терминологию.

Отечественные авторы, занимавшиеся анализом структурных результатов неоднородной деформации выжимания/нагнетания, обстановку накопления выжатого материала обычно называют нагнетанием; в английском языке это слово переводится как pumping, или, скорее, pumping-up (нагнетание, накачивание – например, шины) в отличие, от pumping-out – выжимание (губки). (Правда, ранее кинематический анализ проводился только преимущественно для деформаций в вертикальной плоскости; особенно обстоятельно это делалось в работах В.В. Белоусова [1976, 1985]). В качестве примера обычно приводятся ядра соляных и глубинных магматических диапиров, где формируются сложные формы складчатости пересечения, а также структуры течения с пересекающимися системами линейности или сланцеватости – отражающие всестороннее сжатие в подобных закрытых камерах.

Однако специальный анализ обстановок выжимания именно в горизонтальной плоскости (например, тектонической индентации) показывает, что на результат деформации существенно влияет участие свободной поверхности земли или горизонтальных реологических коровых разделов. Например, можно ли считать действительным нагнетанием свободное перемещение по земной поверхности (или близко от нее) выжатого из своей корневой зоны тектонического покрова и его оседание на крыле орогена либо в соседней межгорной или предгорной впадине? Хорошо известно также, что конкретное направление и скорость такого перемещения в значительной мере определяются уже не только тектоническим выжиманием, а действием силы тяжести, регулирующей продвижение покрова к наиболее глубокому прогибу. Роль свободной поверхности земли не менее существенна и при спецификации условий аккумуляции масс, выжимаемых в горизонтальной плоскости.

В соответствии с этим представляется логичным выделять два вида условий тектонической аккумуляции выжатого материала. При этом в принципе неважно, в какой – вертикальной, горизонтальной или какой-либо иной – плоскости это происходит, хотя здесь подразумевается именно горизонтальная плоскость.

Для первого случая, характеризуемого ясно выраженным недостатком пространства, подходит широкоупотребительное понятие нагнетания, но только в узком (строго физическом) смысле этого слова, когда выжатый материал накапливается в закрытой камере. Для второго случая, когда передвижение выжатого материала не столь ограничено в пространстве (например, относительно недалеко от свободной поверхности земли или непосредственно по ней), мы будем использовать понятие «свободная тектоническая аккумуляция».

Рассмотрим проявление охарактеризованных выше обстановок аккумуляции выжатого материала на некоторых примерах.

# Структура участков стесненной латеральной тектонической аккумуляции выжатых масс

Признаки латерального нагнетания масс в ограниченную камеру можно видеть в структурном рисунке сложной в кинематическом отношении области Восточного Ирана (рис. 2.9, 2.10). В этом регионе на этапе коллизии Аравийской плиты с Евразией (неоген–квартер) имела место интерференция таких противоречивых, но согласующихся явлений, как общее субмеридиональное сжатие этой территории; одновременное субмеридиональное растяжение (с которым связан коллизионный вулканизм); субширотное сжатие, с формированием меридиональных надвигов и складок; и, наконец, крупномасштабный правый сдвиг вдоль субмеридиональных разрывов, аккомодировавший противочасовое вращение Аравийской плиты (подробный кинематический анализ, по литературным данным и ссылки см. [Копп, 1997, 2013]).

По поводу генезиса развитых здесь субмеридиональных складчатых зон, среди которых особенно характерна Керман-Табасская, высказывались разные точки зрения. Однако наиболее распространено объяснение последней ее



◀ Рис. 2.9. Сравнение структуры вертикальных (обычных) и горизонтальных диапиров.

А – вертикальный диапир (принципиальная схема – вертикальный разрез, повернутый на 90°); Б – структурная схема Керман-Табасской зоны (Восточный Иран) – «горизонтальный диапир».

фундамент; 2 – стратиграфические слои; 3 – направление нагнетания пластичных пород; 4 – сдвиги, 5 – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей);
6 – оси складок; 7 – мегантиклинали, сложенные палеозойско-триасовыми осадками в ядре.

КТ – Керман-Табасская зона, Тб – Табасский рамповый грабен, Шт – антиклинорий Шотори.

Разломы (цифры в кружках): 1 – сдвиг Найбенд, 2 – сдвиг Гавк, 3 – сдвиг Кухбенан

сжатием перед фронтом треугольного блока Центрального-Восточного Ирана, выжимаемого из Аравийско-Кавказского синтаксиса к востоку [Тарроnnier et al., 1981] (см. рис. 2.9, 2.10). По противоположным высказываниям, выпуклая к западу конфигурация Керман-Табасской зоны противоречит представлению о ее образовании в результате выжимания с запада: в этом случае она была бы выгнута не в западном, а в восточном направлении, по ходу движения выжимаемого блока. С большей вероятностью с предлагаемым П. Таппонье и его соавторами механизмом можно было бы связывать образование другой, Систанской складчатой зоны, находящейся по противоположную сторону от меридиональной Лутской впадины: эта зона действительно слегка выгнута к востоку (см. рис. 2.10). Однако заметим и здесь, что меридиональное простирание этой зоны в существенной мере предопределено иной причиной – она находится в зоне известного мегарегионального правого сдвига того же, субмеридионального, простирания.

Структурный рисунок Керман-Табасской зоны (см. рис. 2.9, Б) характеризуется относительно умеренной степенью сжатия и коробчатым профилем образующих ее складок; местами эти структуры осложнены взбросами, но ритмично чередующихся пологих надвигов и систематической однонаправленной вергентности здесь нет. При этом наряду с главной линейной, меридионально ориентированной складчатостью здесь присутствует и поперечная субширотная, однако она является дополнительной и пространственно связана с субмеридиональными правыми сдвигами (разрывы Найбенд, Гавк, Кухбенан), будучи приурочена только к западным крыльям последних. Судя по морфологии этих складок (перпендикулярно причленяющимся к линии разрыва гемиантиклиналям, быстро погружающимся по удалении от него), они образовались при компенсации северного перемещения западных крыльев сдвигов. Сильная складчатая переработка, указывающая на правосдвиговое смещение, проявляется только в западных крыльях разрывов, тогда как восточные ориентированы продольно или слегка косо по отношению к главной меридиональной складчатости. Кроме того, в восточных крыльях преобладают синтетические подвороты осей складок, свидетельствующие о том, что правосдвиговое смещение ассоциировало с общим изгибом складчатой зоны по часовой стрелке.

Несомненно, такие различия в строении западных и восточных крыльев правых сдвигов указывают на асимметрию строения деформируемой среды:

▶ Рис. 2.10. Предполагаемая модель соподчиненности разнопорядковых деформаций и перемещений в Центральном – Восточном Иране [Копп, 1997, 2013].

1 - сдвиги; 2 - широкие зоны простого сдвига, устанавливаемые по расположению более мелких антитетических сдвигов с противоположным знаком смещения; 3 – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителя); 4 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); 5 – осевые линии складок; 6 – направление движения вдавливающейся в Евразию Аравийской плиты (процесс 1-го порядка); 7 - направления реактивного выжимания масс, сопровождающегося меридиональным растяжением в Центральном и особенно Восточном Иране, а также поддвигом первого



под последний (процесс 2-го порядка); 8 – направление более поверхностного противотока масс, сопровождающегося надвиганием в противоположном направлении и сжатием в Керман-Табасской зоне Восточного Ирана (процесс 3-го порядка); 9 – общее направление поворота блока Центрального – Восточного Ирана, обусловленного вращением Аравийской плиты (отраженное проявление процесса 1-го порядка) южное перемещение блоков испытывало гораздо меньшее сопротивление, чем северное, сопровождавшееся дополнительным смятием. Это становится более понятным, если учесть, что недалеко на юге, в Макране, находится область субдукции Аравийского моря, в нависающей плите которой относительное движение масс было направлено также к югу. Иными словами, частные смещения восточных крыльев меридиональных правых сдвигов происходили согласно с этим более общим движением масс. В западных же крыльях сдвигов смещающиеся к северу блоки утыкались в почти поперечный движению фланг Копетдагской структурной дуги (см. рис. 2.10), где места для продвижения к северу было существенно меньше. Из-за этого блоки вынуждены были разворачиваться к западу с некоторым вращением против часовой стрелки.

Стоит подчеркнуть также, что внутри самой Керман-Табасской зоны не наблюдается признаков наложения присдвиговых субширотных гемиантиклиналей на субмеридиональные линейные складки (и нет также их взаимного пересечения): последние везде их плавно облекают. Таким образом, те и другие образуют общий парагенез и формировались при одинаковых для них условиях. Поскольку вершина направленного к западу плавного изгиба зоны находится прямо напротив области наибольшей концентрации присдвиговых субширотных складок (см. рис. 2.9, Б), можно предположить, что обе ее главные черты (субширотное сжатие и изгиб к западу) связаны с одной причиной – нагнетанием в ее восточной части материала, смещенного с юга по правым сдвигам. Таким образом, Керман-Табасскую зону можно в данном смысле сравнить со сводом диапировой складки, в ядро которой закачивается пластичный материал (см. рис. 2.9, А, Б). При этом роль «поверхности фундамента», вдоль которой идет перемещение нагнетаемого материала, здесь играет зона меридиональных сдвигов. С этих позиций проще объяснить возникновение таких специфических черт, как, например, треугольный новейший грабен Табас, который соответствует области деформационной тени, куда не успел дойти накачиваемый с юга материал, или осложненный меридиональным надвигом и выгнутый к западу надвиговый хребет Шотори (с данной точки зрения, структура сжатия, частично закрывающая деформационную тень).

Добавим также, что наличие некоторого относительно свободного пространства – геодинамического убежища, которое могло бы активизировать нагнетание масс, здесь, несомненно, обеспечивалось симметричным расхождением масс к югу и северу, выраженным веерообразным рисунком левых и правых сдвигов по краям треугольного домена Центрального-Восточного Ирана (см. рис. 2.10). Если считать, что эти сдвиги обрамляют жесткий блок, никакого растяжения в его тылу может и не быть. Если же рассматривать рисунок сдвигов как результат пластической деформации и течения масс, то выдвигание Копетдага и Макрана соответственно к северу и югу можно представить в качестве двух расходящихся струй тектонического потока. В этом случае между ними обязательно должно было существовать некоторое разрежение, куда могли засасываться нагнетаемые массы коры. Кроме того, меридиональное растяжение на глубине уже само по себе могло генерировать широтное сжатие поверхностных горизонтов.

# Структура областей свободной тектонической аккумуляции

Тектонические формы данного типа представлены изогнутыми в той или иной степени, структурными дугами – ороклинами, образовавшимися и часто нарастающими в процессе изгибания, в результате крупномасштабного латерального вязкопластического течения масс в сторону меньшего давления. При этом изгиб ороклина может быть как первичным (в том числе, связанным с диагональной ориентировкой структур сжатия по отношению к сдвигам), так и вторичным [Баженов, Буртман, 1990], т.е. связанным с реальным изгибанием первично прямолинейной складчато-надвиговой зоны (см. рис. 2.7, 2.8). Свойства и элементы строения структур такого рода неоднократно и с разных позиций описаны [Буртман, 1984, 1989; Баженов, Буртман, 1990; Копп, 1997; М. Леонов, 2008; Carey, 1955; и мн. др.]. Наиболее существенны здесь фронтальные зоны сжатия, которые в зависимости от тектонического режима, масштаба, глубинности и других сопутствующих условий могут иметь вид изогнутого в плане орогена (или даже отдельной складчатой зоны), либо образовавшейся при участии субдукции и также изогнутой аккреционной призмы с вулканической дугой в тылу.

Глубинные латеральные потоки выжатого материала могут быть как ориентированы вдоль орогена, будучи направлены в сторону менее сжатых периклиналей (таковы, например, ороклины, образованные поперечными складчатыми зонами на периклиналях Кавказа, Копетдага и в Таджикской депрессии [Копп, 1979]; см. рис. 2.8, В), так и поворачивать поперек орогенного пояса в «проемы» между соседними сильно сжатыми складчатыми системами. Наиболее полно связь с латеральным выжиманием доказывается только для первых из них, тогда как вторые в этом смысле более проблематичны, ибо далеко не всегда можно разделить в их образовании доли участия собственно индентации и других (независимых) процессов, например субдукции. Такова Эллинская дуга с Эгейским бассейном растяжения в тылу (см. рис. 2.7, Г, 2.8, Г). Когда-то она приводилась как прямой пример структуры, образовавшейся в результате компенсации направленного к западу выжимания Анатолийской плиты из Аравийского синтаксиса [Тарроппіег, 1977]. Однако смещения порядка 100 км по Северо-Анатолийскому правому сдвигу (который, как считалось, аккомодировал латеральное индентационное удаление Анатолийской плиты) недостаточно для объяснения суммы растяжения в Эгейском регионе [Burke, Sengör, 1986; Sengör, 1979]. Теперь же для этого, помимо некоторого участия латерального

индентационного удаления, гораздо настойчивее привлекают представления об откате к югу субдуцирующего под Эллинскую дугу слэба и о растяжении в кровле Эгейского глубинного диапира. Собственно те же сомнения необходимо отнести и к Макранскому ороклину. При этом как в Эгейском регионе, так и в Макране участие латерального выжимания масс в формировании общего структурного рисунка, равно как и в приуроченности подобных областей к промежуткам между кульминациями орогенического пояса, достаточно неоспоримо, и вопрос заключается только в выяснении баланса тектонических процессов разного типа.

Обобщение палеомагнитных данных и особенности структурного рисунка в ряде случаев позволяют выяснить существенные кинематические детали: долю изгиба при формировании ороклина – потока выжатых масс, наличие или отсутствие дополнительного поворота этого потока в горизонтальной плоскости и т.п. (см. рис. 2.7; подробный анализ см. в [Копп, 1997]). Например, вращательная компонента движения масс угадывается по более активному смятию структур фронтальной зоны сжатия какого-либо ороклина около одного из фланговых сдвигов (см. рис. 2.7, В и 2.9, В). Складки образуют здесь сильно сжатый пучок, тесно примыкающий к внутреннему, по отношению к ороклину, крылу сдвига и постепенно раскрывающийся по удалении от него в виде вынужденной виргации.

Особенности строения области аккумуляции выжатых масс рассмотрим на примере Южно-Каспийского геодинамического убежища, приуроченного к одноименной поперечной межгорной мегавпадине между Кавказом и Копетдагом. Помимо наиболее общих типовых черт строения подобных областей, здесь удается проследить соотношения двух упомянутых выше видов тектонической аккумуляции выжатых масс: свободной – в условиях их однонаправленного (ламинарного) течения и стесненной (нагнетания в узком смысле). Имеющиеся геологические данные позволяют восстановить здесь следующую картину разнонаправленных, но при этом согласованных горизонтальных перемещений коллизионного этапа (подробнее см. в [Копп, 1979, 1981, 1997]; рис. 2.11).

По краям Южно-Каспийской впадины происходило сближение в меридиональном направлении Скифско-Туранской окраины Евразийской литосферной плиты с Куринско-Малокавказской и Копетдагской микроплитами, ограниченными попутными сдвигами. Оно привело к субмеридиональному сжатию в районе Копетдагского и Кавказского синтаксисов (в том числе в районе восточного – Шахдагского – второстепенного пережима последнего), где формировались складки и надвиги субширотного – ЗСЗ простирания. В пределах же Южно-Каспийского блока (понимаемого здесь в широком смысле, вместе с периклиналями Большого Кавказа и Копетдага), ограниченного со всех сторон сдвигами, отмечаются, напротив, продольные – субширотные – перемещения материала, направленные от соседних синтаксисов к «безгранитному» ложу Южно-Каспийской впадины (рис. 2.11). Эти перемещения разного знака



▲ **Рис. 2.11.** Южно-Каспийское «геодинамическое убежище» и направления латерального выжимания масс.

1 – направления складок и надвигов, 2 – региональные сдвиги и широкие сдвиговые зоны,
3 – некоторые орогенные впадины, 4 – направления: а – перемещения блоков и латерального выжимания материала, б – регионального горизонтального сжатия

интерферировали, приводя к возникновению складок разного простирания. В самых своих «истоках», т.е. ближе к вышеупомянутым пережимам – синтаксисам орогенного пояса, эти движения развивались, вероятно, в условиях недостатка пространства, что привело к интенсивному субширотному сжатию клиновидных блоков Юго-Восточного Кавказа (Гобустанского) и Северо-Западного Копетдага и формированию здесь перекрестного структурного плана (см. рис. 2.11, 2.12).

В пределах самой Южно-Каспийской впадины, видимо, существовал постоянно наращивающийся дефицит масс, который зафиксирован не только в ее прогибании, но и в разнообразных структурных проявлениях растяжения. Соответственно следует предполагать наличие южной, по отношению к Евразии, компоненты перемещения литосферы впадины – в сторону Эльбурса. Там оно, вероятно, компенсировалось сжатием и континентальной А-субдукцией под микроплиту Центрального Ирана, с чем согласуются признаки накатывания Южно-Каспийской впадины к югу [Копп, 1997]. По данным гравиразведки, дивергентный Эльбурс антиизостатичен и представляет собой полностью бескорневое (покровного типа) складчатое сооружение [Dehghani, Markis, 1984].

Продольные перемещения и связанное с ними субширотное горизонтальное сжатие Южно-Каспийского тектонического блока особенно интенсивно про-



▲ **Рис. 2.12.** Парагенезы поперечных складок и сдвигов (Северо-Западный Копетдаг). На врезке – Урумельджинская гемиантиклиналь.

1 – стратоизогипсы кровли мела, проведенные через 1000 м; 2–5 – разрывы: 2 – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей), 3 – сдвиги, 4 – разрывы с неясным характером смещения, 5 – Главный Копетдагский разрыв; 6 – геологические границы (а – согласные, б – трансгрессивные); 7 – маркирующие горизонты; 8 – элементы залегания, градусы; 9 – песчаники; 10 – известняки и конгломераты; 11 – конгломераты

исходили в плиоцене-квартере с некоторым запаздыванием по отношению к меридиональным перемещениям, которые в соседних орогенах начались раньше. На Юго-Восточном Кавказе они начались в позднем миоцене, а на Копетдаге – в раннем миоцене [Копп, 1972; Расцветаев, 1972; Ятченко, 1966]. На Эльбурсе меридиональное сжатие началось в раннем миоцене, но особенно усилилось на границе миоцена–плиоцена [Breddin, 1970; Stöcklin, 1974]. Вместе с тем интенсивное скучивание в Копетдагском и Кавказском орогенических синтаксисах (обусловившее покровообразование, рост гор и смятие осадков в

молассовых прогибах) продолжалось в течение всего плиоцен-четвертичного времени. Так что в первом приближении можно считать, что разнонаправленные горизонтальные перемещения в Южно-Каспийском регионе происходили одновременно и скорее всего согласованно.

Таким образом, внутри Южно-Каспийского блока господствовало поле напряжений с горизонтальной, субширотной ориентировкой главного сжатия, действовавшее одновременно с субмеридиональным сжатием в соседних синтаксисах. Это сжатие происходило не только в надвиговом, но и в сдвиговом поле напряжений, где развивались деформации чистого сдвига в горизонтальной плоскости. Они развивались как в форме хрупкого разрушения с формированием сдвиговых структур типа домино, так и в виде пластической деформации и течения масс: структур мегабудинажа, а также структур расплющивания в горизонтальной плоскости (см. рис. 2.4–2.6). Все это в совокупности может быть объяснено единственной причиной: вытеснением краев Южно-Каспийского блока из соседних синтаксисов коллизионного складчатого пояса.

Весьма вероятно, что с этим же, но только на более глубоком уровне (скорее всего, на уровне подошвы гранитного слоя), связано выгибание к югу дуги Эльбурса и компенсационное растяжение в Южно-Каспийской впадине. Следовательно, латеральное выжимание масс в этом регионе происходило по той из упомянутых выше схем, согласно которой в результате этого процесса одновременно формируются поперечные структуры сжатия и раздув складчатого пояса.

Отметим некоторые общие особенности структурного рисунка области тектонической аккумуляции выжатого материала в Южно-Каспийском регионе (см. рис. 2.11, 2.12). Сюда были направлены два потока выжимаемых горных масс, один из которых географически включает Шемахино-Гобустанскую ступень Юго-Восточного Кавказа, прилегающие области Нижнекуринской впадины и территорию Бакинского архипелага, а второй, зарождаясь на Копетдаге, охватывает целиком его западную половину и большую часть Южно-Каспийской впадины – от Западно-Туркменской ступени до середины «безгранитного» днища. Несмотря на некоторые различия в размерах и характере деформаций, отмечаются и общие черты структурного рисунка, имеющие, на наш взгляд, типовой характер (они обобщены в рис. 2.13, см. рис. 2.12). Области перемещения и сгруживания выжатых масс в плане имеют клиновидную форму: они сужаются около синтаксисов складчатого пояса, откуда выжимается деформируемый материал, и расширяются по ходу движения потока; на флангах последнего присутствуют региональные сдвиги. Такая конфигурация выжимаемых блоков лучше всего способствует их вытеснению в геодинамические убежища. В геологической структуре такие блоки, как правило, выражены гемисинклинориями и уплощенными ступенями на периклиналях орогенов.


▲ **Рис. 2.13.** Структурный рисунок, характерный для поперечных складчатых зон, сформировавшихся при сгруживании выжатого материала – принципиальная схема (план).

1 – региональные сдвиги (черные стрелки – на активно смещающихся крыльях); 2 – надвиги (вершины треугольников – в сторону падения сместителей); 3 – складки; 4 – впадины растяжения; 5 – направление смещения блока-индентора; 6 – главное направление латерального выжимания масс; 7 – то же, локальные направления

В тыловой части выжимаемых блоков присутствуют плоскодонные депрессии, обычно треугольные в плане и тем самым в уменьшенном варианте повторяющие очертания самого блока в целом (Джейранкечмезская и Ходжакалинская синклинали на Юго-Восточном Кавказе и Западном Копетдаге соответственно). Судя по такому расположению этих впадин, они, скорее всего, отражают постоянно поддерживающийся дефицит масс в области разгрузки. Известно, что в тылу смещаемых по горизонтали блоков обязательно должно присутствовать растяжение либо существенно уменьшиться сжатие.

Однако далее по направлению движения блоков структура резко усложняется. Непосредственно с треугольными мульдами граничат участки сильно сжатых поперечных складок, которые образуют структуры пересечения со складками продольной ориентировки, еще присутствующими в этой области (см. рис. 2.12, 2.13). Однообразно выдержанная вергентность здесь нарушается, а некоторые складки имеют веерообразный профиль. Все это в совокупности с относительно повышенным орогенным подъемом указывает на то, что деформация идет в обстановке чистого сдвига с удлинением по вертикали. Около треугольных мульд зоны поперечных складок опрокинуты назад, на мульды (таковы Шихкаинская и Бурансызская антиклинали на ЮВ Кавказе, Эйшемский антиклинорий на Северо-Западном Копетдаге) и часто выгибаются к мульдам в виде выпуклых дуг. Такое, несколько неожиданное, видимое надвигание структур назад по ходу движения тектонического потока может быть объяснено только сильной нехваткой пространства в месте его зарождения. В силу наличия здесь всестороннего сжатия верхние горизонты могут отставать от общего движения, и на самом деле мы здесь, видимо, имеем дело с поддвигом мульд под поперечные складки. Некоторые признаки поддвига Ходжакалинской мульды Западного Копетдага под Эйшемскую антиклиналь отмечались нами ранее [Копп, 1971].

Как бы то ни было в данном случае, все отмеченные выше главные свойства зон поперечных складок на данном участке: их сильное сжатие около сдвигов (дивергентный профиль), наличие по крайней мере двух, а то и трех перекрещивающихся структурных планов, относительно высокая степень орогенного воздымания (особенно наглядно это ощущается на Северо-Западном Копетдаге) – свидетельствуют о том, что тектоническая аккумуляция выжатых масс проходила здесь в обстановке его нагнетания в стесненное пространство. С данным выводом согласуется и то, что зоны перекрестной складчатости особенно сложно построены в точке истока зарождения латерального потока выжатых масс, т.е. ближе всего к орогеническому синтаксису, где как раз и следует ожидать наибольшего недостатка пространства. Однако далее «вниз», т.е. по ходу латерального тектонического потока, идет постепенное рассасывание избытка масс: зоны перекрестного структурного плана постепенно выклиниваются и в итоге продольные складки, соответствующие уже обновленному генеральному структурному плану бокового фланга орогена, полностью доминируют и занимают все свободное пространство; сжатие и орогенное воздымание снижаются. Если в области латерального нагнетания поперечные складки часто имеют вид гемиантиклиналей, погружающихся от краевых сдвигов к оси потока (см. рис. 2.12), то здесь они, напротив, уже воздымаются от сдвигов к оси последнего. По мере расширения выжимаемого клина они быстро увеличиваются и превращаются в линейные, сильно выгнутые к межгорной впадине (служащей геодинамическим убежищем) и заметно опрокинутые в том же направлении антиклинальные цепи. Морфология последних свидетельствует о том, что они возникли в результате широкомасштабного срыва и надвигания в направлении межгорной впадины, при наличии свободного пространства впереди; наклон зеркала складчатости согласуется с вергентностью. Фланги складчатых дуг осложнены системой кулис, свидетельствующей о попутном изгибу сдвигании.

Последовательное увеличение кривизны изгиба дугообразных складчатых зон по направлению к межгорной впадине показывает, что по мере приближения латерального потока к последней его движение регулируется уже не столько силой выталкивания, направленной из синтаксиса в сторону меньшего коллизионного давления, сколько встречной силой, затягивающей его во впадину, в качестве которой логично рассматривать силу тяжести.

Отмеченные особенности структурного рисунка наиболее близкой к межгорной впадине части области сгруживания выжатого материала свидетельствуют о том, что горизонтальное сжатие и складкообразование там идет в обстановке простого сдвига, происходящего как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Следовательно, тектоническая аккумуляция уже не имеет здесь никаких признаков нагнетания под давлением и квалифицируется как свободное сгруживание выжатого материала, в существенной мере происходящее в гравитационном поле.

Обращает на себя внимание определенная плановая асимметрия структурного рисунка обоих потоков выжатого материала в Южно-Каспийском регионе: западного и восточного. Она подчеркивается, прежде всего, более резкой выраженностью сдвигов северного обрамления Южно-Каспийского блока. Именно с ними связаны особенно сильные деформации сжатия и нагнетания в пределах области развития поперечных складок: гораздо более заметные, чем таковые около сдвигов южного обрамления блока. Повышенные сжатие и нагнетание материала именно около северной сдвиговой границы перемещающегося материала однозначно свидетельствуют о недостатке пространства с этой стороны и, возможно, о некотором повороте выжимаемых потоков к югу. Данный вывод увязывается с направленным к югу изгибом Талышско-Эльбурсско-Аладагской орогенической дуги и растяжением в ее тылу. Очевидно, отодвигание последней к югу (относительно Евразии, а также Кавказа и Копетдага) создавало разрежение в тылу, куда могли засасываться потоки тектонически выжимаемых горных масс. Само по себе изгибание дуги, как мы попытались показать выше, также может быть следствием выжимания масс из соседних синтаксисов.

С поворотами потоков к югу согласуются и другие черты структурного рисунка: дугообразная, с некоторой выпуклостью к северу, форма северных сдвигов (аппроксимирующая повороты?) и особенности плановой конфигурации поперечных складчатых зон. Образуемые ими в плане структурные дуги асимметричны: они осложнены сильно растянутым и плавно изогнутым северным флангом и коротким, как бы подвернутым, южным. Последнее вызывает ассоциацию такого латерального потока с проворачивающейся и накатывающейся (но здесь – в плане!) гусеничной передачей, обеспечивающей общее поступательное, с некоторым вращением, движение горных масс.

### Краткое резюме

С помощью методики анализа структурных рисунков латеральных тектонических потоков, создаваемых при действии сдвигового стресс-режима, можно как установить сам факт такого потока, так и определить его частные динамокинематические домены, которые в латерательной последовательности указывают на главный вектор движения. Особенно информативны в этом отношении условия коллизионного орогенеза (где ввиду широкой роли индентации соседних литосферных плит) деформация сильно неоднородна из-за неровных очертаний последних, обеспечивающих латеральное выжимание масс. В такой обстановке сдвиговое поле напряжений сочетается с надвиговыми и сбросовыми вариациями данного поля, и его разнообразие отражается в ансамблях структур и соответствующих им структурных рисунков.

Каждый выжимаемый латеральный поток масс (сформированный при сдвиговом стресс-режиме – вкратце, «сдвиговый») берет свое начало («исток») с того домена поля деформации/напряжений, где конкурентно сосуществуют надвиговый и сдвиговый стресс-режимы. В таком случае горизонтальное тектоническое сжатие реализуется движением, зависящим от свободного пространства по вертикали (насколько это позволяет возрастающая сила тяжести), либо по латерали (где коллизионное давление меньше – либо вообще нет каких-либо препятствий по латерали). Таким образом, на участках выжимания происходит деформация чистого сдвига (в механическом смысле), где латеральное укорочение может компенсироваться удлинением как по вертикали, так и по латерали, или сразу тем и другим (в зависимости от тех или иных сопутствующих кинематических условий).

Однако для анализа потоков сдвигового типа важно поведение именно разрывов-сдвигов, которые при деформации чистого сдвига (механ.) разворачиваются в плане, в направлении оси растяжения. Но, разумеется, в приведенных примерах нужно учесть, что соседние орогены одной и той же коллизионной зоны (в зависимости от своей предыстории и реологии деформируемой среды) различаются не только по амплитуде орогенного воздымания, но и по соотношению в целом вертикальной и горизонтальной компонент в суммарной деформации чистого сдвига. Например, Большой Кавказ из-за разнородности включенных в него элементов (участков жесткого герцинского фундамента, позднемезозойского субдукционного вулканического пояса и протяженной флишевой зоны), прежде всего, отличается продольной реологической зональностью (и соответственно доминирующей ролью разрывов взбросово-надвигового типа). Предыстория соседнего Копетдага, в отличие от Большого Кавказа, не столь мозаична, и его бо́льшая территория занята деформированными осадками карбонатной клиноформы Скифской платформы.

Все это обусловило, при относительно невысокой амплитуде орогенеза Копетдага, умеренную роль взбросо-надвигов и, напротив, доминирующую роль сдвигов, дополнительно увеличивающуюся в крепких карбонатах – что обусловило хрупкий характер деформации и возможность согласованного вращения цельных блоков в соответствии с механизмом домино. Сам же факт такого вращения для Копетдага установлен по результатам анализа структурных рисунков и независимо подтвержден по палеомагнитным данным.

В отличие от Копетдага, на Большом Кавказе признаки деформации чистого сдвига с вращением сдвигов тоже убедительно фиксируются по структурному рисунку – но только вместо хрупкого разрушения там вращение разрывов-сдвигов реализовалось пластической деформацией изгиба в плане. Обобщение литературного материала по сдвигам Большого Кавказа (включая собственный материал автора) показало, что последние представлены равноправными и одновременными системами сопряженных сдвигов. Кроме того, в условиях Большого Кавказа деформация разрывов-сдвигов происходит в условиях транспрессии: надвиги перекрывают и часто маскируют сдвиги, которые образуют с ними небольшой угол и в ряде мест бывают субпараллельны надвигам.

В такой ситуации разделяемые сдвигами блоки уже не могут оставаться жесткими и претерпевают внутреннюю деформацию изгиба. Около участков пересечения этих систем усиливаются антитетические подвороты продольных структурных зон. Таким образом, Большой Кавказ (как и Копетдаг) тоже испытал деформацию чистого сдвига (механ.) в горизонтальной плоскости, но только в другой форме – не хрупкое разрушение с согласованным вращением по типу домино, а пластическую деформацию мегабудинажа в горизонтальной плоскости, – где мегабудины (имеются в виду сегменты орогена) разделены деформационными шейками, образованными участками пересечения сдвигов противоположного знака.

Таким образом, в обоих приведенных примерах использование анализа структурных рисунков (применяемого вместе с учетом особенностей реологии деформируемой среды) показало, что оба орогена испытали продольное удлинение, но только в разной форме. Для Копетдага это происходило путем хрупкого разрушения, а для Большого Кавказа – пластической деформацией в виде мегабудинажа, с разделением орогена на цепочку дробных мегабудин (разделенными деформационными шейками) вдоль простирания орогена и усилением антитетических пластических изгибов ранее жестких блоков.

Продолжая данную тему, пластическую деформацию (уже переходящую в сплошное сдвиговое течение) можно увидеть для частных продольных зон Большого Кавказа (относительно слабых реологически, например флиша и глин). В структурных рисунках этих участков, уже практически невозможно найти признаки деформации чистого сдвига – с вращением сдвигов к оси растяжения. Вместо протяженных диагональных, дизъюнктивная делимость в таких зонах представлена продольными взбросо-надвигами со сдвиговой компонентой, а последняя угадывается лишь по ассоциации с малоамплитудными поперечными складками, выгибающимися в сторону движения латерального потока (в качестве своего рода вектора движения потока), знак компоненты сдвига продольных взбросо-сдвигов определяется по кулисности оперяющих малоамплитудных складок.

В отличие от участков латерального выжимания, участки латерального тектонического транспорта и аккумуляции выжатых масс приурочены к наименее сжатым пересечениям коллизионного пояса (геодинамическим убежищам), а также переход по простиранию от доминирующего надвигового стиля орогена – сначала к сдвиговому, сбросо-сдвиговому и на периклинали даже к сбросовому стилю. Характерно также общее снижение орогенного подъема и развитие глубоких поперечных межгорных впадин – вроде Южно-Каспийской поперечной межгорной впадины, Афганского «коридора» и подобных структурных понижений. Там же нарушается генеральный структурный план орогенов: возникают складки и надвиги, ориентированные поперек генерального простирания орогена. Так выглядят зоны поперечных складок в Керченско-Таманской, Южно-Каспийской и Афгано-Таджикской межгорных впадинах Альпийско-Гималайского пояса, которые и сами простираются поперек последнего, а на юге обрамлены сильно изгибающимися к югу структурными дугами – такими как структурная дуга Талыша-Эльбурса-Аладага, обрамляющая с юга акваторию Южного Каспия.

Наконец, структура участков перемещения и аккумуляции масс в «устье» сдвигового потока в наибольшей степени отражает особенности, связанные с пластической деформацией и тектоническим течением горных масс. Результат последнего принимает вид однонаправленного латерального потока, который в мегамасштабе выражен ороклинальным изгибом орогенического пояса. При этом столь характерная для участков латерального выжимания деформация чистого сдвига (проявляющегося как в вертикальной, так и горизонтальной плоскостях) полностью замещается деформацией простого сдвига (механ.), распределяющегося в широкой зоне. При этом и простой сдвиг развивается в тех же двух плоскостях – горизонтальной и вертикальной. В первом случае формируются латеральные тектонические потоки, ограниченные широкими субпараллельными зонами горизонтального простого сдвига (противоположного знака). В вертикальной же плоскости, в подошве надвигающегося потока, образуются крупномасштабные структуры срыва с однонаправленной вергентностью складок и надвигов, указывающей на направление латерального вытягивания и надвигания латерального потока. Яркие черты подобного строения демонстрируют многие крупнейшие ороклины Альпийско-Гималайского пояса: Макранский, Сулейман-Киртарский, дуги Тавра и др.

# Сбросовый стресс-режим: использование дугообразных структур растяжения как вектора латеральных движений

В отличие от предыдущего раздела, где рассматривались реконструкции латеральных тектонических потоков, создаваемых в условиях сдвигового стресс-режима (с участием надвигового режима – условия индентации); здесь применялся анализ структурных ансамблей и соответствующих структурных рисунков. Однако, как уже более подробно сообщалось выше, во «Введении», автор расширил свой методический диапазон в сторону реконструкций большего участия горизонтального растяжения, и теперь дальше это будет делаться уже с использованием геометрии в плане дугообразных структур растяжения (т.е. в условиях сбросового режима), для чего разработана специальная кинематическая модель. Общий план данного раздела выглядит следующим образом: 1) критический анализ имеющихся концепций, объясняющих природу дугообразных очертаний структур растяжения; 2) привлечение кинематически асимметрии как системной причины дугообразной геометрии структур растяжения (рассматриваемая модель); 3) учет возможных факторов кинематической асимметрии растяжения в реальных условиях.

Далее, проверка работоспособности предложенной модели проведена для разных условий растяжения: эндогенного, с использованием литературных и картографических материалов (для активных рифтов и авлакогенов), и экзогенного растяжения, где в качестве главной научной цели ставится исследование гравитационно-тектонических деформаций постколлизионного коллапса, испытываемых неотектонически активизированной в результате действия коллизии плит Восточно-Европейской платформы. Здесь, в полевых условиях, реконструированы автономные латеральные движения внутри этой платформы, происходящие в направлении от антеклиз к соседним синеклизам. В качестве общего синтеза материала в представленной части данного раздела сделано обобщение результатов изучения гравитационно-тектонических деформаций Восточно-Европейской платформы, нацеленное на проблему гравитационного коллапса антеклиз, с обсуждением дискуссионных вопросов.

Сделаем важный комментарий. Предлагаемая кинематическая модель и ее пояснение (как и параллельные исследования, связанные с ее тестированием), равно как и научные исследования в области новейшей деформации – все это занимает немного места. Однако в процессе создания данной модели автору пришлось ознакомиться с гораздо более широким пластом литературы, за-

остренной больше на методическом отношении, нежели понадобилось бы для продумывания конкретной кинематической модели. Тем более важно, что это как раз дало бы необходимую информацию для создания именно кинематической модели: например, существует возможность привести точные сведения об относительной скорости спрединга: для медленно-спрединговых хребтов (приблизительно прямолинейных в плане) и быстроспрединговых в океанах (дугообразных на всем протяжении). При этом первые дают пример кинематической симметрии для их раздвигающихся крыльев, тогда как вторые проявляют устойчивую кинематическую асимметрию растяжения: на вогнутой стороне дугообразных хребтов скорость спрединга сильно гипертрофирована. Имеем ли мы право такие сведения обходить стороной, если пытаемся сравнивать скорость раздвижения на противоположных крыльях разрыва растяжения?

Учитывая вышесказанное, автор разделил текст данного раздела (т.е. полный обзор всего собранного материала методического литературного материала и его часть, относящуюся только к исследованию новейших гравитационнотектонических деформаций Восточно-Европейской платформы вместе с орогеном Большого Кавказа) на две части. Первая из них – более строго относящаяся к доказательству обосновываемой модели (имеется в виду область исследования гравитационного коллапса на платформе и соседних орогенов). Вторая же часть собранного автором литературного материала включает гораздо более объемную часть литературного обзора, причем именно только там, где в наличии имеются дугообразные структуры растяжения. По этой причине присутствие последних заслуживает обоснованного предположения по поводу наличия векторизованных латеральных движений (и, разумеется, там, где это методически возможно реконструировать). Поэтому, исходя из приведенных соображений, вторая часть этого текста, по-моему, вполне интересна сама по себе и она вставлена в данную монографию в виде отдельной главы с названием «Проявления кинематической асимметрии растяжения в широком масштабе» (материал для дискуссии). Эта глава включена в конец раздела, отведенного для рассмотрения латеральных тектонических потоков, создаваемых в условиях сбросового стресс-режима. В данной части текста приведен материал, относящийся к возможному участию кинематического асимметричного растяжения в океанах: зонах субдукции западно-тихоокеанского типа и спрединговых хребтов разного очертания в плане (имеются ли признаки латеральных течений в глобальном масштабе?).

## Анализ имеющихся концепций дугообразных очертаний структур растяжения

Тот факт, что в земной коре широко распространены дизъюнктивные структуры растяжения правильного дугообразного очертания в плане (разрывы, флексуры, цепочки вулканов и пр.), известен давно. По поводу такого изгиба в плане (именно деформационной природы) уже высказывались разные точки зрения, но, как выяснилось, они противоречивы и недостаточны для объяснения всего разнообразия данных структур. При этом одновременно, наряду с дугообразными структурами, часто встречаются и прямолинейные (хотя отмечается их пространственная разобщенность от дугообразных – несмотря на единство поля напряжений). Эта пространственная «сегрегация» (известный физический



▲ Рис. 2.14. Трехмерная деформация как фактор возникновения дугообразной формы сбросов [Reches, 1983].

Главные оси напряжений:  $\sigma_{\rm I}$  – ось сжатия,  $\sigma_{\rm II}$  – промежуточная ось  $\sigma_{\rm III}$  – ось растяжения. Главные оси деформаций:  $\varepsilon_{\rm I}$  – ось укорочения,  $\varepsilon_{\rm II}$  – промежуточная ось,  $\varepsilon_{\rm III}$  – ось удлинения

термин) определенно означает, что у тех и у других различные условия формирования, и следует их искать, допуская возможность того, что эти разные условия находятся в близких координатах поиска.

По одному из соответствующих объяснений, дугообразная конфигурация дизъюнктивных структур растяжения образуется в плане, когда латеральное удлинение деформируемого объема реализуется не только вдоль главной оси σ<sub>1</sub> эллипсоида напряжения (оси горизонтального растяжения), но и в некоторой степени вдоль промежуточной оси σ<sub>2</sub>. В подобных условиях в деформируемом объеме, кроме двух симметричных систем сопряженных сбросов, соответствующих классической модели Дж. Андерсона для плоской деформации, возникают две дополнительные, расположенные под углом к главным системам. Тогда будущий 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 (рис. 2.14) [Oertel, 1965].

Согласно другому, близкому варианту, ведущая роль в формировании дуг разрывов часто приписывается присутствию на их флангах диагональных сдвигов разного знака, что создает трапециевидный в плане ансамбль, охватывающий блок со всех сторон, и поэтому облегчающий его выдвигание изнутри такого ансамбля. При ▶ **Рис. 2.15.** Вид в плане идеального полуграбена и гипотетические разрезы [Rosendahl, 1987]. А – вид в плане, Б – вид в разрезе.

Геометрия погружения обусловливает здесь возникновение диагональных сбросо-сдвигов и сдвигов около окончаний полуграбенов. Горизонтальная полая стрелка на рис. 1.1, А указывает на латеральное направление компоненты отседания. Кроме того, для полуграбена характерен преимущественно согласный с кинематикой главного сброса кинематический знак второстепенных сбросов (см. верхний разрез на рис. 1.1, Б), тогда как для сравнения, в случае симметричного (полного) грабена знак второстепенных сбросов отличается от такового главного сброса – нижний разрез на рис. 1.1, Б



определенных условиях такое геометрическое сочетание вполне может аппроксимироваться в виде плавной дуги. Тогда происходит снижающее трение сглаживание тупых углов, но уже не ромба (для полуграбена), а трапеции, короткая из двух главных сторон которой образована сбросом, а скошенные боковые стороны – двумя сдвигами разного знака, но созданными в том же поле напряжений [Rosendahl, 1987] (рис. 2.15). В природе частая встречаемость структур такого рода была доказана для разных рифтовых регионов [Rosendahl, 1987; и др.].

Общее для обоих (рассмотренных выше) «композитных» вариантов возникновения дугообразных сбросов – объединение в единую сглаженную кривую разрывов разного простирания и кинематики. Однако оба они 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 разрывами, образуют изолированные от них домены.

Однако многие авторы категорически отрицают обязательное участие сдвигов в образовании дугообразных разрывов растяжения, используя как тектонофизические модели, так и полевые наблюдения. В отличие от двух предшествующих представлений, другое, не менее распространенное, 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. 2.16). 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



◄ Рис. 2.16. Дугообразная форма линии разрыва, вызванная искривлением первично прямолинейных траекторий напряжений в результате возникновения и разрастания разрыва [Гзовский, Черткова, 1953] (теоретическая схема).

а – макет флексуры с разрывом, б – проекция на горизонтальную плоскость траекторий главных нормальных напряжений – до возникновения разрыва, в – предполагаемый вид в той же плоскости траекторий главных напряжений – после возникновения разрыва.

 траектории алгебраически максимальных (растягивающих) главных напряжений, 2 – то же, промежуточных главных напряжений, 3 – линия разрыва, предполагаемые направления разрастания разрыва



▲ Рис. 2.17. Фотопанорама дугообразных четвертичных грабенов в районе национального парка Каньонленд в долине р. Колорадо (США, Юта) [McGill, Stromquist, 1979]

не только к наклонным сбросам, но и к субвертикальным взрезам и отрывам. Необходимо отметить, что в работах М.В. Гзовского и его коллег приводятся результаты полевых наблюдений дугообразной («волнистой», по М.В. Гзовскому) геометрии разрывов.

В данном аспекте интересен пример изучения четвертичных дугообразных грабенов глубиной несколько десятков метров в национальном парке Каньонленд на западе США (Юта), формировавшихся при совместном действии тектоники и гравитационного течения масс (рис. 2.17) [McGill et al., 1979]. Горизонтальное растяжение возникло здесь вследствие выжимания прослоя гипсов 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 самого гипсового пласта: удаление рекой продуктов выжимания гипсов постоянно поддерживало этот процесс, освобождая место для новых порций материала.

При этом существенное для нас наблюдение здесь было сделано в том отношении, что все рассматриваемые четвертичные грабены вогнуты по направлению движения к реке, но сдвиги, как специально отмечено авторами цитируемого исследования [McGill et al., 1979] (рис. 2.18), отсутствуют, и дугообразная конфигурация обусловлена исключительно искривлением траектории промежуточной оси  $\sigma_2$  эллипсоида напряжений; о том же свидетельствуют и результаты

#### КИНЕМАТИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СТРЕСС-РЕЖИМОВ



▲ Рис. 2.18. Карта расположения дугообразных грабенов Каньонленда, справа – стратиграфическая колонка палеозоя [McGill et al., 1979].

1 – экспозиция склонов современного рельефа, 2 – речные долины и русла временных потоков, 3 – оси крупнейших грабенов, 4 – оси грабенов 2-го порядка. Условные обозначения к стратиграфической колонке: 1 – песчаники с прослоями алевролитов, 2 – глины, 3 – известняки

моделирования. Связь дугообразных очертаний грабенов с действием однонаправленного течения в данном месте была проверена экспериментально, и когда в модели течение исключалось, имеющиеся в модели сбросы в материале оказывались прямолинейными. Еще один распространенный способ решения данной задачи (но относящийся исключительно только к наклонным сбросам) связывает дугообразный изгиб линий последних с объемной 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. 2.19). В то же время направление изгиба может повлиять на изгиб сброса в горизонтальной плоскости в ту или иную сторону [Копп, 2004] (рис. 2.20). 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. 2.20, А). Для сбросов анти-



▲ Рис. 2.19. 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 в случаях I и II остается одинаковым



▲ **Рис. 2.20.** Зависимость очертаний линии сброса в плане от кинематики деформации:

А – при проседании сброшенного блока вперед (по ходу движения) – обстановка флексурного изгиба, когда более свободное пространство для движения находится внизу, Б – 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 тетического типа (часто называемых листрическими) ковшеобразный изгиб выпуклостью обращен вниз и соответственно сброшенное крыло наклоняется назад, а тогда линия сместителя обращена к сброшенному блоку вогнутой стороной (см. рис. 2.20, Б). Обе эти ситуации различаются по направлению 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 второй она располагается сбоку и деформируемый материал широко распределяется в латеральном направлении.

Однако и 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 этот вариант 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 этого – экзогенные цирковые оползни, чьи стенки отрыва как раз демонстрируют сфероидальную форму. Кроме того, данный вариант предполагает, что сбросовое смещение происходит именно по наклонной поверхности, тогда как субвертикальные сбросы (а особенно отрывы) опять остаются вне поля зрения. Между тем листрическая конфигурация предусматривает то, что она включает очень важный дополнительный фактор – наличие более свободной стороны по латерали для удаления масс из зоны растяжения [Копп, 2004] (см. рис. 2.20).

В заключение проделанного автором анализа имеющихся точек зрения отметим, что ни одна из рассмотренных моделей не объясняет саму правильную (дугообразную, в самом точном смысле этого слова) форму разрывов такого рода и к тому же короткую длину дуги, не достигающую полуокружности. Не было объяснено, возможно, и самое существенное: взаимная изоляция дугообразных и прямолинейных структур растяжения (хотя те и другие возникли в общем поле напряжений и имеют одинаковое простирание). А ведь с точки зрения физики, такая устойчивая пространственная сегрегация объектов – признак принципиального несходства условий их возникновения.

Итак, можно подвести итог, что ни одно из рассмотренных выше объяснений причин дугообразного изгиба структур растяжений не является необходимым и достаточным (хотя некоторые из них содержат элементы, правдоподобные и совместимые с реальными структурными обстановками, а также доказанные геологически). Так, в некоторых местах проявляется присутствие сдвигов разного знака на отогнутых концах сбросовой дуги; очевидно также и частое влияние листрической геометрии поверхности сброса, во всяком случае для конкретных ситуаций.

Однако проведенный нами анализ альтернативных точек зрения показывает и то, что литературный материал содержит многие геологические факты, позволяющие думать, что сама в целом дугообразная геометрия структур растя-

86

жения является следствием гораздо более фундаментального обстоятельства. Это – наличие достаточно широкого свободного пространства для компенсации растяжения по латерали, и именно эта последняя причина представляется наиболее вероятной и универсальной. Обоснования предлагаемой теоретической модели (и подтверждающий ее геологический материал) приведены ниже.

### Кинематическая асимметрия как причина дугообразной геометрии структур растяжения (модель)

Подробный анализ имеющихся точек зрения целостной картины не создает, несмотря на то что каждая из них содержит элементы, объясняющие те или иные стороны рассматриваемой проблемы, а также иллюстрируется конкретными геологическими примерами. И самое главное, не ясны специфические условия, необходимые для возникновения именно дугообразных разрывов растяжения, равно как и их обособления от прямолинейных структур того же кинематического типа и ранга (причем формирующихся рядом, и в том же поле напряжений).

Кроме того, предпринятое самостоятельное изучение морфологии, динамики и кинематики формирования дизъюнктивных структур растяжения в разных регионах (см. последующие главы данного раздела) вкупе с использованным литературным материалом позволило автору предложить собственную модель формирования дугообразных очертаний структур горизонтального растяжения. Во главу угла этой модели ставится учет кинематической обстановки реализации этого растяжения, а именно неоднородностей нагружения и самой деформационной среды, создающих проблему пространства для растягиваемого материала [Копп, 2011, 2017<sub>1</sub>] (рис. 2.21).

В этом отношении мы должны иметь в виду, что горизонтальное растяжение (как и остальные виды напряженного состояния) может быть кинематически симметричным либо, напротив, асимметричным по отношению к внешним координатам и в том числе к самой зоне растяжения. В первом случае (*кинематической симметрии*) оба крыла какого-либо разрыва отодвигаются одно от другого с примерно равной скоростью, а во втором (*кинематической асимметрии*) – одно крыло двигается значительно быстрее. Фундаментальное различие этих вариантов заключается в разной степени сопротивления среды для движения крыльев: в первом из них оно одинаково с обеих сторон, а во втором – нет.

При симметричном растяжении (см. рис. 2.21, а), где сопротивление движению одинаково с обеих сторон, возникают относительно прямолинейные разрывы, хотя и осложненные дробной шероховатостью или зигзагообразностью их стенок (обусловленными только фрактальной структурой разрываемого материала). Во втором случае (кинематической асимметрии) ускорен-



▲ **Рис. 2.21.** Геометрическая модель асимметричного горизонтального растяжения 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 – неровнопрямолинейными); 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 блокирования сдвиговых и раздвиговых деформаций при перпендикулярном к направлению сжатия положении 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

ное отделение блока от остальной части массива и его движение к стороне с пониженным сопротивлением аккомодируются наиболее приспособленной для этого стороной – округлой (сферической или цилиндрической) поверхностью, обтекаемой со всех боков массива. Вдоль такой поверхности напряжения распределяются в соответствии с правилом Дж. Андерсона относительно кинематики разноориентированные сколы (см. рис. 2.21, б, в, г). В плане эта округлая поверхность будет выглядеть дугой, в вершине которой концентрируется растяжение, а на флангах возможно (при дополнительных условиях) и образование сдвигов.

Таким образом, выдвигание от общего материнского массива блока-сегмента происходит из вогнутой стороны выемки дугообразного разрыва растяжения. И, напротив, обратная геометрическая конфигурация разрывов (рассмотренная выше) не позволяет блоку-сегменту отделиться от материнского массива, тогда не произойдет и самого растяжения (ср. рис. 2.21, 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 последнего. Именно это дополнение к напряженному состоянию прежде всего вызывает формирование дугообразных структур и обусловливает их обособление от прямолинейных структур того же ранга, сформировавшихся в том же поле напряжений.

В плане такая закругленная (в полном виде – объемная) поверхность будет выглядеть правильной дугой, в вершине которой концентрируется растяжение, а на флангах возможно и образование сдвигов (см. рис. 2.21, в, г). При этом в случае главенства режима растяжения такая дуга должна оставаться короткой, ибо, если она превысит длину полуокружности, сдвиговые смещения будут уже затруднены, не говоря о том, что растяжение вообще целиком уступит место сжатию. Если же, напротив, представить, что изгиб поверхности отделения направлен по смещению не вогнутой, а выпуклой стороной (см. рис. 2.21, в), отделение блоков стало бы полностью невозможным, так как эта поверхность не способна полностью отделить блок от материнского массива.

При такой форме поверхности отделения (с удобным – закругленным краем) выскальзывание блока-сегмента может произойти независимо от кинематики конкретного изогнутого разрыва. И не имеет значения, или вдоль всего его простирания он может быть наклонным сбросом сколовой механической природы, или же он представлен вертикальным раздвигом с механизмом отрыва.

Кроме того, также не важно, возникла ли сферическая или цилиндрическая поверхность отделения блока при действии только растягивающих напряжений,

или же эта поверхность включает площадки действия как нормальных растягивающих, так и касательных (сдвиговых) напряжений. Само по себе участие сдвига в принципе не обязательно и, как показано выше, в таких условиях он не всегда проявляется в реальной природе [Гзовский, 1953; McGill et al., 1979], однако присутствие на отогнутых концах дуги попутных смещению сдвигов, знак которых соответствует типу общего поля напряжений, лишь ускорит откол и движение блока-сегмента (см. рис. 2.21, г). Наличие или отсутствие сдвигов объяснимо конкретной региональной 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 транстензии – сдвига с растяжением (см. рис. 2.21, в).

Такое специфическое сочетание, когда на одном из отогнутых концов дуги образуются левые сдвиги, а на другом – правые, мы называем парагенезом «вытягивающих» сдвигов, и он существенно дополняет структурный рисунок кинематически асимметричного растяжения, а в ряде случаев само его присутствие облегчает определение соответствующей кинематической обстановки.

Наиболее вероятным является возникновение сдвиговых смещений именно на концевых площадках изогнутой поверхности разрыва, простирание которых приближено к теоретической ориентации касательных стрессов соответствующего поля напряжений. (Напомним, что, согласно правилу Дж. Андерсона, максимальные 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 в плане неизбежно должно отразиться на геометрии дугообразного разрыва растяжения: при наличии сдвигов (геологических) на концах дуги разрыва последняя должна приобрести более круто изогнутый контур в плане, чем дуга, возникшая при полном растяжении, без какого-либо участия сдвига.

С другой стороны, автором 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 были бы сдавлены. В результате как сдвиговое, так и само сбросовое смещение на концах такой дуги будут заблокированы, и растяжение вообще не сможет произойти (ср. рис. 2.21, в и г).

Таковы очевидные геометрические ограничения 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 этоуказывает на необходимость, во-первых, доказать факт их наличия и, во-вторых, исследовать особые региональные условия, способствующие возникновению сдвигов.

### Вероятные факторы кинематической асимметрии растяжения

В кинематическом анализе тектонических структур приходится учитывать весьма разнообразные причины асимметрии напряженного состояния, но выделим наиболее ожидаемые типичные случаи (рис. 2.22), которые можно различать по особенностям своего структурного рисунка:

1. Универсальный, хотя и не обязательно самый главный фактор – это 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. 2.22, а).

Хотя этот фактор не имеет прямого отношения к эндогенным источникам напряжений, он дает повод для мощных изостатических преобразований в коре. Кроме того, он по-своему может выравнивать неровности коры в связи с так называемым эффектом клина [Лукьянов, 1991] (см. конец раздела с материалом относительно сбросового стресс-режима).

2. Всегда динамически поляризовано региональное тектоническое поле напряжений: оно, по определению, неоднородно, и предпочтительное движение масс идет по латерали в направлении градиента тектонических напряжений: от более сжатых участков к менее сжатым или вообще растянутым (см. рис. 2.22, б).

3. Наряду с влиянием причин, перечисленных выше, оказывают свое собственное влияние на кинематику латеральных тектонических движений более крупные самостоятельные структуры (особенно структуры тектонического растяжения: грабены, рифты, задуговые бассейны и пр.). Этот фактор как первый из перечисленных выше действует универсально. В процессе своего формирования данные структуры искажают вариации главного регионального поля и тем создают свои структурно-динамические неоднородности, облегчающие либо затрудняющие движение по латерали (см. рис. 2.22, б). Так, например, прогрессирующее расширение симметричного рифта из-за сопротивления вме-



₩ 1 2 2 3 4 25 6 4 7 4 21 10 11 11 12 12 13

▲ **Рис. 2.22.** Наиболее вероятные факторы кинематически асимметричного растяжения.

а – динамическая латеральной поляризация гравитационного поля: например, при гравитационно-тектонической неустойчивости (коллапсе) тектонических структур, б – динамическая поляризация тектонических и гравитационного полей напряжений внутри области растяжения (рифта, плюма), в – латеральные внутрилитосферные движения масс (индентационного, покровного происхождения и т.п.) – как фактор, воздействующей на кинематику и структурный рисунок области растяжения, оказавшейся в ее поле действия,  $\Gamma$  – мантийное (глобальное) течение высшего порядка, создающее мощное однонаправленное движение литосферных плит и целиком подчиняющее себе кинематику и структурный рисунок басти в его поле действия.

1 – положительные формы топографического рельефа и тектонические структуры, 2 – отрицательные формы топографического рельефа и тектонические структуры, 3 – контур области растяжения (рифта, плюма и т.п.) внутри зоны латерального тектонического потока, 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 глубиного и устойчиво направленного мантийного течения высшего порядка

щающей среды автоматически отвечает встречным аккомодационным сжатием в его бортах. При этом возникает динамическая поляризация напряжений вдоль профиля рифта: между осевой зоной рифта, внутри которой наращивается раздвиговое зияние, и его боковым, задранным вверх «плечом» (горстом, компенсирующим растяжение рифта), где развивается аккомодационное сжатие. Соответственно предпочтительное смещение будут испытывать те крылья сбросов, которые обращены к оси рифта. Дополнительно оно усилится образованием внутри рифта лощины рельефа, создающей гравитационный градиент. В такой ситуации дугообразные сбросы внутри симметричного рифта будут вогнутыми к его оси, причем особенно крутой изгиб в плане будет у тех сбросов, которые возникают примерно на среднем уровне каждого склона рифтовой долины. К депоцентру же последней (равно как, наоборот, к задранному плечу рифта) кинематическая асимметрия по всем указанным причинам снижается, и на этих уровнях сбросы теоретически должны выпрямляться.

**4.** Реологически сложная структура материала коры, приводящая к его неоднородной деформации, способствует повышенному течению (или текучести) на участках толщ маловязких пород (куда также могут быть направлены векторы латеральных тектонических потоков).

5. Если какая-либо область растяжения (рифт, плюм) попадает в область действия регионального литосферного потока, индентационной природы или связанного с движением комплекса покровов и т.п. (см. рис. 2.22, в), то можно ожидать, что этот поток нарушит симметрию того же участка растяжения или вообще не даст ей развиться. В таком случае сбросовые дуги образуют более сложные структурные рисунки, где могут сочетаться элементы первичной симметрии рифта с вторичными элементами, которые обусловливают этот поток. Однако главное, чего здесь следует ожидать, это особенно сильно растянутые вдоль вектора движения такого потока, а также 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, чем при отсутствии течения (ср. с рис. 2.22, б). Тогда вогнутость сбросовых линий будет преимущественно направлена не к области растяжения, а по векторам расходящихся потоков.

**6.** Наконец, наиболее мощный и глубинный фактор возникновения кинематической асимметрии, полностью накладывающийся на структуру независимого участка растяжения типа плюма, – мантийное конвекционное течение, способное создать свой собственный вектор латерального движения.

# Условия экзогенного растяжения (гравитационный коллапс)

Гравитационный коллапс 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.

Непосредственные же причины коллапса заключаются, во-первых, в релаксации перманентно накапливающихся растягивающих напряжений, усиливающихся в процессе снятия коллизионной нагрузки, а во-вторых, в прогрессирующем увеличении гравитационной неустойчивости орогена (его «обваливания»).

Проблема гравитационного коллапса высоких орогенов Центральной Азии давно заинтересовала ряд известных ученых [Dewey et al., 1989; England, Houseman, 1989]. На платформах проявления коллапса прежде не замечались, несмотря на то что определенные причины для его возникновения можно найти и здесь. Это относится и к Восточно-Европейской платформе, подвергшейся коллизионным давлениям не только от внешних плит Периаравийской коллизионной области (в целом), но и от ближних орогенов Альпийско-Гималайского пояса. В новейшую эпоху это привело к деформациям и дробному расчленению рельефа платформы; кроме того, коллизионные деформации наложились на древний и первично неоднородный тектонический рельеф коры, что, возможно, дополнительно сказалось на ожидаемом результате деформаций.

В качестве изученных автором примеров рассмотрим материал наблюдений результатов постколлизионных деформаций, активно проявившихся в орогене Большого Кавказа и в соседней части Восточно-Европейской платформы. Деформации одновременно охватили оба поименованных региона, где коллизионные стрессы взаимодействовали с гравитационными стрессами: вторые компенсировали результаты первых.

Сначала обратимся к Большому Кавказу, а затем, более подробно, к платформе, для которой постепенно собирался материал по гравитационно-тектоническим деформациям. В конце концов результаты его обобщения [Копп, 2017а,б, 2020] позволили получить новые интересные выводы, заслуживающие обсуждения.

### Грабены осевой зоны орогена (Алазанская впадина)

Когда предшествующее коллизионное сжатие еще достаточно велико, при коллапсе структуры растяжения ориентируются поперек орогена (совместимо с ориентацией регионального сжатия), 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 (впадины типа piggy back в тылу сорванных покровов). Широко известным примером структур такого рода является наложенная на коллизионную сутуру Инда-Цангпо в Гималаях одноименная неотектоническая впадина. Таковы другие впадины Центральной Азии и Ирана (в том числе занимающая сходную структурную позицию в осевой зоне Копетдага Кучано-Мешхедская межгорная впадина). При рассмотрении кинематики структур подобного рода прежде всего интересно проанализировать, какова действительная доля гравитационной составляющей в их формировании и насколько она взаимодействовала с ослабленным, но продолжающимся сжатием орогена, а заодно с другими причинами, создающими те или иные латеральные движения внутри последнего.

Алазанско-Агричайская межгорная впадина (кратко, Алазанская) – характерный пример подобных структур, расположена на востоке осевой зоны и южного склона Большого Кавказа (далее – Южный склон) (рис. 2.23). Эта неглубокая впадина, выполненная плиоцен-четвертичными молассами мощностью до 1,5 км, наложена прямо на Кахетино-Вандамскую коллизионную 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]. Впадина представляет собой корытообразную депрессию с полого (10-20°) наклоненным к северу южным бортом и плоской центральной мульдой. Зона же сочленения ее северного борта с южным склоном перекрыта четвертичным аллювием. Однако в рельефе эта впадина 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 (субдукции Ампферера) Закавказской плиты, а его



▲ **Рис. 2.23.** 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 сутура; 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 вулканиты 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)

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 вершина изгиба 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. 2.23). Следовательно, надвинутая и выгнутая к югу Ширакско-Аджиноурская складчатая зона и одновозрастная Алазанская впадина – это сопряженная динамопара, возникшая в тыловой области растяжения сместившегося к югу пакета складчато-надвиговых чешуй.

Можно привести и другие структурные признаки участия растяжения в формировании Алазанской впадины – ее резкую асимметрию в поперечном сечении: слабо наклонные к северу плиоцен-нижнечетвертичные слои формируют наклонный блок – структуру, характерную для сбросовой тектоники. При этом поперечная асимметрия была присуща всему периоду конседиментационного прогибания Алазанской впадины [Милановский, 1968]. В частности, это отчетливо выражено здесь в диаметрально противоположном стиле соотношений четверичных моласс со структурой складчатых комплексов. На южном борту Алазанской впадины наслоение четвертичных толщ по отношению к находящейся южнее Гомборской гряде выражено «регрессивной» (по выражению Е.Е. Милановского) серией четвертичных комплексов, свободно развивавшейся и полной по возрасту, где все более и более молодые конуса выноса последовательно выдвигались к северу. Напротив, в зоне крутого 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, наступающий, 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 – Гомборской грядой на юге. Тогда весьма возможно, 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 данные 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 по сбросу смещенного к югу пакета структур сжатия. По попутным наблюдениям автора (у которых была тогда другая задача), у основания этого геоморфологического уступа в скальных выходах эоценовых аргиллитов и песчаников Лагичского синклинория около пос. Исмаиллы зафиксирован рой ветвящихся жил карбонатов. Такого рода образования не характерны в целом 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 дугообразной геометрией линии геоморфологического уступа Южного склона, вогнутой в ЮЮЗ направлении – в сторону общего смещения масс к Куринскому прогибу, где происходил поддвиг, связанный с А-субдукцией Закавказской плиты к северу. Точнее, в линии уступа намечаются две частные сбросовые дуги – Алазанская и Агричайская, сочлененные острым входящим углом (см. рис. 2.23). При этом расширение Алазанского прогиба внутри дуги зеркально симметрично направленному к ЮЗ выгибанию Шираксо-Аджиноурской зоны сжатия, указывая тем самым на линию приложения максимального растягивающего усилия.

Таким образом, пример Алазанской межгорной впадины интересен не только в региональном и теоретическом отношении (как подтверждение факта гравитационно-тектонической деформации и ее связи с бэкграундом), но и методически. При неполноте данных использование дугообразных очертаний эрозионно-тектонического уступа позволило прогнозировать не только место предполагаемого разрыва (или зоны дробления), но и его кинематику: в данном случае сбросовую или отрывную, произошедшую при горизонтальном растяжении.

Что же касается вопроса насчет вероятной связи поперечного к Большому Кавказу растяжения именно с гравитационым коллапсом, однозначно сказать трудно. Во-первых, растяжение может возникнуть по самым разным причинам как локальная вариация общего коллизионного сжатия, во-вторых, эта связь засвидетельствована в наложенности Алазанского прогиба на надвиги Южного склона и коллизионную сутуру. Близкое присутствие 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).

В-третьих, ограниченная длина Алазанской впадины: ее приуроченность только к Восточно-Кавказскому сегменту Большекавказского орогена, где он локально расширен (см. врезку к рис. 2.23), позволяет уверенно предположить участие еще одного фактора увеличения гравитационного поперечного растяжения орогена именно на данном отрезке. Это – происходившее на северном борту Большого Кавказа выдвижение к северо-востоку Дагестанского «клина» – трапециевидного блока, с боков ограниченного сдвигами разного знака. В свою очередь, причины этого автономного 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 на территории большого и разнородного указанного региона выраженность в структурных признаках южного вектора движения связана с особой активностью зоны А-субдукции на Кавказе.

### Гравитационный коллапс антеклиз Восточно-Европейской платформы (проверка работоспособности предложенной модели и результат реконструкции латеральных движений внутри неотектонически активизированной платформы)

Содержание предыдущей рубрики, касающейся гравитационно-тектонической природы деформации Алазанской межгорной впадины, подтверждает факт орогенного коллапса Большого Кавказа и его связь с региональной обстановкой, а также роль таких дополнительных факторов, как Кахетино-Вандамская коллизионная сутура на Большом Кавказе, А-субдукция в Закавказье и неровный южный край Скифской молодой плиты. В общем же плане это согласуется с коллизионными стрессами на юге. Все перечисленное определило местоположение Алазанской впадины внутри орогена и его вергентность, а также морфологию этой межгорной впадины.

Теперь, перед анализом новейших структур Восточно-Европейской платформы (сформированных при действии таких же и одновозрастных с Кавказом коллизионных напряжений) следует иметь в виду, что и там, и здесь мы видим результаты самих молодых кайнозойских коллизионных деформаций – усилившихся при финальной (плиоцен–квартер) стадии коллизии Аравийской плиты, присоединившейся к общему коллизионному фронту. Это – стадия «жесткой» коллизии, которая имеет принципиальные особенности: когда уже закрылись почти все крупные остаточные бассейны (кроме Черноморского и Каспийского) и деформировано их осадочное наполнение. Растущий дефицит свободного пространства наложил серьезный отпечаток на увеличении высоты и расчлененности орогенного рельефа: топографического и корового. В таких условиях фундамент приграничной платформы мог быть особо податливым для коробления при сжатии (как среды, передающей удаленные стрессы). Но, как это обычно бывает, вблизи зоны коллизии эпиплатформенный изгиб поверхности фундамента деформируется в виде цельной мегаскладки («складки основания») и к шарниру последней бывает приурочен грабен растяжения, как это и произошло на Большом Кавказе. Но все это – лишь общая картина деформации, рассмотренная только для самой поверхности фундамента (когда внутренняя неоднородность последнего не берется в расчет, в том числе и относительная величина мощности подразделений внутри коры платформы). Исходя из этого мы далее вправе задать следующие вопросы: насколько широко по латерали погружение этой цельной коллизионной складки основания (или сразу пакета таких складок, ритмично повторяющихся в профиле платформы, мегасинклиналями)? Насколько фундамент слитен или неоднороден для деформации? Играет ли роль коровая стратификация фундамента для активизированной платформы?

Это лишь самые первые вопросы. Но в результате обобщения материалов исследований новейшей деформации Восточно-Европейской платформы собраны подтверждения того, что эта деформация имеет гравитационнотектонический характер, причем она проявилась не только для поверхности фундамента, но и автономно: для антеклиз и синеклиз (было ли это причиной автономности?).

Несмотря на постепенное погружение к северу коллизионного фронта и постепенное выравнивание деформаций обновленного новейшего рельефа, сохраняются многочисленные свидетельства общности напряженнодеформированного состояния юга Восточно-Европейской платформы и соседних орогенов, а также одинаковой цикличности позднекайнозойских фаз деформаций [Копп, 2004 и др.]. Таким образом, не приходится сомневаться в том, что и здесь, как и в орогенах Центральной Азии (в том числе эпиплатформенных орогенах Тянь-Шаня и Тибета) [Dewey et al., 1989; England, Houseman, 1989], участвуют деформации гравитационного коллапса. Другое дело, что на платформах масштабы этого явления, конечно, несравнимы и, как можно только предполагать, зависят от характера деформируемого материала коры. Тем более, стоит попробовать найти какие-то черты гравитационного коллапса для Восточно-Европейской платформы. Происходящее для последней оживление довольно контрастного новейшего рельефа вполне очевидно, однако эта активизация почему-то прошла избирательно: отдельно для антеклиз и синеклиз (во всяком случае она виднее для первых; см. ниже). И это сразу ставит вопрос о факторах такой автономии и о том, как последние согласуются с общей динамикой и кинематикой новейших латеральных движений на платформе.

Однако сначала напомним основные черты плана коллизионных напряжений и деформаций этой части платформы, возникших в плиоцене-квартере

(см. рис. 1.1, 1.2, а также поясняющий рисунки краткий текст в главе «Необходимые сведения...»). Напомним, что коллизионное давление от Кавказа, направленное к северу, более всего деформировало чехлы узких авлакогенов (Пачелмского и Среднерусского), где образовало пучки пологих линейных складок, ориентированных субширотно (Копп, 2004; Копп и др., 2014) Передававшееся же к западу от меридионального эпиплатформенного орогена Урала широтное давление (находящегося в зоне влияния структур Центральной Азии) деформировало чехол Казанско-Кажимского авлакогена. При этом чехлы глубоких синеклиз (изометричных в плане) подвергались сжатию только вдоль их бортов. Что же касается антеклиз и сводов фундамента, коллизионные стрессы до них доходили только в виде горизонтального растяжения.

### Постановка проблемы

Более детальная интерпретация собранного материала и использование приемов геокинематического анализа обстановок растяжения [Копп, 2017<sub>1-2</sub>, 2020] (см. рис. 2.21) позволили наряду с этим заметить факты, которые сложнее связать напрямую с действием удаленных стрессов коллизионного происхождения. В числе таких фактов – обширные площади проявления новейшего горизонтального растяжения, особенно заметного на широких пространствах древних массивов фундамента (антеклиз, сводов и т.п.). При этом широкие области растяжения фиксируются не только структурно-геологическими методами по мезоструктурным данным: (см. рис. 1.1, 1.2 в главе «Необходимые сведения...»), но и морфологией линеаментов (см. рис. 1.5-1.13 в той же главе). Кроме того, автором обращено внимание на то, что около контуров этих поднятий концентрируются линейные новейшие структуры и морфоструктуры специфической дугообразной формы в плане (см. рис. 1.7): флексуры, сбросы и эрозионно-тектонические уступы (последние мы именуем «геоморфологическими амфитеатрами). Объекты такого рода ассоциируются с оползнями, но их огромная (до нескольких сот км) протяженность исключает роль экзогенных процессов в их образовании. В результате возникает впечатление, что древние антеклизы и своды фундамента по-своему активизировались на новейшем этапе и создавали свои собственные поля напряжений и деформаций, природа которых требует отдельного выяснения.

Таким образом, в настоящем разделе книги рассматриваются и анализируются признаки некоторой автономности развития древних поднятий фундамента платформы в условиях ее воздымания на новейшем этапе. Основные вопросы здесь таковы: 1) каким образом продолжавшийся тогда рост антеклиз согласовывался с одновременно действовавшими наложенными коллизионными стрессами: вели ли себя антеклизы лишь как жесткие неоднородности древней структуры, отклонявшие сильное коллизионное давление, или же они создавали свои собственные поля напряжений, и если да, то какого ранга; 2) в плане кинематики: куда были направлены векторы латеральных перемещений, создаваемых этим полем (или полями?) напряжений, а также формированием каких структур и где именно эти перемещения компенсировались; 3) имелась ли общая причина, ответственная за все перечисленные черты неотектонической активизации востока Русской плиты: влияние мощных коллизионных стрессов на эту активизацию, общее сжатие и воздымание плиты, но при этом привлекает внимание автономный рост антеклиз.

В порядке обсуждения автор обосновывает концепцию, согласно которой такой причиной мог явиться гравитационный коллапс платформы, приподнятой при новейшей активизации. Как отмечалось выше, гравитационный коллапс – это заключительная стадия орогенеза, где наряду с латеральным выжиманием он участвует в нивелировке произошедшего скучивания масс. Однако, если при выжимании это осуществляется посредством перемещения по сдвигам [Копп, 1979, 1997; Molnar, Tapponnier, 1975], то при коллапсе – по структурам растяжения [Dewey et al., 1989; England, Houseman, 1988].

Решение перечисленных вопросов требует углубленного анализа вариаций новейшего поля напряжений, а также кинематики – направлений происходящих в этом поле латеральных перемещений блоков (см. рис. 1.1, 1.2, а также текст главы «Необходимые сведения...»).

### Динамика и кинематика формирования геоморфологических амфитеатров

Н.С. Шатский [1922] предположил, что наиболее крупный из геоморфологических амфитеатров – Ергенинский, длиной около 700 км, отражает зону погребенных сбросов к западу от Прикаспийской синеклизы, что действительно подкреплялось обнаружением небольших грабенов. В целом же, однако, впоследствии разрыв столь большой протяженности не подтвердился, и Ергенинский уступ стали считать никак не связанным с тектоникой абразионным обрывом плиоценового Палеокаспия. Однако и это объяснение не бесспорно: геоморфологические амфитеатры широко присутствуют и там, куда трансгрессия не достигала; кроме того, около них зафиксированы деформации поверхностей выравнивания и террас [Горелов, 1957; Копп, 2004; Новейшая..., 2006].

Все это заставляет с бо́льшим вниманием отнестись к отвергнутой идее дизъюнктивного возникновения амфитеатров (вопрос здесь не только в длине какого-либо протяженного разлома, но и в типе ориентации напряжений). Автор в ряде публикаций подробно обосновал свое понимание природы линеаментов как индикатора типа напряжения, выраженного в ландшафтных рисунках гидросети [Копп, 2004, 2011; Копп и др., 2014<sub>1-2</sub>], кроме того, см. главу «Необходимые сведения...» и рис. 1.5–1.11.

Наши наблюдения динамики геоморфологических амфитеатров показали, что они возникли при поперечном к ним растяжении, иногда сопровождающемся сдвигом [Копп, 2004, 2011]. При этом полнота растяжения (по отношению к сдвигу) и его ориентация увязываются с тензором поля региональных стрессов.

Во-первых, это проявляется в простирании линеаментов растяжения – как дугообразных, так и прямолинейных. На юге (Воронежский массив, Предкавказье), где действует направленное к северу давление от Кавказа, они имеют субмеридиональное простирание (рис. 2.24), соответствующее ориентации широтного растяжения, которое ассоциируется с меридиональным сжатием кавказского происхождения. К северу же (Токмовский и Татарский своды), где усиливается динамическое влияние Урала, линеаменты растяжения ориентированы субширотно – опять перпендикулярно местной оси растяжения (см. также рис. 1.7).

Во-вторых, указанные вариации поля региональных стрессов ощущаются в мезоструктурных парагенезах. Так, на главной трассе меридионального Ергенинского уступа между Элистой и Камышином параллельные ему зеркала скольжения сильно наклонены к горизонту, указывая на растяжение в сбросовом режиме (см. рис. 2.24). Севернее уступ приближается к структурам, сформированным с участием левого сдвига (Балыклейские грабены), а еще дальше к северу – левого сдвига и сжатия (Доно-Медведицкие и Саратовские складчатые дислокации). Продольные же к уступу зеркала скольжения становятся круче, зато их штриховка выполаживается, указывая на левый сдвиг со сбросом, а кое-где – и со сжатием [Копп, 2004].

В-третьих, региональное стресс-состояние влияет на выраженность самих доменов геоморфологических амфитеатров: например, их общая приуроченность к контуру Прикаспийской синеклизы резко усиливается у ее северозападного и северного бортов, где региональные стрессы больше проявлялись в форме растяжения (рис. 2.25). Последнее выражено концентрацией новейших грабенов и устанавливается по мезоструктурным данным. Напротив, на восточном (около Урала) и юго-западном (Предкавказье) бортах синеклизы, подвергшихся сжатию со сдвигом, амфитеатры отсутствуют. Точно так же они не выражены и в сжатом Пачелмском авлакогене, хотя в остальных местах Воронежского массива их много (рис. 2.26).

Значение последнего факта трудно переоценить: он независимо подтверждает образование амфитеатров при растяжении и к тому же указывает на его тектоническую природу. Кроме того, он раскрывает меньшую, по сравнению с региональными коллизионными стрессами, интенсивность образующего амфитеатры растяжения. На сжатых бортах синеклизы, соседствующих с коллизионными новейшими орогенами Урала или Кавказа, геоморфологические



▲ **Рис. 2.24.** Строение и динамика формирования Ергенинского уступа.

А – геологическая карта: 1 – четвертичные отложения, 2 – плиоцен, 3 – верхний миоцен,
4 – олигоцен–нижний миоцен, 5 – эоцен, 6 – палеоцен, 7 – верхний мел;
8 – нижний мел,
9 – верхняя юра, 10 – средняя юра, 11 – границы толщ, 12 – разрывы.

Б – структурная схема: 1 – Ергенинский уступ; 2–5 – кинематика формирования его участков, по мезоструктурным данным: 2–3 – сбросы (штрихи – по падению сместителя): 2 – сместителя, наклонного к горизонту, 3 – то же, субвертикального); 4 – взбросы (треугольники по падению сместителя), 5 – сдвиги; 6 – разрывы-сбросы, по данным геологической съемки (штрихи – к сброшенному крылу); 7–9 – некоторые линеаменты с предполагаемой кинематикой: 7 – взбросовой, 8 – сдвиговой; 9 – то же, предполагаемой по структурному рисунку; 10 – некоторые антиклинали Доно-Медведицких дислокаций; 11 – периклинали погребенных складок; 12 – широкие сдвиги, по кулисности структур; 13 – точки наблюдения (1–26)



▲ **Рис. 2.25.** Структурная позиция геоморфологических амфитеатров по отношению к Прикаспийской синеклизе и к ареалам региональных коллизионных стрессов разного знака.

1-4 – морфоструктурные индикаторы кинематики движений: 1 – латеральные тектонические потоки транстензионной природы и векторы их движения – по направлению вогнутости геоморфологических амфитеатров, 2 - геоморфологические амфитеатры (штрихи - по их экспозиции), 3 – направление сдвига на флангах амфитеатров, по кулисности отрезков речных долин, 4 - новейшие котловины в устьях тектонических потоков; 5-16 - обозначения, характеризующие новейшую динамическую обстановку в бортах синеклизы: 5-7 известные новейшие разрывы: 5 – сбросы (штрихи – к сброшенному крылу), 6 – сдвиги, 7 – надвиги (вершины треугольников – к надвинутому крылу), 8 – оси валов и складок, 9-10 - генерализованная ориентация главных нормальных напряжений, определенная по кинематике разрывов: 9 – сжатие, 10 – растяжение; 11 – широкие сдвиги, по кулисности структур, 12 – предполагаемое левосдвиговое смещение Прикаспийского неотектонического блока, сопровождаемое поворотом по часовой стрелке [Копп, 2004; Копп и др., 2014а,6], 13-16 - типы стресс-режима и генерализованная ориентация главных нормальных напряжений, по мезоструктурным данным (см. также рис. 1.2): 13 – горизонтальное сжатие, 14 – горизонтальное растяжение, 15 – горизонтальный сдвиг, 16 – вертикальный сдвиг, 17-18 - элементы тектонического районирования: 17 - активизированные на новейшем этапе орогены Урала и Донбасса, 18 – Прикаспийская синеклиза



▲ **Рис. 2.26.** Структурная позиция прямолинейных vs дугообразных линеаментов растяжения по отношению к Воронежской антеклизе.

1 – вершины антеклиз и выступы фундамента, 2 – крылья антеклиз, 3 – границы сводов фундамента внутри антеклиз (вершины треугольников – по погружению фундамента), 4 – авлакогены, 5 – синеклизы, 6 – Донецкое герцинское складчатое сооружение, 7 – новейшие прогибы, 8 – прямолинейные и дугообразные линеаменты, образовавшиеся при растяжении (по мезоструктурным данным), штрихи – по экспозиции уступа рельефа, 9–12 – типы стресс-режима и генерализованная ориентация главных нормальных напряжений, по мезоструктурным данным (см. также рис. 1.2): 9 – горизонтальное сжатие, 10 – горизонтальное растяжение, 11 - горизонтальный сдвиг, 12 - вертикальный сдвиг; 13 - векторы движения масс при растяжении, по направлению вогнутости геоморфологических амфитеатров. Региональные структуры (цифры в кружках): антеклизы и щиты – 1–2: 1 – Ростовский выступ Украинского щита, 2 – вершина Воронежской антеклизы; своды фундамента внутри антеклиз – 3–4: 3 – Токмовский, рассматриваемый нами как часть Воронежской антеклизы, 4 – Южно-Татарский, принадлежащий Волжско-Камской антеклизе); авлакогены – 5–7: 5 – Днепровско-Донецкий, 6 – Пачелмский, 7 – Казанско-Кажимский; синеклизы – 8–9: 8 – Московская, 9 – Прикаспийская; новейшие прогибы – 10–13: 10 – Заволжский, 11 – Окско-Донской (основная часть), 12 – Мещерский (северная ячея Окско-Донского прогиба), 13 – Волжско-Ветлужский

амфитеатры отсутствуют, и это, в свою очередь, заставляет предполагать наличие своего, независимого источника для стрессов, создавших амфитеатры.

Все это позволяет сделать вывод: доказанность тектонической природы геоморфологических амфитеатров наряду с тем, что они встречаются совместно с дугообразными геологическими структурами – флексурами и сбросами (признак парагенетичности), подтверждает их использование для геокинематического анализа и вытекающих сопоставлений. При этом особенно убедительным оказалось сопоставление с планом древних структур платформы.

### Структурная приуроченность дугообразных и прямолинейных линеаментов растяжения по отношению к контуру Воронежского массива

Воронежская антеклиза (кристаллический массив), рассматриваемая здесь вместе с Токмовским сводом, демонстрирует обособление прямолинейных линеаментов, образовавшихся при растяжении, от таковых дугообразного очертания (см. рис. 2.26 и 1.6).

Прямолинейные линеаменты целиком сосредоточены внутри Окско-Донского меридионального новейшего прогиба, наложенного на свод рассматриваемого массива. На западном борту прогиба они выражены лестницей уступов восточной экспозиции, сформированных при широтном растяжении; насчет последнего имеются и соответствующие геофизические данные [Орлов и др., 2009; Тарков и др., 2002]. Восточнее, около оси прогиба, при сохранении того же простирания линеаментов, как и их прямолинейных очертаний, развиваются симметричные в профиле и аномально расширенные в плане долины, что можно расценивать как признак нарастающего растяжения внутри прогиба. При этом в целом прямолинейные очертания линеаментов внутри Окско-Донского прогиба свидетельствуют о кинематически симметричной форме растяжения – с приблизительно одинаковым раздвижением и к западу, и к востоку.

Дугообразные линеаменты (геоморфологические амфитеатры), для которых также доказывается обстановка растяжения, напротив, сосредоточены не у вершины массива, а у его бортов, где образуют вокруг него цепочку подковообразной формы в плане, приуроченную к границам с Прикаспийской и Московской синеклизами. При этом выраженность и длина амфитеатров отчетливо зависят от относительной крутизны погружения фундамента от антеклизы к ближайшей синеклизе: так, максимальной длины (многие сотни км) амфитеатры достигают рядом с наиболее глубокой Прикаспийской синеклизой, тогда как около Московской их длина не превышает 150 км. В седловине же между Токмовским и Татарским сводами, где градиент мощности коры наименьший, они выражены слабо или совсем отсутствуют. Вогнутость амфитеа-
тров повсюду направлена наружу от Воронежского массива, свидетельствуя о центробежном к соседним синеклизам движении материала.

Итак, если рассматривать Воронежский массив целиком (вместе с Токмовским сводом), то определяется тектоническое движение масс от его вершины к крыльям и соседним синеклизам. При этом сильнее подчеркнут восточный вектор движения, направленный к самой глубокой из них – Прикаспийской. Если считать, что движение осуществляется в сторону тектонического понижения, это можно заметить в разных участках Восточно-Европейской платформы и соседнем Урале, особенно в Среднем-Южном, где траектория оси растяжения σ<sub>1</sub> наклонена вдоль него к южной периклинали (см. рис. 1.1, 1.2). На платформе от Воронежского массива эта ось погружается во все стороны к соседним синеклизам: к западу – к Московской синеклизе, к востоку – к Прикаспийской (самой глубокой из них), на севере – опять к Московской, а на юге – к Днепровско-Донецкой впадине (рис. 1.4).

Сошлемся также на неоднократно публиковавшиеся автором результаты использования условия формирования сдвигов для определения вектора перемещения [Копп, 2004, и др.]. В зоне меридиональной границы Воронежского массива с Прикаспийской синеклизой: из двух возможных систем сдвигов гораздо лучше развиты левые, северо-восточное–широтное простирание которых при общем движении масс от Кавказа к северу обеспечивает кратчайший путь блоков к синеклизе (см. рис. 1.3). В другом примере для всей платформы зависимость знака сдвигов от направления на ближайшую синеклизу нагляднее всего иллюстрируется рис. 1.4.

## Прикаспийский регион как область транспортировки и аккумуляции продуктов растяжения антеклиз

Пример Воронежского массива показывает, насколько информативны в плане кинематики структурные рисунки, образуемые дугообразными структурами растяжения. Там они выстраиваются в цепочки, указывающие на локально ускоренное растекание коры массива на попутных флексурах между массивом и соседними синеклизами (см. рис. 2.26). Однако наряду с таким способом расположения (гирляндовидным) часто встречается и эшелонированный, когда множество параллельных дугообразных линеаментов растяжения собраны в поперечный к ним пучок (рис. 2.27, 2.28). Подобный вид их группировки тоже связан с локальным ускорением движения, но уже вдоль русел поперечных к дугам вязких тектонических потоков, в данном случае связанных с растяжением. Если сравнить морфологию таких тектонических потоков растяжения (точнее, транстензионных потоков, ибо любой такой поток сопровождается деформацией сдвига) с морфологией гораздо чаще обсуждаемых транспрессионных потоков, развивающихся при сжатии [Латеральные..., 2013], можно



▲ **Рис. 2.27.** Сравнение структурных рисунков тектонических потоков: сдвиго-надвигового (транспрессионного) (А) и сдвиго-раздвигового (транстензионного) (Б) типов – принципиальная схема, вид в плане. Черные крупные стрелки – векторы движения тектонических потоков.

1 – надвиги; 2 – сдвиги; 3 – сбросы; 4 – направления разрезов, 5–6 – на разрезах: 5 – условный слой, 6 – разрывы, смещающие условный слой; 7 – направление простого сдвига в вертикальной плоскости, 8 – сжатие, 9 – растяжение

увидеть следующее. Те и другие имеют одинаковую U-образную форму в плане, однако при этом они противоположны как по кинематике образующих их частных структур, так и по общему вектору движения. Характерный пример такого латерального тектонического потока – Кантемировского, спускающегося с Воронежской антеклизы и направляющегося к востоку (к Прикаспийской синеклизе), заканчивается серией плоскодонных воронкообразных котловин с закругленными бортами (см. рис. 2.28). (Можно предположить, что в районе «устья» латерального потока последний спускается к ложу синеклизы в обстановке всестороннего растяжения).

На платформе транстензионные тектонические потоки, длиной до 100– 300 км, выражены эшелонами дугообразных асимметричных долин с вогнутостью их уступов по курсу движения потока. При этом в районе устьев потоков отсутствуют положительные формы рельефа, которые можно было бы связать с компенсационным сжатием: напротив, в районе своего устья они часто завершаются небольшой котловиной с признаками ее возникновения при растяжении (см. рис. 2.28).

Эти черты позволили оконтурить транстензионные тектонические потоки вокруг Прикаспийской синеклизы, и оказалось, что они впадают в нее, букваль-



▲ Рис. 2.28. Выраженный во взаимном расположении геоморфологических амфитеатров латеральный тектонический поток, спускающийся к Прикаспийской синеклизе по Кантемировскому прогибу между Воронежским массивом и Донецким складчатым сооружением (DEM – цифровая модель рельефа). ВКМ – Воронежский кристаллический массив, ПС – Прикаспийская синеклиза, КП – Кантемировский прогиб, ДСС – Донецкое складчатое сооружение, АЧ – Арчединско-Чирская новейшая котловина.

1 – геоморфологические амфитеатры, 2 – векторы движения тектонических потоков, 3 – новейшие котловины в «устьях» тектонических потоков

но как реки в овальное озеро (см. рис. 2.25). При этом самый длинный поток в области своего зарождения проходит к востоку вдоль широтной границы Токмовского свода и Московской синеклизы, затем круто поворачивает к югу, следуя по седловине между Татарским и Токмовским сводами, а далее – вдоль меридиональной границы Воронежского массива. Другой крупный тектонический поток, уже субширотного простирания, стекает к Прикаспийской синеклизе по Кантемировскому кайнозойскому прогибу между Воронежским массивом и Донбассом, и в целом транстензионные потоки приурочены к частным линейным прогибам фундамента. При этом в случае как продольных гирлянд, так и поперечных эшелонов везде доминирует вектор движения, направленный от антеклиз к синеклизам, особенно Прикаспийской. Некое влияние последней на неотектонику востока платформы отмечалось В.И. Макаровым [Новейшая..., 2006], а теперь можно уточнить, что эта синеклиза, длительно игравшая роль главного седиментационного депоцентра для данной территории, в новейшую эпоху еще и вела себя как центр тектонической аккумуляции продуктов растяжения антеклиз.

Данный вывод ставит вопрос о конечной судьбе этих продуктов: сгружались ли они рядом с синеклизой или, при продолжающемся в ней растяжении, поглощались ею. Обобщение полевого материала позволяет предпочесть первый вариант ответа: растяжение антеклиз вокруг Прикаспийской синеклизы компенсировалось сжатием рядом с ней.

В этом плане интересны борта синеклизы, и прежде всего западный, где возникли Доно-Медведицкие дислокации вдоль ее меридиональной западной границы с Воронежским массивом (рис. 2.29). Они представлены спускающимся к синеклизе каскадом структурных ступеней, разделенных вогнутыми к ней дугообразными флексурами. Такой стиль структуры отвечает признакам кинематически асимметричного растяжения (с движением к синеклизе), однако вызывают недоумение необычно высокие для платформенных структур растяжения наклоны слоев – до 30-40°. Возможно, это вызвано тем, что растяжение здесь по латерали сочеталось со сжатием той же ориентировки (см. рис. З в [Копп, Тверитинова, 2001]), которое вполне могло увеличить наклоны слоев. Для пространственно-временной сепарации режимов сжатия и растяжения в масштабе стереограмм данных недостаточно. При этом при высокой (3° на 60 замеров) генерализации здесь выделяется режим вертикального сдвига («взрезовый») с субширотными сжатием и растяжением, оси которых наклонены противоположно: соответственно к западу и востоку (при этом ось второго регулярно бывает положе – см. рис. 1.2). Существенная роль растяжения подтверждается близким присутствием Балыклейских грабенов, параллельных дислокациям (см. рис. 2.24). Похожий стиль динамики характерен и для северного борта синеклизы в области ее сочленения с Волжско-Камской антеклизой: и там также, по мезоструктурным данным, проявляются однонаправленные (здесь – уже меридиональные) растяжение и сжатие, ориентированные поперек границы синеклизы [Копп, 2004; Копп и др., 2014,].

Противоречивое сочетание однонаправленных растяжения и сжатия не может быть физически одновозрастным, и соответственно эти режимы конкурировали во времени и/или пространстве. В реальных условиях их тесное соседство часто является следствием того, что сжатие в одном месте компенсируется растяжением в соседнем, и наоборот. С учетом этого для Доно-Медведицкой зоны ранее предполагалось, что это явление вызвано здесь аккомодацией субширотного растяжения западного борта Прикаспийской синеклизы. Свои варианты разделения полей такого рода (по глубинности, степени влияния соседнего Урала и др.) были предложены и для северного борта синеклизы [Копп, 2004].

Очевидно, что сложные поля напряжений такого рода еще требуют своего изучения. Однако теперь, в связи с данными о неотектоническом перемещении материала от антеклиз к синеклизам, можно предположить, что сжатие западного и северного бортов Прикаспийской синеклизы компенсировало растяжение антеклиз: соответственно Воронежской и Волжско-Камской. Особенно активен в этом отношении крутой западный борт Прикаспийской синеклизы.





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 – стратоизогипсы, 8 – разрывы, 9 – границы тектонических областей, 10 – то же, 2-го порядка, 11 – погребенные надвиги, 12 — линии разрезов. Тектонические единицы: І – Воронежская антеклиза: Іа – Хоперская моноклиналь, Іб – Михайловская впадина, Ів – Чир-Донские дислокации, Іг – Преддонецкая моноклиналь, Іддд – Северо-Ергенинская моноклиналь; ІІ – Пачелмский авлакоген: ІІа – Ивановские дислокации, Іб – Терсинская впадина, ІВ – Карамышская впадина; ІІІ – Доно-Медведицкий вал: IІІа – Жирновско-Линевское поднятие, ІІІб – Арчединско-Донское поднятие, ІІІв – Березовская плита

#### Общий вывод: гравитационный коллапс антеклиз — «коровые оползни» на платформе

Итак, разными способами доказывается происходившее при растяжении перемещение материала от антеклиз к соседним синеклизам. Это движение шло по погружению тектонического рельефа, концентрируясь и ускоряясь на попутных флексурах у границ этих структур. Все это ассоциируется с оползнями, скользящими по погружению современного рельефа, с особым ускорением на крутых склонах. Еще более такое сходство очевидно с учетом морфологии образовавшихся при растяжении дизъюнктивных структур и линеаментов: многие из них обладают характерным для цирковых оползней дугообразным изгибом стенки отделения, а также (в случае срыва пластичной массы) формируют потоки глетчерных оползней, или оползней-оплывин. Но только если экзогенные оползневые и селевые потоки осваивают эрозионные ложбины, тогда тектонические глетчеры стекают по линейным тектоническим прогибам. И судя по указанным признакам и масштабу явлений, в нашем случае все эти «оползни» образуются безо всякого участия экзогенных процессов (не считая, конечно, гравитации); иначе говоря, это коровые оползни, crustal landslides.

Очевидно, что все эти гравитационные явления должны были вызываться только очень мощным источником напряжений, и в этом смысле важно отметить одновременность событий новейшей активизации Восточно-Европейской платформы с теми или иными фазами коллизии плит к югу от нее.

Активизация началась в конце палеогена [Гарецкий и др., 1999], как раз тогда, когда в позднем эоцене с Евразией столкнулась Индийская плита. В это время началась эпиплатформенная активизация Урала, деформировавшегося при широтном сжатии [Копп, 2005]. «Уральское» давление к западу перекрыло центр и восток Русской плиты, сформировав субмеридиональные структуры сжатия: Вятские дислокации, Окско-Цнинский вал, Уфимский вал и пр. Однако амплитуда подъема этих структур была тогда невелика: на самом Урале и в соседних прогибах отсутствуют грубые молассы олигоцен-миоценового возраста. Ускорение роста активизированных орогенов, рассчитанное для Тянь-Шаня и Урала [Трифонов и др., 2008; Puchkov, Danukalova, 2009] (и к тому же легко заметное по появлению грубых моласс), имело место только в конце миоцена. Это произошло одновременно с причленением Аравийской плиты к Евразии и созданием условий жесткой коллизии. На самой платформе это выразилось как ее общим поднятием, так и широким распространением к северу «кавказского» поля напряжений с субмеридиональным сжатием/субширотным растяжением [Копп, 2004; Сим, 2000]. В суммарном же поле деформаций это проявилось наложением субширотных новейших структур на меридиональные «уральского» происхождения [Копп и др., 2017].

Таким образом, «коровое оползание» на Русской плите синхронно ее вовлечению в орогенические события, и соответственно его следует рассматривать в терминах гравитационного коллапса орогенических структур. Антеклизы воздымались вместе с остальной частью платформы, но при этом требует ответа вопрос, почему они в этом движении обгоняли синеклизы и более всего гравитационно разрушались. Однако прежде подытожим отмеченные для рассматриваемой территории, и вообще очень характерные структурные результаты и признаки этого «корового оползания».

#### Индикаторы гравитационного коллапса на платформе

Суммируем характерные для коллапса платформы черты дизъюнктивных структур и линеаментов рельефа. Во-первых, их новейший возраст, но при этом их приуроченность к границам древних структур с противоположным знаком вертикальных движений. Во-вторых, следует отдельно подчеркнуть приуроченность флексур чехла к уступам корового рельефа между антеклизами и синеклизами, а также их группировку в гирлянды вдоль этих флексур (либо, напротив, секущие эти флексуры латеральные гравитационно-тектонические потоки, приуроченные к линейным локальным прогибам). В-третьих, их формирование при поперечном к ним растяжении, особенно масштабном внутри антеклиз. В-четвертых, дугообразные очертания дизьюнктивных структур в плане с признаками выдвижения материала изнутри дуги. В-пятых, происходящее при растяжении гравитационно-тектоническое перемещение материала от антеклиз к синеклизам тормозится около последних, компенсируясь встречным сжатием той же ориентации. В-шестых, для всех таких морфоструктур проявляется гипертрофическое расхождение между огромной протяженностью в плане и малой (не более первых сотен метров) амплитудой вертикального смещения. И наконец, в-седьмых, подчеркнутая выраженность всех этих структур в новейшем рельефе.

#### Факторы гравитационного коллапса в условиях платформ

Не требующий обсуждения, единый как для орогенов, так и для платформ фактор коллапса – сжатие территории и увеличение контрастности ее рельефа. По определению запаздывающее (относительно сжатия) начало гравитационного растяжения должно отражаться в возрасте деформаций. В структурногеологическом материале для платформы это ощущается в том, что фазы растяжения оказываются более молодыми (статистически полнее охарактеризованными замерами) по сравнению с таковыми сжатия [Колодяжный, 2015; Копп и др., 2014<sub>1-2</sub>]. На соседнем с платформой Большом Кавказе присутствие хорошо датированных моласс позволяет четко определить переход от сжатия к коллапсу как рубеж миоцена–плиоцена [Копп, 2017<sub>1-2</sub>]. Для платформы столь точную геологическую датировку начала коллапса предоставить сложнее, однако отметим присутствие клиньев акчагыла (верхний плиоцен) в грабенах к западу от Прикаспийской синеклизы.

Сложнее установить степень влияния на коллапс неоднородностей материала платформенной коры, ее линзовидной текстуры. На такую возможность указывает отмеченная выше приуроченность дугообразных флексур и геоморфологических амфитеатров к границам антеклиз и синеклиз. Если иметь в виду, что, согласно общеизвестным фактам, эти границы совпадают с зонами утонения образующих антеклизы линз мощной континентальной коры, можно допустить, что коллапсу подвергались эти линзы: будучи более легкими, они при орогенезе сжимались с боков и всплывали, но на снижение сжатия реагировали гравитационным растеканием вширь. Логично считать, что фактор неоднородности особо важен именно для платформ, где вертикальные градиенты коллизионных деформаций невелики, но зато литосфера изобилует контрастными древними неоднородностями.

Это предположение требует серьезной геофизической проработки, однако уже сейчас можно опереться на важные в данном аспекте результаты моделирования деформации «эффекта клина» [Лукьянов, 1989], которая происходит при гравитационной стабилизации наклонной к горизонту площадки, разделяющей материалы разной плотности (легкий – вверху) (рис. 2.30). В результате действия силы тяжести, имитируемой включением центрифуги, занимавшая энергетически невыгодную позицию наклонная площадка поворачивалась к горизонтали, и, таким образом, результаты данного эксперимента подтверждают возможность гравитационного уплощения легких линз. В модели это сопровождалось противоположно направленными латеральными течениями материала с формированием горизонтальной поверхности срыва. Происходили



▲ Рис. 2.30. Модель «эффекта клина» – неоднородной деформации на участке выклинивания линзы (зарисовка модели): исходное (а) и конечное (б) состояние [Лукьянов, 1989]. Остальные объяснения см. в тексте.

1–2 – силикон, с плотностью (р, г/см<sup>3</sup>): 1 – 1,42, 2 – 1,77; 3 – граница легкого и тяжелого силикона, 4 – метки из пластилина (на рисунке выделены только метки 4 и 5), демонстрирующие латеральное смещение границы легкого и тяжелого силикона





A – однородная деформация линзы: идеализированная схема, не учитывающая сопротивления вмещающей среды (вариант, невозможный в реальной обстановке), Б – неоднородная деформация линзы, вызванная сопротивлением вмещающей среды.

Слева – положение до деформации, справа – после деформации. Объяснения см. в тексте. 1 – легкая (условно «сиалическая») коровая линза, 2 – вмещающая среда, 3 – поверхность срыва и надвигания, 4 – сжатие, 5 – растяжение



▲ **Рис. 2.32.** Характерный для Восточно-Европейской платформы стиль наложенного новейшего рельефа антеклиз:

А – возникшая из-за растяжения коры мульда в центре антеклизы и окаймляющий антеклизу периферический вал, сформировавшийся при участии компенсационного сжатия, Б – блок-диаграмма, поясняющая динамическую обстановку формирования подобного стиля рельефа, а также соответствующее строение коры под антеклизой; теоретическая схема.
1–3 – элементы строения коры: 1 – линза утолщенной легкой коры под антеклизой; 2 – более тяжелая кора, подстилающая линзу, 3 – осадочный чехол над антеклизой; 4 – новейшая мульда, возникшая в центре антеклизы из-за ее растяжения, 5 – горизонтальное растяжение

и вертикальные движения, причем особенно активные были направлены вверх модели, к ее свободной верхней границе, что логично сравнивать с деформацией рельефа земной поверхности. Эта важная деталь объясняет упомянутый диссонанс между отчетливой выраженностью гравитационных деформаций в рельефе и не столь очевидной на глубине: понятно, что движение вниз ограничено сплошной средой.

Вероятность гравитационного растекания линз утолщенной континентальной коры подтверждается и особенностями новейшего рельефа антеклиз. Поскольку это растекание осуществляется в сплошной среде (рис. 2.31), оно одновременно будет испытывать сопротивление от утолщающегося вниз «корня» линзы, и из-за этого деформация окажется неоднородной: растяжение компенсируется некоторым сжатием на периферии растекающейся линзы, с возникновением опоясывающего ее в плане вала, в центре же линзы разместится компенсационная мульда растяжения.

Все эти детали можно найти в реально наблюдаемом рельефе антеклиз. В наиболее общем плане считается, что на новейшем этапе они воздымались, но, по наблюдениям автора, их рельеф имеет более сложную архитектуру: заметнее всего воздымались их края, тогда как в центре они, напротив, проседали. В итоге каждая из них оказывается окруженной внешним неотектоническим валом, круто нависающим над окружающим пространством, но зато полого спускающимся внутрь (рис. 2.32).

Типичный пример рельефа такого типа показывает Воронежский массив с краевым барьером в виде Приволжского наложенного вала, огибающего массив с восточной и северной сторон, а на западе продолжающийся Среднерусским меридиональным сводом (рис. 2.33). Место же центральной компенсационной мульды занимает Окско-Донской новейший прогиб. Нечто похожее отмечается и для Волжско-Камской антеклизы, где позицию Окско-Донского прогиба занимает долина Камы, а аналогами Приволжско-



▲ Рис. 2.33. Новейший рельеф Воронежской антеклизы (DEM – цифровая модель рельефа) и его соотношения с тектоникой.

Белые контуры – древние структуры фундамента: ВКМ – Воронежский кристаллический массив, МС – Московская синеклиза, ПА – Пачелмский авлакоген, ПС – Прикаспийская синеклиза, ТоС – Токмовский свод, ЮТ – Южно-Татарский свод. Черные контуры – выраженные в рельефе новейшие структуры: Ка – Калачское поднятие, ОД – Окско-Донской прогиб, Пр – Приволжский вал, Ср – Среднерусский свод го и Среднерусского поднятий являются новейшие своды Вятско-Камской (на севере) и Бугульминско-Белебеевской (на юге) возвышенностей. При этом уже для обеих антеклиз, наиболее высоко приподняты отрезки их периферических валов, соседствующие с Прикаспийской синеклизой: на западе от нее – меридиональный отрезок Приволжского вала, резко обрывающийся к Прикаспийской синеклизе, и на севере – широтный Бугульминско-Сыртовский новейший свод.

#### Обсуждение представленного материала и значение полученных данных для исследования неотектоники платформ и пассивных окраин

Приведенный материал подтверждает сложность динамики и кинематики формирования новейшей структуры Восточно-Европейской платформы, где трудно найти общую универсальную причину. В аспекте широкого обсуждения разных, а иногда и полярных точек зрения насчет источников новейших стрессов на платформе, обнаружение еще одного – гравитационного – их источника поможет в реальных ситуациях объективнее оценивать связи современного рельефа с неотектоникой, а самой платформенной неотектоники – с мобилистическими концепциями. Известно, что эти соотношения не являются линейными: например, высота поднятия орогена бывает не прямо пропорциональна интенсивности и скорости коллизии. В практическом плане следует иметь в виду, что связанные с коллапсом новейшие структуры и морфоструктуры активно развиваются в настоящее время и могут создавать геоэкологические опасности, а также влиять на структуру месторождений и динамику подземных вод.

Наиболее существенный и подтвержденный фактическим материалом результат настоящего исследования – доказательство латерального перемещения материала от антеклиз к синеклизам и обоснование гравитационного коллапса (действующего в условиях регионального бокового сжатия) как главной причины этого перемещения. В методическом плане важно установление своих особых различий поля напряжений и структур, возникающих на разных дистанциях пути этого перемещения материала: показано, что он аккумулируется (при участии сжатия) около синеклиз. Суммированные в работе диагностические признаки гравитационного коллапса достаточно наглядны, и это позволяет надеяться, что его проявления будут найдены и в других местах, причем не только на Восточно-Европейской платформе.

В теоретическом плане интересен масштаб проявления коллапса в платформенных условиях: если справедливо обосновываемое нами утверждение, что он происходит в форме гравитационного растекания образующих антеклизы линз легкой континентальной коры, то не может ли это происходить и с линзами материкового масштаба? В этом плане стоит обратить внимание на приуроченность к пассивным окраинам континентов поясов новейшей активизации с их низкогорным рельефом и коровой сейсмичностью; условно назовем их «орогенами пассивных окраин». По отношению к внутренним, относительно прогнутым частям материков они занимают ту же позицию, что и новейшие валы вокруг антеклиз (формировавшиеся, напомним, с некоторым участием сжатия, компенсирующего растекание коры последних). Тогда есть основание предположить, что не составляет исключения в этом плане и северная (пассивная) окраина Евразийской плиты, к которой приурочены заметные неотектонические деформации. Между тем в отношении именно них (по крайней мере для европейского их отрезка) имеются убедительные данные о гляциоизостазии как основной причине их образования [Добрецов, Василевский, 2019], и тогда, по мнению автора, возникает интересная проблема соотношений разных факторов новейшей активизации: гляциоизостатического и тектонического. Первый из них вряд ли единственный: иначе, почему территории, освободившиеся ото льда, сразу вовлекались в быстрое поднятие – не потому ли, что предварительно они уже были сильно напряжены тектонически, а в межледниковья возвращали свой прежний статус-кво – расчлененный низкогорный ландшафт?

#### Краткие выводы

1. Вызванная движениями литосферных плит неотектоническая активизация Восточно-Европейской платформы привела ее к гравитационному коллапсу (до сих пор рассматриваемому только применительно к орогенам). Более всего коллапсу подверглись антеклизы (Воронежская и Волжско-Камская): они растягивались с гравитационным перемещением масс к соседним синеклизам, особенно к глубокой Прикаспийской.

2. Гравитационный коллапс на платформе сопровождается специфическим, легко узнаваемым ансамблем структур и морфоструктур, и это позволяет надеяться, что его проявления обнаружатся шире, и не только в пределах данной платформы.

3. Концентрация гравитационных перемещений около границ антеклиз и синеклиз, где выклиниваются образующие антеклизы линзы утолщенной и легкой континентальной коры, а также привлечение литературных данных моделирования позволяют утверждать, что на платформе коллапс происходил путем гравитационного растекания этих линз: они всплывали при боковом коллизионном сжатии, а в эпохи снижения его интенсивности – растекались.

**4.** Обосновываемая модель гравитационного коллапса антеклиз с растеканием и уплощением образующих их легких коровых линз указывает на возможность коллапса более крупных – материкового масштаба – линз континентальной коры, с соответственным влиянием этого процесса на неотектонику платформ и пассивных континентальных окраин.

#### Континентальные рифты

Дугообразные сбросы широко представлены во многих континентальных рифтах [Лунина и др., 2009; Нагорья..., 1974; Саньков и др., 2011; Baker et al., 1972; Rosendahl, 1987; Ziegler, 1987]. Подобная геометрия особо крупных сбросовых линий может быть связана с тем, что они вынуждены обходить жесткие неоднородности коры (например, для Байкальского региона это может



быть южный угол 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, что видно для мелких грабенов и полуграбенов, расположенных вдали от границ крупных структурных неоднородностей фундамента платформ (вроде Танганьикского и Родезийского щитов) (рис. 2.34). При этом структурный рисунок рифтов может различаться, и прежде всего это проявляется в сравнении двух главных категорий рифтов: так называемых «узких» – щелевидных, со встречным наклоном сбросов к зоне растяжения, и «широких», которые ориентированы вкрест генерального простирания частных грабенов. В отличие от «узких» рифтов, 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, а также по кинематике последнего. 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. Как увидим дальше, в обоих видах рифтов горизонтальное растяжение сопровождается формированием дугообразных сбросов, и это растяжение позволяет предполагать кинематическую асимметрию условий растяжения, но происхождение кинематической асимметрии для рифтов обоих видов тоже различно.

#### Кинематика формирования «узких» рифтов – влияние аккомодации «плеч» рифта

Связанный с механикой чистого сдвига симметричный встречный наклон приблизительно равноамплитудных сбросов в узких рифтах в целом согласуется с симметричной же формой проявления кинематики растяжения. Однако, только если рассматривать ее суммарно для всего рифта в целом, имея в виду то, что его противоположные борта: «плечи», или берега, равномерно растягиваются в обе стороны, симметрично относительно оси рифта. Однако в масштабе каждого из этих плеч растяжение по присутствующим внутри них сбросам происходит как раз кинематически асимметрично по отношению к той же координате (осевой линии рифта). Причиной этого является аккомодация бортов рифта, иными словами динамическая поляризация поля напряжений внутри рифта – сопротивление вмещающей рифт сплошной среды, по латерали увеличивающееся к его плечам. Напротив, в осевой зоне рифта наращивается зияние и, кроме того, углубляется рифтовая долина, создающая дополнительные условия для гравитационного ускорения двигающимся 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 динамическая поляризация («прибортовая») на внутреннюю структуру рифтовой впадины, изучалось автором на материале присдвигового грабена Эль Габ в зоне Левантинского трансформного разлома [Копп и др., 1999]. 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. Структурные наблюдения показали, что очень сильное (дилатационной степени) растяжение в центре грабена, сопровождающееся массовым формированием жил карбонатов, по удалении от оси грабена в его западном борту замещается вначале крутонаклонными сбросами (обстановка более умеренного растяжения), а затем даже возникшими уже при сжатии кливажем и мелкими взбросами и надвигами. Широтное аккомодационное сжатие, частично компенсирующее широтное (встречное) 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 такой же природы (аккомодационной) наглядно отражается на плановых очертаниях структур растяжения внутри узких и геометрически симметричных рифтовых зон, можно заметить в структуре Восточно-Африканской кайнозойской рифтовой системы (рис. 2.34). Согласно имеющимся исследованиям структурной приуроченности широко развитых в ней серповидных грабенов и полуграбенов [Rosendah], 1987], там присутствуют сбросовые дуги двух порядков. При этом, если крупнейшие из таких дуг протяженностью более 1000 км 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 – кинематическими – 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. Прежде всего, видно пространственное обособление прямолинейных и дугообразных разрывов. Первые чаще встречаются в пределах разделяющих рифты широких горстов, тогда как сильно изогнутые серповидные сбросы сконцентрированы ближе к середине склонов рифтовых долин – или, что фактически то же самое по горизонтали: примерно на половине расстояния между осью рифта и бровкой его

поднятого плеча. По этой причине кинематическая асимметрия растяжения развивается отдельно в каждом из плеч рифта и определяется внутренней динамикой развития структуры и рельефа рифтовой впадины после ее возникновения: степень кинематической асимметрии растяжения возрастает к плечам рифтовой долины и, напротив, снижается к ее оси (где растяжение почти в полной мере симметрично). С другой стороны, на приподнятых плечах рифта собственно и само растяжение гасится аккомодационным сжатием. Все это совокупно отражается в особенно плотной приуроченности «серповидных» полуграбенов к середине бортов каждой рифтовой лощины. Таким образом, кинематическая асимметрия растяжения для развития «узких» рифтов само собой создается по мере расширения и углубления симметричного «узкого» рифта, и соответствующие детали поля напряжений зависят только от двух факторов: характера материнского поля растягивающих напряжений и морфологии создаваемой в этом поле рифтовой долины. Таким образом, дополнительное влияние крупных региональных неоднородностей геодинамической обстановки на возникновение кинематической асимметрии растяжения здесь совсем не очевидно, и скорее всего ответ должен быть нейтральным.

#### Влияние глубинных течений на кинематику «широких» рифтов

Если для «узких» рифтов, как мы констатировали выше, региональная геодинамическая обстановка имела второстепенное значение, то для «широких» рифтов, формирующихся по механизму простого сдвига в вертикальной плоскости, напротив, первостепенное значение имеет региональная динамическая обстановка (во всяком случае для латеральных движений, сопутствующих растяжению рифта). Попробуем это продемонстрировать на примере рифтов подобного типа, в разное время возникавших в пределах Байкальско-Забайкальской рифтовой области, неоднократно активизировавшейся в течение позднего мезозоя и кайнозоя (рис. 2.35). Присущий для нее 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 и 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

КИНЕМАТИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СТРЕСС-РЕЖИМОВ



124

◄ Рис. 2.35. 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 сдвигания, 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 сдвигания, 3 – предполагаемое по вогнутости дугообразных сбросов приоритетное движение масс на участках рифтовой системы

наклонных блоков и полуграбенов с единообразной полярностью внутри одновозрастных групп (см. рис. 2.35). Эти общие черты структуры мезозойских и кайнозойских рифтов дополняются одинаковой ВСВ вытянутостью элементарных рифтовых впадин (что часто связывается с наследованием простирания древних разрывов фундамента) и щелевидной, зигзагообразной – «отрывного» облика – 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 позднекайнозойского рифтогенеза на своих окончаниях осложнены сдвиговой кулисностью «выдвигающего» типа. Она указывает на направление движения масс изнутри дуги: парагенез сдвигов, характерный для обстановки кинематически асимметричного растяжения.

Однако позднемезозойские и кайнозойские рифты диаметральным образом различаются своей полярностью и в том числе вогнутостью в плане<sup>1</sup> (см. рис. 2.25). 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 пропагацией». Рассмотрим теперь возможное влияние на знак полярности разновозрастных рифтов одновременной их формированию региональной геодинамической обстановки.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Учитывая свободное использование данного термина, уточним, что автор под полярностью понимает экспозицию сбросовых уступов, указывающую не только направление погружения блоков, но и знак дугообразного изгиба осей рифтов. При этом то и другое совместно указывает на вектор предпочтительного выдвижения крыльев по латерали.

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 [Тарроппіеr, 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 скучивания 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 – парагенезу левых сдвигов и структур растяжения [Копп, 1997; Delvaux et al., 1987; Tapponnier



▲ Рис. 2.36. Поле скоростей современных горизонтальных движений для востока Центральной Азии, по данным измерений за 1994–2007 гг. на Байкальском геодинамическом полигоне [Саньков и др., 2011]

et al., 1986; и др.]). Для настоящего времени оно самым прямым образом подтверждено результатами GPS-геодезии (исходные ссылки см. в [Саньков и др., 2011]) (рис. 2.36). Влияние такого литосферного потока вполне могло создать предпочтительное ЮВ направление масс для удаления из рифтовой зоны и в том числе для ее свободного разрастания в том же направлении.

Общая ЮВ полярность кайнозойских рифтов, однако, нарушается аномальной СЗ вогнутостью главного Байкальского грабена (см. рис. 2.35, А), и это можно толковать следующим образом: 1) огибание Байкальским грабеном юговосточного 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, было показано в [Шерман, Леви, 1978]. Присдвиговый характер собственно Байкальского 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], характерный 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 – в его 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 с востока был ограничен осевой зоной субдукционного орогена андского типа (в Маньчжурии, Сихотэ-Алине и Японии), 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 предпочтительному транспорту материала из рифтовой зоны к северо-западу. Морфологически это отразилось 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 поменялся 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.

Вопрос о взаимодействии активного и пассивного факторов рифтогенеза в рассматриваемом регионе заключался в том, что пассивный фактор (представленный не столь глубокими силами, вызываемыми движением плит) в конкретное время контролировал выбор того или иного направления движения масс из долгоживущего центра растяжения, связанного с глубинной плюмтектоникой.

#### Дугообразное очертание авлакогенов и анализ его возможных 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), отличающихся от типичных активных рифтов не только своим древним возрастом, но и другими фундаментальными признаками. Они имеют относительно небольшую амплитуду растяжения, не приводящую к полному разрыву континентальной коры, и не отличаются значительным горообразованием (как это бывает с активными внутриконтинентальными рифтами), 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 фаз 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 соответственно 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 отчетливо, 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. 2.37, 2.38).

Обобщенные Н.П. Чамовым результаты геофизики и бурения существенно уточнили структуру и развитие рифейских авлакогенов этой части платформы и позволили сделать следующие выводы [Чамов, 2016]. Во-первых, авлакогены ограничены наклонными сбросами и соответственно возникли не только из-за вертикального проседания их ложа, но и из-за некоторого (10–15%) поперечного растяжения. Во-вторых, подтвержден и выглядит еще более универсальным (повторяясь для авлакогенов разного масштаба) правильный дугообразный изгиб их очертаний в плане. В-третьих, исходя из обстановки растяжения, определен знак сдвиговой кулисности: разный на противоположных отогнутых флангах Среднерусско-Беломорской авлакогеновой дуги: левосторонний на ее юго-западном конце и правосторонний – на северо-восточном (см. рис. 2.38). Таким образом, сдвиги разного знака образуют «вытягивающий» парагенез, связанный с удалением блока изнутри рифтовой дуги. Иначе говоря, Балтийский геоблок смещался к СЗ относительно остальной части платформы.

Помимо одновозрастности авлакогенов и палеоокеанов соответствующего времени, генетические связи тех и других прослеживаются в увеличении



▲ Рис. 2.37. 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. 2.38

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.

Например, рифейские авлакогены по своей ориентировке образуют две группы. Первая, где они имеют северо-западное (до ССЗ, включает структуры Тимано-Печорского пояса, Пачелмский и Камско-Бельский авлакогены. Практически все они, сосредоточенные на северо-востоке платформы около предполагаемого края Протоуральского океана, обнаруживают дугообразные изгибы, обращенные вогнутостью к северному и восточному краям платформы. Заметно 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. 2.37). Вторая группа рифейских авлакогенов, имеющих СВ простирание, включает Среднерусско-Беломорский и Московский пояса [Чамов, 2016] (см. рис. 2.38), 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. 2.38).



▲ Рис. 2.38. Структура и кинематика формирования Среднерусско-Беломорского авлакогенового пояса неопротерозоя, 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

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 герцинскому Уральскому палеоокеану. При этом заметны 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 (3C3) 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. В целом же девонская авлакогеновая активизация и геометрия авлакогенов в плане, 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. 2.37). 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 более 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 грабенообразных кайнозойских впадин северо-запада Восточно-Европейской платформы) с соседними одновозрастными 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 следующее. Растяжение всех этих структур (в том числе и ав кайнозойских) было кинематически асимметричным, с предпочтительным смещением крыльев сбросов от центральной части платформы к ее краям и далее – к соседним одновозрастным океанам.

При анализе причин такого центробежного движения масс от платформы в рифее и девоне могут рассматриваться два альтернативных, но не отвергающих один другого варианта. Во-первых, это горизонтальное растяжение из-за гравитационного коллапса платформы и одновременного остывания сжатого и высокоподнятого новообразованного кратона, с активным перемещением масс от него к депрессиям океанов. Во-вторых, это, напротив, влияние далеко проникающих в соседний кратон спрединговых напряжений, слабеющих по удалении 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 связи авлакогенов и их геометрического подобия с контурами соседних океанов, но и соображениями другого порядка. Если бы действительно в древней истории платформы происходил гравитационный коллапс, этому бы предшествовало ее высокое стояние. Можно поспорить насчет последних геократических и талассократических эпох в развитии платформы, насчет рифея или девона (при этом соседство океанов бесспорно и вероятно). Но зато бесспорна геократическая эпоха поздней перми–триаса, когда высокое стояние платформы в составе Пангеи должно было бы особенно сильно способствовать ее гравитационному коллапсу (ведь это наиболее мощная геократическая эпоха в эволюции Восточно-Европейской платформы).

Однако эта геократическая эпоха оказалась полностью стерильна в отношении формирования авлакогенов, да и вообще там не было каких-либо проявлений растяжения. (Имеется в виду, что на самой Восточно-Европейской платформе, в отличие от Урала и Зауралья, растяжение как раз проявилось, к востоку Восточно-Европейской платформы.) Одновременно в пределы последней 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 с серьезной складчатостью [Копп, 2015].

### Проявления кинематической асимметрии растяжения в широком масштабе (материал для дискуссии)

# Субдукция тихоокеанского типа (с участием растяжения)

Собирая доказательства того, что дугообразные структуры могут формироваться при кинематически асимметричном растяжении, стоит коснуться и зон субдукции. (Хотя это выглядит несколько неожиданно для структур конвергентного типа.) Однако накопился значительный пласт литературы, где приводятся авторитетные доказательства насчет проявления растяжения в зонах субдукции, особенно на западе Тихого океана, и там можно увидеть признаки асимметричного горизонтального растяжения, которые могут указывать на латеральные движения в океанической обстановке.

Как известно, наиболее известные гипотезы насчет происхождения этих дугообразных структур представлены двумя группами – «геометрических» и «геологических». Первая группа исходит из того, что каждая островная дуга – это след плановой проекции наклонной поверхности смещения или изгиба (она может быть следом сброса или, напротив, надвига) [Белоусов, 1976; Lake, 1931; и др.]. Первый вариант – эти концепции, как оказалось, не всегда соответствуют сейсмологическим данным и, главное, динамике и геометрии зон Беньофа. Вторая группа гипотез («геологическая») предполагает, что на очертания зоны субдукции влияют локальные тектонические неоднородности: глубинные диапиры, внутриплитные вулканические хребты в океане и т.п.

Не стала общепринятой и та из геометрических концепций, которая уже учитывает современные данные о происходящем при субдукции изгибе и откате погружающейся плиты к океану, растяжении в районе ее шарнира, и при этом использует 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. 2.39). По расчетам [Bott, 1993], радиус кривизны округлого дна вмятины в вертикальном сечении (предположительно соответствующий таковому островной дуги) должен быть равен



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 в плане 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] (рис. 2.40). В другом варианте [McCabe, Ueda, 1983] структурная 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 таких «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



▲ Рис. 2.40. Решения фокальных механизмов землетрясений для Алеутской дуги (затенен квадрант сжатия) [Stauder, 1968].

Печатается с разрешения издательства Wiley – Blackwell Publishing

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 примечательны по поводу возможного участия в их возникновении кинематически асимметричного растяжения. Речь идет только о таких зонах 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 показано выше, такие линейные цепочки-гирлянды, где соседние дугообразные линеаменты наступают друг на друга острыми входящими углами, характерны и для участков происходящего при растяжении флексурообразного погружения тектонического рельефа. Там 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.

Таким образом, особенности геометрии субдукционных островных дуг именно запада Тихого океана позволяют предполагать роль кинематически симметричного растяжения в их образовании. Однако основной 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).

Между тем 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 – горообразования) 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. 2.41).

Кроме того, фундаментальная причина разных условий для реализации субдукции на востоке и западе Тихого океана в более поздние годы убедительно проявилась в документально подтвержденных реконструкциях абсолютной кинематики плит [Gripp, Gordon, 2002], где за систему координат принимается сеть считающихся неподвижными горячих точек. На прилагаемой здесь иллюстрации (рис. 2.42) на востоке Тихого океана почти равновеликие векторы сближения плит (Наска и Южноамериканской) направлены прямо навстречу друг другу, указывая на обстановку лобового столкновения плит, условно назовем это «встречной» конвергенцией (только в данном случае континента и океана). Тогда при этом на западе океана векторы скоростей плит, хотя и разной длины, совпадают по направлению. Соответственно на западе Тихоокеанская плита движется почти параллельно и вслед Евразийской на C3–3C3, но при этом быстрее (будем называть это «догоняющей» конвергенцией). 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 другие данные.

Особенно показательны в этом плане решения фокальных механизмов землетрясений (см. обобщение на рис. 2.43 [Isacs et al., 1969]). Для многих субдукционных дуг установлено продольное к ним растяжение (особенно уве-



Рис. 2.41. Два альтернативных типа зон субдукции, исходя из особенностей субдукции литосферы и направления абсолютных движений висячей плиты [Uyeda, Kanamori, 1079].

Печатается с разрешения издательства Wiley – Blackwell Publishing

личивающееся в области шарнира субдуцирующего слэба), но для некоторых (Алеутской, Марианской, Тонга-Кермадек) оно является даже полностью поперечным [Nakamura, Ueda, 1980; Stauder, 1968] (см. рис. 2.40).

Далее, о наличии поперечного к островным дугам растяжения свидетельствуют результаты изучения деформаций фундамента и чехла глубоководных желобов методами сейсмического зондирования [Hilde, 1983]. Здесь интересны результаты проведенного для всего Тихоокеанского кольца исследований относительного вклада процессов субдукционной аккреции (обстановка сжатия) и субдукционной эрозии (обстановка растяжения), деформирующих осадки глубоководных желобов. Оказалось, что повсюду, включая даже восток Тихого океана, существенно преобладает субдукционная эрозия, при которой океаническая плита погружается в зону субдукции, будучи нарушенной системами грабенов и горстов. При этом структуры растяжения ориентированы по-разному, но часто образуют системы, простирающиеся вдоль или слегка косо по отношению к глубоководному желобу (показательно при этом почти полное отсутствие структур растяжения, направленных поперек желоба) (рис. 2.44, 2.45).



▲ **Рис. 2.42.** Реконструкция абсолютных скоростей плит за последние 40 млн лет относительно сети условно неподвижных горячих точек [Gripp, Gordon, 2002].

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.

Печатается с разрешения издательства Wiley – Blackwell Publishing



Кроме сейсмологических данных для отдельных островных дуг, имеются и результаты обобщений сейсмологических данных о типичных фокальных механизмах для всего западно-тихоокеанского региона [Isacs et al., 1968; Keary et al., 2008; Nakamura, Ueda, 1980], которые показывают, что основное сжатие в зоне субдукции ориентировано не горизонтально, а наклонено вдоль зоны Беньофа (рис. 2.44, 2.45), где, как считается, оно вызвано сопротивлением сплошной среды, препятствующим заталкиванию слэба вниз. Однако в поверхностном (не глубже 20 км) уровне зоны субдукциии, особенно около резкого изгиба (шарнира) слэба доминируют исключительно механизмы горизонтального растяжения, поперечного зоне субдукции. 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.







▲ **Рис. 2.44.** Сравнение субдукционных обстановок разного типа: аккреция versus эрозия, принципиальный профиль [Hilde, 1983].

Объяснения см. в тексте.

Печатается с разрешения издательства Wiley – Blackwell Publishing



▲ **Рис. 2.45.** Карта распределения структур сжатия (субдукционной аккреции) и растяжения (субдукционной эрозии), индуцированных изгибом субдуцируемой плиты, а также участки накопления мощных (свыше 400 м) осадков в глубоководных желобах Циркум-Тихоокеанского пояса (плотная затушевка) [Hilde, 1983].

Печатается с разрешения издательства Wiley – Blackwell Publishing

Наконец, показательны результаты моделирования направления сил, действующих на сближающиеся плиты. По этим данным, среди сил, способных вызвать локальное растяжение поперек зоны субдукции западнотихоокеанского типа, присутствуют следующие силы [Bott, 1993; Forsiyth, Ueda, 1975] (рис. 2.46): 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), ему подвергается основная часть висячей плиты. Эта сила, учет которой также важен для темы настоящей статьи, вызывается следующими частными причинами: а) прогрессирующим увеличением с глубиной наклона слэба, б) его откатом к океану, образующим



▲ Рис. 2.46. Силы, воздействующие на плиты [Bott, 1982; Forsyte, Ueda, 1975]. Главные силы (F): F<sub>RP</sub> – давление хребта, F<sub>NB</sub> – отрицательная плавучесть, F<sub>SP</sub> – подтягивание слэба, F<sub>SU</sub> – засасывание желоба. Ответные силы сопротивления (R): R<sub>R</sub> – высокая плавучесть хребта, отчасти противодействующая раздвижению плит, R<sub>B</sub> – сопротивление изгибу, R<sub>S</sub> – сопротивление вмещающей среды погружению слэба, R<sub>0</sub> – трение подошвы висячей плиты, противодействующее пододвиганию слэба, R<sub>DO</sub> – трение кровли мантии под океанической плитой, R<sub>DC</sub> – трение кровли мантии под континентальной плитой.

Дальнейшие пояснения в тексте.

Печатается с разрешения издательства Wiley – Blackwell Publishing

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 (рис. 2.47).

Таким образом, наиболее поддерживаемый в настоящее время механизм отката и последовательного увеличения наклона слэба океанской плиты сам 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, но и сопутствующего этому процессу горизонтального растяжения. Если же представить обратное, т.е. сжатие вместо растяжения, то же самое погружение субдуцируемой плиты конвекционным потоком одновременно сопровождалась бы формированием не глубоководной депрессии, а высокого субдукционного орогена андского типа.

▶ Рис. 2.47. 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: €<sub>1</sub> и Є<sub>2</sub> – угол поворот слэба – соответственно в верхних и нижних горизонтах зоны субдукции, б – отступание к океану нижней плиты от верхней – утолщенная черная стрелка, в – расширение зоны растяжения индуцированной конвекционной ячейкой в верхней плите, рождающей мантийный диапир: замкнутая овальная стрелка - направление конвекционного течения, г – растяжение задугового бассейна (расходящиеся стрелки); вертикальные стрелки указывают на подъем мантийного диапира, д – разрыв континентальной коры и спрединг в задуговом бассейне, увеличивающий его растяжение.

Печатается с разрешения издательства Wiley – Blackwell Publishing



В целом же можно еще раз подтвердить, что формирование изгиба островных дуг в результате поперечного к ним кинематически асимметричного растяжения не противоречит основной сумме данных о механизме субдукции на западе Тихого океана.

#### Области океанического спрединга

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 и 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. 2.48), а также результаты определений абсолютных скоростей движения плит по отношению к системе горячих точек [Gripp, Gordon, 2002] (см. рис. 2.42). 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 автором континентальных обстановок) ответ на вопрос о наличии или отсутствии кинематической асимметрии растяжения.

По кинематическим признакам определяются два альтернативных типа зон спрединга (см. рис. 2.48).

К первому из них относятся приблизительно прямолинейные спрединговые хребты: Срединно-Атлантический и продолжающий его в Арктике хребет Гаккеля. На самом деле, эта их прямолинейность относительна: они извилисты, но при этом оба все же целиком укладываются в спрямленную, сужающуюся к северу меридиональную полосу между 10 и 30° з.ш.; после же перехода хребта Гаккеля через Северный полюс эта полоса прямо трассируется в симметричный сектор 160–150° 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 ультрамедленноспрединговый, 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.

Принципиальное морфологическое отличие зон спрединга второго типа – отчетливая дугообразная геометрия спрединговых хребтов в плане, особенно заметная по контурам позднекайнозойских (начиная с позднего эоцена) геохронов. Таковы Индоокеанский срединноокеанический хребет, от хребта Карлсберга на западе до Восточно-Индоокеанского на востоке, и Тихоокеанский (Восточно-Тихоокеанское поднятие). Простирание дуги Тихоокеанского хребта в целом северо-восточное, плавно меняется в продольном направлении на угол порядка 70–90° (см. рис. 2.48).

Точно так же альтернативно выглядят и почти все прочие характеристики, рассмотренные выше для зон спрединга первого типа. В данном случае все



▲ Рис. 2.48. Возраст океанического дна, определенный по линейным магнитным аномалиям с учетом шкалы геомагнитных инверсий и с использованием эйлеровых полюсов вращения [Müller et al., 1997].

Печатается с разрешения издательства Wiley – Blackwell Publishing

хребты проявляют очень высокие скорости спрединга, кроме того, их высокодинамичный режим развития проявляется в масштабных перестройках положения и простирания центров спрединга, затрагивающих целые океаны. Наиболее 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 при этом 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 доолигоценовой 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 доолигоценовой 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 [Ueda, Kanamori, 1979] (см. рис. 2.41), 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 того, 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, здесь не обойтись без учета факторов, касающихся направления мантийных течений и их связи с глобальными ротационными силами или с вызванными 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 доколлизионной стадии развития обширных задуговых бассейнов позднемезозойско-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 тогда 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 – это так называемая конвекция Орована–Эльзассера [Elsasser, 1971; Orowan, 1965].

Помимо аномальной расширеннности океанических плит на вогнутой стороне дугообразных спрединговых хребтов, наблюдаются 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. 2.42). К флангам же спрединговых дуг, особенно западным, скорость раскрытия постепенно падает, хребты сужаются и обнаруживают признаки косого спрединга со сдвигом: левым на западе (для обоих рассматриваемых хребтов) и правым на востоке (последнее лучше выражено для Тихого океана).

Примечательно также то, что своей вогнутой стороной обе спрединговые дуги, глобального масштаба, обращены туда же, куда вдоль всей активной окраины Евразии направлены 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.

### Вертикальное кинематическое взаимодействие стресс-режимов: стратификация новейшего поля напряжения Русской платформенной плиты

После основного содержания монографии, где говорилось о латеральном взаимодействии стресс-режимов разного типа, – конкретно режимов внутри тектонических потоков, их латеральная последовательность (выраженная сменой структурных рисунков) указывает на направление движения латеральных тектонических потоков – сдвиговых и сбросовых потоков. Кроме того, сравнивались разные методические принципы реконструкции тех и других. Для первых сравнивались полные структурные ансамбли и соответствующие им рисунки, а для вторых – привлекалась геометрия в плане дизъюнктивных структур растяжения. Все это делалось на разных примерах, не только для традиционных для автора территорий: Кавказско-Копетдагского сегмента коллизионного пояса и прилегающей активизированной платформы, но и с более широким привлечением литературного материала.

Теперь же от латерального взаимодействия стресс-режимов перейдем к их вертикальному взаимодействию, но при этом на примере только Восточно-Европейской платформы, и даже небольшой ее центральной части – Русской плиты, с Пачелмским авлакогеном и Токмовским сводом. Будет анализироваться вертикальная стратификация стресс-режимов разного типа: каким образом представляется соотношение знака глубинных и поверхностных новейших напряжений на Восточно-Европейской платформе (вопрос очень интересный с теоретической и практической точек зрения).

Однако прежде чем подробно рассматривать этот вопрос, приведем несколько фраз справочного характера об имеющихся представлениях относительно происхождения и динамики новейших деформаций Восточно-Европейской платформы, и Русской плиты в ее составе. Основные дискуссии разворачиваются по поводу источников напряжений [Добрецов, Василевский, 2019; Кайнозойские..., 2014; Колодяжный, 2010; Копп, 2004, 2020; Панина и др., 2016; Nikishin et al., 1999; Sim et al., 1999, 2018]. Одновременно возникают более частные вопросы: по-разному трактуется кинематика известных разрывов, недостаточно изучены соотношения региональных напряжений и локальных – сопутствовавших формированию структур разного ранга. И, наконец, много вопросов (причем важных практически) вызывает связь поверхностной новейшей деформации с глубинной.

В работах автора и его коллег, на основе результатов мезоструктурных наблюдений, прежде были обоснованы признаки влияния на активизацию Восточно-Европейской платформы коллизионных давлений, передававшихся по латерали от новейшего орогена Кавказа и активизированного Урала. Исходя из этого, объяснено формирование крупных структурных единиц платформы [Копп, 2004]. При этом была показана существенная роль не только собственно тектонических, но и гравитационно-тектонических деформаций, также отчасти компенсирующих внешнее давление [Копп, 2020]. Ранее для северо-востока платформы была создана картографическая реконструкция кайнозойского напряженно-деформированного состояния, а для ряда тектонических доменов представлены разноранговые модели поля напряжений [Кайнозойские..., 2014; Копп, 2020]. Все это позволяет сосредоточиться на обобщении именно тех результатов наших мезотектонических исследований, которые могли бы использоваться именно для прогноза недостаточно изученной глубинной динамики платформы.

Исходя из того, что эти сжимающие напряжения (коллизионной природы) пришли издалека (far stresses) и переводились через литосферу, естественно полагать, что интенсивность этих напряжений падает к поверхности земли. С этим согласны почти все авторы, которые, основываясь на современных геофизических и буровых данных, считают, что сжатие (слабое на поверхности) с глубиной возрастает. Это же подтверждают и мезоструктурные наблюдения: оказалось, что очень пологие на поверхности внутриплитные структуры формировались при заметном участии горизонтальной компоненты напряжений (естественно, имеющей корни лишь на глубине) [Гущенко и др., 1999; Колодяжный, 2010; Кайнозойские..., 2014; Копп, 2004; Sim et al., 1999, 2018].

Между тем конкретные вклады надвигового (точнее, взбросового) и сдвигового стресс-режимов в это глубинное сжатие остаются неясными (некоторые исследователи применяют широкую формулировку вроде «глубинной шарьяжно-надвиговой тектоники»). Не изучалась и сама возможность интерполяции результатов выполняемых на поверхности земли мезоструктурных наблюдений для прогноза глубинной структуры. Важно иметь в виду и то, что в платформенных плитах (в том числе Русской) сложность наблюдений на глубине создается значительной мощностью плитного чехла. Причем это не только потому, что он маскирует все находящееся ниже, но еще существеннее из-за того, что он создает условия структурной дисгармонии. Направленные на платформу удаленные стрессы могут передаваться вбок и вверх только через жесткий фундамент. Через чехол они поступают в ослабленном и искаженном виде, и из-за этого приходится искать способы хотя бы частично смикшировать потерю информации. В данной главе обращается внимание на следующие стороны проблемы. Прежде всего необходимо определение типа доминирующего регионального (предположительно глубинного) стресс-режима, или надвиговое сжатие или горизонтальный сдвиг, а также их отражение в мезоструктуре на земной поверхности. Далее, важны соотношения региональных напряжений, горизонтального плана, с локальными (вызванными ростом возникших в региональном поле положительных структур). В практическом плане – это сравнение поверхностных мезоструктурных парагенезов, характеризующих глубинные надвиговые и сдвиговые структуры.

Для решения перечисленных вопросов использовались главным образом компьютеризованные мезотектонические данные (см. главу «Необходимые сведения...» и содержащиеся в ней рис. 1.1, 1.2; кроме того, туда также включены рисунки, пронумерованные в общей последовательности в книге независимо от их содержания – мезотектонического (региональных или локальных реконструкций) или макроструктурного содержания (например, макроструктурные рисунки для позиции локальных структур).

### Напряженное состояние в вертикальном разрезе Русской платформенной плиты: характер доминирующего (глубинного?) стресс-режима

После того как в ряде мест были обнаружены надвиговые перекрытия в фундаменте и чехле платформы [Горьков, 1998; Лобов и др., 1974; Машкович и др., 1970; Sobornov, 1995], распространилось мнение, что ее глубинная новейшая структура является шарьяжно-надвиговой [Трофимов, 2014; Шарьяжнонадвиговая..., 1999; и мн. др.]. Главное внимание геофизиков с тех пор обращено на обнаружение глубинных надвигов, тогда как работы на тему глубинной сдвиговой тектоники единичны.

Между тем достаточно крупные новейшие сдвиги на платформе, доказанные по смещениям осей структур, стали известны не позже надвигов [Копп, 2004, 2005; Корчемагин, Емец, 1987; Лидер, 1964; Sim et al., 1999]. Обнаружены и отчетливые признаки сдвиговой деформации в структурных рисунках, содержащих такие ее элементы, как структуры домино и мегабудинажа в горизонтальной плоскости, вынужденные виргации и структуры латерального выжимания [Копп, 2004] (см. также данную книгу). Участие сдвиговой деформации обнаруживают и рисунки гидросети: кулисность отрезков долин, структуры типа pull apart, специфическое расположение оперяющих сколов в зоне сдвига [Копп, 2914, 2011; Копп и др., 2017; Sim et al., 1999]. Все такие деформационные ансамбли как в структурных рисунках, так и в гидросети охватывают значительные площади, и это позволяет считать, что они отражают региональные черты поля напряжений (см. рис. 1.1–1.13).

По этим признакам сдвиговые деформации играют по крайней мере существенную роль в региональной (глубинной?) структуре Русской плиты. Это предположение, основанное только на косвенных признаках, а не на смещениях структур, можно проверить на мезоструктурном уровне: если сдвиговая деформация действительно присутствует на глубине, то она может сказаться и на поверхностной мезоструктуре. Попробуем привести соответствующие аргументы.

# Сдвиговый стресс-режим на высокогенерализованных реконструкциях поля напряжений

Во-первых, увеличение презентативности сдвигового режима на картографических моделях поля напряжений, возникающее при повышении уровня генерализации первичных мезоструктурных данных, отмечалось разными авторами [Гущенко, 1999; Гущенко и др., 1999; Кайнозойские..., 2014; Копп, 2004; Sim et al., 1999; и др.]. В ходе настоящего исследования это проверялось путем применения разных уровней генерализации данных как для отдельных крупных структур, так и для всей рассматриваемой территории. Реконструированная по мезоструктурным данным ориентация главных осей нормальных напряжений часто совпадала с предполагаемой по данным анализа структурных рисунков [Копп, 2004] (см. рис. 1.1, 1.2).

Воспользовавшись методической схемой, представленной на рис. 1.2, проанализируем пространственную распространенность стресс-режимов разного типа на одной из таких региональных моделей (см. также рис. 1.1). При всей ее мозаичности (вызванной самыми разными причинами) на ней, благодаря очень высокой генерализации (с радиусом палетки осреднения в 3° на 60 замеров), проявились сопряженные вариации регионального плана. Прежде всего, на юге территории выделилось поле напряжений с субмеридиональной осью сжатия и субширотной осью растяжения. По этому признаку данная область идентифицируется с направленным к северу давлением Кавказа; к востоку же она через Жигулевские дислокации прослеживается на Волжско-Камскую антеклизу. Повсюду здесь преобладает сдвиговый стресс-режим, особенно на востоке Воронежской и юге Волжско-Камской антеклиз. Встречаются и редкие домены взбросового режима, основной их участок – Керенско-Чембарские и Сурско-Мокшинские дислокации Пачелмского авлакогена. Зато субширотное растяжение «кавказского» варианта регионального поля (в сбросовом и взрезовом стресс-режимах) распространено широко, но все-таки реже сдвигового режима. Участки самого устойчивого проявления этих режимов – Окско-Донской и Заволжский меридиональные новейшие прогибы: первый, наложенный на Воронежский массив, а второй – на западную границу Прикаспийской синеклизы.

Область динамического влияния Уральского новейшего орогена на этой реконструкции яснее всего выражена около него самого, но при этом вместо сдвигового режима там господствуют взбросовый (с широтным сжатием) и сбросовый (с меридиональным растяжением). Первый из них наиболее заметен на широте Волжско-Камской антеклизы, тогда как второй – южнее, на широте Прикаспийской синеклизы. Особенно четко эта литосферная граница ощущается в новейшей динамике меридионального Предуральского прогиба. К северу от нее (Уфимская и Кунгурская ячеи прогиба) деформация осуществлялась во взбросовом режиме и как раз там сосредоточены крупные разрывы взбросового и взбросо-сдвигового типа – Новокиевский, Суксунский и Тулвинский [Копп, 2005], тогда как на юге (Бельская ячея) по мезоструктуре фиксируется не сжатие, а конформное Уралу меридиональное растяжение. Таким образом, неотектоническое давление Урала к западу реализовалось сжатием только напротив выступа жесткого фундамента Волжско-Камской антеклизы, но отсутствовало напротив Прикаспийской синеклизы с ее мощным чехлом. Еще дальше к западу область «уральского» давления (во взбросовом и частично сдвиговом субширотном сжатии) опять выходит на поверхность в Вятских дислокациях (где оно отчетливо коррелируется с макроструктурными данными [Копп, 2012]). Зато на Токмовском своде с субширотным «уральским» сжатием конкурирует совместимое меридиональное (до ЮЗ-СВ) растяжение: возможно, сказывалось соседство Волжско-Ветлужского широтного новейшего прогиба.

Таким образом, для данного (высокого) уровня генерализации наиболее распространен сдвиговый стресс-режим, шире всего представленный в южной половине Русской плиты, в зоне динамического влияния Большого Кавказа. При этом, как и в Приуральском регионе, там тоже отмечается его более отчетливая выраженность на приподнятых участках фундамента – в Воронежской и Волжско-Камской антеклизах. Следующие по степени распространения – сбросовый и сопряженный с ним взрезовый режимы – отчетливо приурочены ко всем новейшим прогибам. Наконец, самые выдержанные участки взбросового стресс-режима привязаны к зонам складчатых дислокаций внутри авлакогенов (Пачелмского и Казанско-Кажимского), а также к границам Русской плиты с активизированными древними орогенами Урала и Донбасса.

#### Преобладающая кинематика известных разрывов

Благодаря мезоструктурным наблюдениям выяснилось, что для многих разрывов, считающихся надвигами, ось сжатия ориентирована не ортогонально к линии разрыва (как это должно быть для надвига), а по диагонали, что характерно для сдвига. Например, для широтного Жигулевского разрыва (рис. 2.49) эта ось ориентирована ЮЗ–СВ (при поперечном простирании оси растяже-



▲ **Рис. 2.49.** Левосдвиговая кинематика Жигулевского разрыва [Копп, Тверитинова, 1990].

А, Б – левый сдвиг – по мезоструктурным данным: по диагональной ориентировке к линии разрыва главных нормальных осей напряжений: А – установленной по результатам анализа стереограмм для точек наблюдения: 1 – Жигулевский разрыв; 2 – остальные нарушения; 3–4 – горизонтальные проекции оси главного сжатия: 3 – 1-го порядка, 4 – 2-го порядка, 5 – 3-го порядка; 6 – точки наблюдения, Б – установленной по результатам компьютерной генерализации мезоструктурных данных: 1–2 – горизонтальные проекции осей главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – растяжения, 3–6 – элементы макроструктуры Жигулевского мегавала: 3 – частные валы, 4 – надвиги (по бурению и мезоструктурным данным), вершины треугольников – к висячему крылу, 5 – сдвиги (по мезоструктурным данным); 6 – присбросовые (?) флексуры (по геологическим данным).

В – левый сдвиг по данным анализа структурного рисунка Жигулевской виргации. 1 – основная трасса Главного Жигулевского разрыва; 2 – остальные нарушения; 3 – взбросы и надвиги (вершины треугольников – к висячему крылу); 4 – сдвиги; 5 – сбросы и флексуры (штрихи – к сброшенному крылу); 6 – складки, компенсирующие горизонтальные перемещения по сдвигам, 7 – участок наибольшего подъема фундамента; 8 – место и направление пережима деформационной шейки Жигулевской виргации; 9 – ориентация укорочения и удлинения в наиболее выдвинувшейся к северу части Жигулевского вала; 10 – вектор латерального выжимания масс из деформационной шейки

ния), что указывает не на надвиг, а на левый сдвиг или взбросо-сдвиг. По тому же критерию был обоснован сдвиг и по считающимся надвигами Елшанско-Сергиевскому и Северодонецкому разрывам (соответственно в Саратовских дислокациях и Донбассе); первый оказался левым, а второй – правым взбрососдвигами [Кайнозойские..., 2014; Копп, 2004; Корчемагин, Емец, 1987]. На Урале сдвиговую (левостороннюю) компоненту имеют Новокиевский и Суксунский взбросы [Копп, 2005].

Таким образом, большинство считающихся надвигами новейших разрывов оказались сдвигами, либо имеют значительную сдвиговую компоненту. Соответственно реально доказанные бурением надвиговые перекрытия в зонах таких разрывов следует считать проявлением сдвиговой транспрессии. В качестве же более или менее «чистых» (полных) надвигов подтверждаются только Персиановский разрыв Донбасса [Кайнозойские..., 2014; Корчемагин, Емец, 1987; Sim et al., 1999] (хотя, по нашим данным, и он имеет правосдвиговую компоненту) [Кайнозойские..., 2014], а также разрыв на границе Мугоджар и Прикаспийской синеклизы [Копп, 2005]. Однако последний с его волнистыми очертаниями в плане, вызванными сопряжением диагональных сдвигов и продольных надвигов, должен трактоваться как структура «коленчатый вал», которые возникают при осесимметричном сжатии: когда оси двух нормальных напряжений, компенсирующих главное сжатие, равновелики. Так что в данном случае точнее говорить не о надвиговом, а о пограничном между сдвиговым и надвиговым характере данного стресс-режима.

Исследование новейших грабенов вокруг Прикаспийской синеклизы подтвердило их происхождение в сбросовом режиме, хотя все они также формировались при участии сдвига (в данном случае левого), выраженного в кулисности их расположения [Копп, 2004].

# Скрытая на поверхности глубинная сдвиговая деформация и средства ее распознавания

Вышеприведенные аргументы свидетельствуют в пользу существенного значения сдвиговой деформации в региональной новейшей структуре Русской плиты. Тем не менее, как показывает наш опыт, сдвиговые зеркала скольжения встречаются здесь гораздо реже сбросовых и взбросовых (хотя штриховки тех и других часто бывают наклонены, указывая на некоторую сдвиговую компоненту). Это позволяет предположить, что недостаточно выраженная на поверхности сдвиговая деформация концентрируется на глубине, не достигая поверхности (или достигая ее в искаженном виде при действии сопутствующих стрессов). Это достигается путем сравнения точных (по мезоструктурным данным) характеристик поля напряжений на поверхности земли с таковыми, приблизительными – по вычитываемым особенностям структурного рисунка. Попробуем сделать это для Пачелмского авлакогена (расположение см. рис. 1.1), подвергшегося складчатому короблению. Судя по отсутствию на поверхности крупных сдвигов и недостатку сдвиговых зеркал скольжения, последнее осуществлялось во взбросовом режиме.

Смятие чехла авлакогена между Воронежским массивом на юге и Токмовским сводом на севере сформировало Керенско-Чембарские и Сурско-Мокшинские складчатые дислокации, простирающиеся параллельно авлакогену – СЗ–ЮВ (рис. 2.50, 2.51). Находящиеся в его осевой части первые (см.



▲ **Рис. 2.50.** Структурная карта Керенско-Чембарских дислокаций, с точками мезоструктурных наблюдений автора и его коллег.

1 – стратоизогипсы по кровле альба, через 100 м, 2 – то же, через 20 м, 3 – диагональные к валам горизонтальные флексуры – зоны сдвига (по структурному рисунку), 4 – пологие поперечные флексуры сбросовой (?) кинематики, 5–7 – ориентация осей напряжений (по данным мезоструктурных замеров), 5–6 – 1-го порядка: 5 – сжатия, 6 – растяжения; 7 – 2-го порядка (только ось сжатия), 8–9 – кинематика движений и деформаций, по структурному рисунку: 8 – направление антитетического вращения блоков в зоне сдвига, 9 – ориентация локального сжатия на участках компенсации сдвиговых перемещений



рис. 2.50), судя по гребневидному стилю складчатости, возникли при срыве чехла по фундаменту. Вторые (см. рис. 2.51), образовавшиеся на сочленении

▲ Рис. 2.51. Структурная карта Сурско-Мокшинских и соседних дислокаций, с точками мезоструктурных наблюдений автора и его коллег. Крупные структуры и зоны дислокаций: БВ – Борлинский вал, ЖВ – Жигулевский мегавал и одноименные дислокации, Ки – Кикинское поднятие, КВ – Корсунский вал, ПС – Присурский вал, СМ – Сурско-Мокшинский мегавал и одноименные дислокации.

1 – стратоизогипсы по кровле альба, через 100 м, 2 – то же, через 20 м, 3–4 – разрывы: 3 – взбросы и взбросо-сдвиги (вершины треугольников – к висячему крылу), 4 – неясной кинематики; 5 – диагональные по отношению к валам горизонтальные флексуры – зоны сдвига, по структурному рисунку, 6–8 – ориентация осей напряжений (по данным мезоструктурных замеров): 6–7 – 1-го порядка: 6 – сжатия, 7 – растяжения, 8 – 2-го порядка (только ось сжатия); 9–10 – кинематика движений и деформаций (по структурному рисунку): 9 – направление антитетического вращения блоков в зоне сдвига, 10 – ориентация локального сжатия на участках компенсации сдвиговых перемещений авлакогена с Токмовским сводом (где чехол становится тоньше), отличаются гораздо бо́льшим радиусом кривизны пликативных структур: в первом приближении это единый мегавал, в строении которого, без участия какой-либо дисгармонии, задействован не только чехол, но и фундамент.

При указанных различиях (вызванных реологией деформируемых толщ) обе зоны дислокаций практически одинаковы по своему структурному рисунку: и там, и там это присдвиговая вынужденная виргация, пережатая на западе и раскрывающаяся к востоку. При этом обе виргации образовались при участии левых сдвигов, которые выражены диагональными к мегавалам дислокаций широтными горизонтальными флексурами; последние ритмически смещают эти мегавалы влево (см. рис. 2.50, 2.51). Второй признак сдвиговой деформации – однонаправленный, по типу структур домино, антитетический разворот в плане блоков между горизонтальными флексурами, знак которого (по часовой стрелке) согласуется именно с левосдвиговым смещением. В суммарной же деформации мегавалов вращение блоков по механизму домино привело к удлинению валов вдоль простирания (с параллельным укорочением поперек), что могло произойти только в сдвиговом поле напряжений. Кроме того, сдвиговая деформация (с теми же укорочением поперек мегавалов и сопряженным удлинением вдоль них) выражена чертами направленного к ВЮВ латерального выжимания масс. С ним связывается дополнительное сжатие тех смещенных по сдвигам блоков, которые находятся в южных крыльях левосдвиговых флексур (см. рис. 2.50, 2.51): именно эти, смещавшиеся к востоку, крылья получали особое ускорение. Количество таких аномально сжатых поперечных блоков, их размеры и приподнятость в структуре увеличиваются к расширенным на востоке «устьям» обеих виргаций. Все эти черты указывают на общее для авлакогена неотектоническое течение масс к юго-востоку – вероятно, инициированное глубокой Прикаспийской синеклизой, находящейся на траверсе этого латерального потока.

Наконец, последний элемент рассматриваемого структурного рисунка – поперечные к мегавалам вертикальные флексуры (см. рис. 2.50, 2.51). Редкие и очень пологие, они все же занимают в общем структурном ансамбле вполне определенное место структур горизонтального растяжения, ориентированного, судя по простиранию флексур (СВ–ЮЗ), вдоль оси растяжения, устанавливаемой и по констатированным выше частным видам общей сдвиговой деформации. Преобладающая же ЮВ экспозиция этих флексур попутна общему выжиманию масс к Прикаспийской синеклизе.

Итак, структурный рисунок показывает, что новейшая деформация Пачелмского авлакогена и соседней части Токмовского свода происходила не только при взбросовом сжатии, но и при существенном участии деформации горизонтального сдвига – с поперечной к крупным складкам и валам ориентацией оси главного укорочения и продольной к валам осью удлинения.

Употребляя термины деформационной структурно-геологической номенклатуры, можно сказать, что Пачелмский авлакоген испытал суммарную деформацию чистого сдвига (механ.) с общим для него укорочением ЮЗ–СВ в горизонтальной плоскости (поперек валов). При этом деформация сопровождалась двумя вариантами сопряженного удлинения: 1) горизонтального удлинения – СЗ–ЮВ (при этом, судя по латеральному выжиманию, предпочтительно направленного к ЮВ) и 2) вертикального выжимания, направленного вверх, к вершинам валов. При этом, если по структурному рисунку сравнивать индивидуальный вклад сбросовой, взбросовой и сдвиговой деформаций, то при всей сложности их соотношений первая из них (пологие поперечные флексуры) наименее заметна, вторая (создавшая складчатую структуру) гораздо более наглядна и, наконец, третья (сдвиговая) не уступает по своей значимости второй, организуя к тому же плановое распределение остальных деформаций.

Обратимся теперь к мезоструктурам – выясним, какие из констатированных элементов суммарной макродеформации встречаются и в их ансамблях (рис. 2.52). Внушительный (240) массив стресс-индикаторов вполне достаточен для выделения вариаций поля напряжений, сопоставимых с масштабом мегавалов зон дислокаций. Однако для обнаружения всего ряда стресс-режимов он полностью удовлетворителен только для выделения лишь двух их типов: взбросового (55,3% решений) и сбросового (43,3% решений), но зато явно недостаточен для выделения сдвигового (всего 3,9% согласованных решений). Однако с последним (забегая вперед) совпадают ориентации осей нормальных напряжений, рассчитанные для взбросового и сбросового режимов.

Прежде всего, это сразу видно для оси главного сжатия  $\sigma_3$  взбросового стресс-режима (см. рис. 2.52, А), простирающейся поперек или по диагонали (но не вдоль) мегавалов, как и таковой для сдвиговой деформации по структурному рисунку. При этом в случае диагонального к валам простирания данной оси она чаще направлена ЗЮЗ–ВСВ, что согласуется с левым сдвигом по структурному рисунку. Далее, хотя ось главного растяжения  $\sigma_1$  взбросового режима направлена, разумеется, по вертикали, его промежуточная ось  $\sigma_2$  (ось главного горизонтального удлинения) простирается вдоль валов, как и ось главного горизонтального удлинения по результатам анализа структурного рисунка. Сходство еще более усугубляется в отношении регистрируемого по мезоструктурным данным сбросового режима (см. рис. 2.52, Б): его ось главного нормального удлинения сдвиговой макродеформации; к тому же данная ось перпендикулярна вертикальным флексурам СВ простирания (предполагаемым структурам растяжения).

Ввиду недостатка зеркал скольжения сдвигового типа, рассчитанные по мезоструктурным данным горизонтальные проекции плоскостей лево- и правосдвиговых касательных напряжений ориентированы субпараллельно и слегка по диагонали к осевым линиям мегавалов дислокаций (см. рис. 2.52, В). Однако наиболее близко к субширотным горизонтальным флексурам дислокаций простираются левосдвиговые плоскости.



Рис. 2.52. Проецированная на картографическую основу двумерная (2D) модель поля новейших напряжений Пачелмского авлакогена [Кайнозойские..., 2014] (компьютеризирована Н.Ю. Васильевым и А.О. Мострюковым по результатам анализа мезоструктурных данных автора и его коллег).

А–Б – реконструкции осей главных нормальных напряжений: А – для взбросового стресс-режима, Б – то же, для сбросового стресс-режима, В – общая для обоих стресс-режимов реконструкция касательных напряжений.

1–2 – горизонтальные проекции осей главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – растяжения; 3 – промежуточная ось (ось горизонтального удлинения для взбросового режима и ось горизонтального укорочения для сбросового режима), 4–5 – горизонтальные проекции плоскостей действия касательных напряжений; 4 – правосдвиговых, 5 – левосдвиговых, 6 – мегавалы: КЧ – Керенско-Чембарский, СМ – Сурско-Мокшинский



Охарактеризованная ориентация осей главных нормальных и касательных напряжений по мезоструктурным данным яснее всего выражена для Керенско-Чембарских дислокаций и для большей – восточной – части Сурско-Мокшинских. Северо-западный же отрезок последних частично выпадает из общей картины: ось  $\sigma_3$  там кое-где меняет свою ориентацию на продольную к валам – северо-западную (см. рис. 2.52, А). Точная причина этого неясна, но обратим внимание на то, что данный участок находится напротив югозападного торца принадлежащего Токмовскому своду Присурского вала, где как структурный план, так и план напряжений поперечны таковым для Сурско-Мокшинских дислокаций (это связывалось нами с наложением разноориентированных сдвиговых зон [Кайнозойские..., 2014]).

В целом же, если не считать указанных частных осложнений, необходимо признать, что и на мезоструктурном уровне рассмотрения Пачелмский авлакоген испытал суммарную деформацию механического чистого сдвига в горизонтальной плоскости, с тем же укорочением ЮЗ–СВ и удлинением не только вверх, но и по латерали (СЗ–ЮВ).

Такая ортогональность в плане осей главного нормального сжатия и растяжения характерна для того же сдвигового режима, что подтверждает если не его приоритет как главного фактора суммарной деформации (возможно, организующего весь структурный ансамбль), то уж наверняка реальность его присутствия на глубине.

Все это, разумеется, не отменяет необходимости выяснять причину опосредованного проявления сдвиговой деформации на мезоструктурном уровне, используя стресс-режимы других типов. Однако, имея в виду его очевидное участие в суммарной деформации, эта причина не может быть фундаментальной, и ее надо искать только в конкретных условиях, препятствующих именно сдвиговым смещениям достичь земной поверхности.

Как известно, физически разные стресс-режимы не могут действовать одновременно в одной и той же точке, и их автономность требует четкого обособления (сегрегации) во времени либо в пространстве. Тогда, если иметь в виду конкретно Русскую плиту, то никаких данных о принципиальной разновозрастности регистрируемых по мезоструктурам стресс-режимов внутри не столь уж длительного (поздний миоцен–квартер) этапа ее новейшей активизации не известно. Нельзя принимать в расчет и обычную для взаимодействующих стресс-режимов их циклическую сменяемость. Она имеет свою автоматическую причину – релаксацию напряжений определенного знака по мере их предельного накопления, с возобновлением деформации уже при сменившемся их знаке [Mandle, 2005]. Тогда в нашем случае может рассматриваться только пространственная сегрегация и, учитывая все сказанное, ее надо искать прежде всего по вертикали. Первое, что сразу напрашивается (хотя и не единственное), – это эффект влияния свободной земной поверхности, облегчающий тектонические перемещения, направленные вверх: взбросовые и затем сбросовые (имея в виду лежачие крылья сбросов, двигающиеся относительно вверх). Что же касается направленных по латерали сдвиговых (полностью происходящих в сплошной среде), то указанный фактор им только мешает, тогда как на глубине он отсутствует. Как видно, данный эффект по определению универсален и должен проявляться повсеместно. Именно он ответствен за формирование цветковых структур – приповерхностного веерообразного расщепления плоскости сдвига с обособлением ветвей взбросо- и сбросо-сдвиговой кинематики.

Представленный материал позволяет обратить внимание на другой фактор – не столь универсальный, но действующий в том же направлении: он создает мощную нагрузку на глубинный деформационный фронт. Это литостатическое давление, препятствующее направленным вверх смещениям. Ряд известных работ на эту тему принадлежат В.С. Милееву [1977 и др.], который установил динамическую двухэтажность докембрийской структуры хр. Улутау (Казахстан). В ее верхнем ярусе формировались обычные складки продольного расплющивания с нагнетанием материала вверх (от крыльев в замки), а в нижнем – с течением последнего по латерали вдоль шарниров складок и его нагнетанием в периклиналях последних. Переводя на тектонофизические термины, более свободный от нагрузки верхний ярус деформировался во взбросовом стресс-режиме, а сдавленный сверху нижний – в сдвиговом. Влияние литостатической нагрузки на глубинную концентрацию сдвигового поля напряжений по-своему признавалось и другими авторами [Гзовский, 1975; Паталаха, 1981; Ярошевский, 1981]. Применительно же к Русской плите подтверждение роли этого фактора видно в том, что эксгумация глубинного сдвигового стресс-режима увеличивается на пересечении выступов жесткого фундамента: антеклиз и сводов [Кайнозойские..., 2014], а уменьшается в центре плиты, где тяжелый чехол увеличивает свою мощность, как и показано здесь для Пачелмского авлакогена.

Наряду с перечисленными, действующими по вертикали факторами обособления стресс-режимов того или иного типа на последнее влияли и действующие по латерали. Нами уже давно отмечалось усиление выраженности сдвиговых зеркал скольжения на юге Русской плиты, в зоне коллизионного взаимодействия [Копп, 2004], но также и на пересечении древних выступов фундамента, что объяснялось более облегченной трансляцией стрессов через жесткие среды [Кайнозойские..., 2014<sub>1-2</sub>].

Таким образом, в наиболее общем (теоретическом и методическом) плане материал данного раздела показывает, как вызванное удаленными стрессами давление на платформенную плиту в условиях мощного чехла создает вертикальную стратификацию напряженного состояния. Нижний деформационный этаж составляет сдвиговая деформация, тогда как выше реализуются деформации в вертикальной плоскости: надвиговая и сбросовая (заимствующие, однако, ряд своих черт у глубинной сдвиговой, и тем самым позволяющие ее обнаружить). В региональном и практическом аспектах важно подчеркнуть следующее. То, что сдвиговая деформация на Русской плите отчетливо присутствует и даже, возможно, доминирует на глубине (но, с другой стороны, неясно выражена на поверхности), определенно означает, что ее проявления заслуживают гораздо большего внимания со стороны не только структурных геологов и тектонофизиков, но также геофизиков-практиков и нефтяников.

### «Наднадвиговые» локальные поля напряжений и их регистрация на поверхности

Взбросо-надвиговые деформации на платформе, независимо от конкретного типа создавшего их поля напряжений (оно может быть как взбросовым, так и смешанным – транспрессионным) привлекают к себе особое внимание. Хотя в целом они формируются выше сдвигов, но поверхности также достигают не всегда, замещаясь пологими валами. Поскольку надвиги существенно влияют на структуру месторождений, необходимость привлечения мезоструктурного материала для поиска надвигов вряд ли стоит доказывать. Автором здесь ставились следующие задачи: 1) уточнение характеристики поля напряжений, создающего глубинный надвигов, и 3) спецификация типового поля мезоструктурных деформаций над надвигом в сравнении с таковым сдвиговых структур. Постановка таких задач требует анализа иерархичности поля напряжений, для чего использовались его модели для разных уровней генерализации.

Соотношения разнопорядковых полей напряжений в зоне надвига рассмотрим на примере Саратовских дислокаций, приуроченных к тому же Пачелмскому (Рязано-Саратовскому) авлакогену, но уже к его крайней ЮВ части (рис. 2.53–2.55). Субширотный пучок складок-валов здесь также простирается вдоль авлакогена, а осевая структура этого пучка – Елшанско-Сергиевский мегавал, на крутом южном крыле нарушенный одноименным разрывом (надвигом, по данным бурения [Горьков, 1998; Машкович и др., 1970]). Северное крыло мегавала пологое, осложненное всего двумя, но зато резко выраженными, узкими валами диагонального к мегавалу простирания (см. рис. 2.53): на западе – Слепцовским, северо-западного простирания, а на востоке – Хлебновским – северо-восточного. Оба они, судя по сопутствующей кулисности, возникли при участии сдвиговой деформации: первый – право-, а второй – левосторонней. Рассмотренный структурный рисунок предполагает, что дислокации возникли при взбросовом сжатии, вызванном давлением с юга, тогда как на пологом северном крыле давление реализовалось уже в сдвиговом режиме.

162





А – структурная карта, по [Горьков, 1979]: 1 – стратоизогипсы по реперам внутри юры и мела (а – основные, проведенные через 100 м; б – дополнительные, через 50 м); 2 – границы участков с разным возрастом реперов; 3 – точки мезотектонических наблюдений. Наименования структур: ЕС – Елшанско-Сергиевский вал, Ко – Корсаковская синклиналь, ОИ – Оркинско-Ириновский вал, Сл – Слепцовский вал, Хл – Хлебновский вал.

Б – геокинематическая схема: 1 – оси линейных валов и складок, флексуры; 2 – взбросы и надвиги, 3 – субвертикальные взбросы (взрезы); 4 – сдвиги; 5 – сбросы; 6 – направления действующего давления; 7 – направления латерального выжимания блоков; 8–9 – ориентация векторов сжатия и растяжения, определенная по мезоструктурным данным; 9 – то же, 2-го порядка и предположительная. Наименования блоков: Ат – Аткарский, Кр – Карамышский, Ко – Корсаковский, ЛГ – Лысогорский, Са – Саратовский, Тр – Тарханский

В данном районе собрана представительная группа замеров стресс-индикаторов в породах верхнего мела–эоцена, где, в отличие от северо-запада Пачелмского авлакогена, присутствует и значительная доля сдвиговых зеркал скольжения (порядка 15% общей массы). Генерализация данных проводилась методом скользящего окна, при двух ее уровнях: высоком (с радиусом палетки осреднения 3° на 60 замеров) – с целью изучения регионального поля напряжений и низком (радиус 0,3° на 60 замеров) – для изучения локальных вариаций этого поля в зоне надвига.

В первом варианте (см. рис. 2.54, а также рис. 1.1) поле напряжений выглядит очень однородным и даже искусственно сглаженным (в связи со столь высоким осреднением данных). Однако, если не обращать внимания на эту техническую деталь, нельзя не заметить и принципиальные черты, общие для всей южной части платформы, а также для самих Саратовских дислокаций на более локальном уровне рассмотрения (см. далее). Прежде всего, дислокации предстают здесь в единообразном сдвиговом поле напряжений (характерном и для всей южной части Русской плиты), с погружающейся к северу суб-



▲ **Рис. 2.54.** Саратовские дислокации на трехмерной (3D) модели регионального напряженного состояния [Копп, 2004], проецированной на картографическую основу с радиусом палетки осреднения в 3° на 60 замеров (компьютеризирована О.И. Гущенко по данным мезоструктурных замеров автора и его коллег).

Наклон осей главных нормальных напряжений направлен от центральной точки символа напряженного состояния, крутизна наклона обратно пропорциональна длине проекции соответствующей оси.

1–2 – горизонтальные проекции осей главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – растяжения, 3 – контур Саратовских дислокаций на рис. 2.8

меридиональной (до CC3) осью главного сжатия  $\sigma_3$  и наклоненной к востоку широтной осью растяжения  $\sigma_1$ . Все это, таким образом, соответствует выводам по результатам анализа структурного рисунка, а наклон оси сжатия к северу согласуется с предположением о поддвиге с юга на север.

Такова (достаточно простая) характеристика регионального поля напряжений. Что же касается низкогенерализованной реконструкции (см. рис. 2.55), то она обнаружила его более дробные латеральные вариации, при этом не только дополняющие предшествующую характеристику, но и в чем-то ей противоречащие. Так, на пологом северном крыле Елшанско-Сергиевского мегавала деформация и на данном уровне происходила при субмеридиональном сжатии, но уже не только в сдвиговом, а и во взбросовом стресс-режиме, с сохранением наклона оси σ<sub>3</sub> к северу. При этом взбросовый режим любопытным образом лучше всего проявляется на удаленном от разрыва пологом северном крыле мегавала, к юго-западу же он сменяется сдвиговым, с тем же простиранием оси σ<sub>3</sub> и широтным (до СЗ) – оси σ<sub>1</sub>. По реконструкциям плоскостей касательных напряжений, отчетливо доминируют левые, северо-восточного простирания (см. рис. 2.55), что свидетельствует о транспрессионной кинематике Елшанско-Сергиевского разрыва: левый сдвиг, сочетающийся со сжатием. Далее к югу сдвиговый режим плавно сменяется сбросовым режимом, однако с сохранением широтной ориентации оси σ<sub>1</sub>.

В центре и на юге дислокаций, как раз там, где разбурен глубинный надвиг (левый взбросо-сдвиг, по нашим определениям), неожиданно обнаружилась обширная зона горизонтального растяжения. При этом, если севернее, как указывалось, растяжение еще остается широтным (согласующимся с региональным полем меридионального сжатия), то около разрыва растяжение становится меридиональным – поперечным к разрыву (см. рис. 2.55): соответственно разрыв тогда оказывается не надвигом или взбросо-сдвигом, а сбросом.

Объяснить это не совпадающее с геологическим материалом противоречие и привести его в согласие с нашими результатами по северу дислокаций помогают буровые данные, установившие направленное вверх затухание Елшанско-Сергиевского разрыва и самого мегавала [Горьков, 1998; Машкович и др., 1970]. При этом какая-либо связь выполаживания слоев с угловыми несогласиями полностью исключена: детальное структурное картографирование по многочисленным стратиграфическим реперам [Горьков, 1998] демонстрирует исключительно плавный характер затухания структур вверх – что позволяет связать данный факт только со структурной дисгармонией.

Таким образом, поперечное растяжение, усиливающееся над вершиной мегавала, можно связать с раздвиганием и прорывом его пассивной кровли, отстававшей от темпов глубинного поднятия. Вполне возможна и другая причина растяжения (в данной ситуации совместимая с первой): растяжение в идущем к земной поверхности висячем крыле взброса (в отличие от лежачего, пододвигающегося в сплошной среде).



▲ **Рис. 2.55.** Двумерная (2D) модель локального напряженного состояния Саратовских дислокаций, проецированная на картографическую основу с радиусом палетки осреднения в 0,3° на 60 замеров (компьютеризирована О.И. Гущенко по данным мезоструктурных замеров автора и его коллег [Копп, 2004]).

Наклон осей главных нормальных напряжений направлен от центральной точки символа напряженного состояния, крутизна наклона обратно пропорциональна длине проекции соответствующей оси. Реконструкция показана на фоне структурных карт для разных стратиграфических реперов: А – по кровле девона, Б – по кровле бата [Горьков, 1998].

1 – стратоизогипсы (через 50 м), 2 – Елшанско-Сергиевский глубинный разрыв (надвиг, по бурению), 3–4 – горизонтальные проекции осей главных нормальных напряжений: 3 – сжатия, 4 – растяжения; 5–6 – горизонтальные проекции плоскостей действия касательных напряжений (показаны выборочно во избежание перегрузки рисунка): 5 – левосдвиговых, 6 – правосдвиговых, 7 – типы стресс-режима и их границы (по определениям коэффициента Лоде–Надаи) – показаны только для висячего крыла разрыва, где их последовательность полная: І – субмеридиональное сжатие во взбросовом режиме, II – субмеридиональное сжатие в сдвиговом режиме, с субширотным растяжением, III–IV – сбросовый режим: III – с убмеридиональное, IV – то же, с субмеридиональным растяжением

Таким образом, суммарное поле напряжений/деформаций Елшанско-Сергиевского мегавала подразделяется на два частных, разного ранга. Первое – это поле регионального сжатия в сдвиговом и частично взбросовом режимах, создавшее мегавал вместе с осложняющим его взбросо-сдвигом. Второе – локальное поле растяжения в своде мегавала, возникшее по указанным выше причинам. Это означает, что развивающееся в своде мегавала частное растяжение не дает никакого представления о региональном поле напряжений; прямые же признаки последнего, как ни парадоксально, присутствуют лишь в гораздо слабее деформированной северной части дислокаций. С другой стороны, выраженное на поверхности поперечное глубинному взбросу растяжение неожиданно выступает здесь в качестве картировочного признака как наднадвигового глубинного вала, так и связанного с его ростом растяжения.

При сравнении региональной и локальной реконструкций проявились и небольшие, но требующие разъяснения различия (см. рис. 2.54, 2.55). Так, если на первой реконструкции (региональной) субмеридиональная ось  $\sigma_3$  всюду отклоняется от меридиана к ССЗ, то на второй она развернута обратно – к ССВ (с соответственным изменением простирания поперечной к ней оси  $\sigma_1$ ), но при этом – с сохранением наклонов обеих осей: первой, как и везде в данной части платформы, к северу, согласно с общим поддвигом блоков, а второй – к востоку.

О причинах указанных отклонений можно судить лишь предположительно, и если исходить из того, что в целом субмеридиональная ориентация оси  $\sigma_3$ увязывается с региональным давлением от находящегося южнее Кавказа, то причины ее некоторых отклонений следует искать скорее в реологических свойствах деформируемой среды – коры Восточно-Европейской платформы. Так, стоит иметь в виду, что к СЗ от Саратовских дислокаций находится Воронежский массив с его мощной консолидированной корой (жесткой средой, способной далеко передавать коллизионное давление). Это вполне могло вызвать отклонение ориентации оси сжатия к СЗ – ближе к массиву. Также имеет значение и присутствие к востоку от Саратовских дислокаций глубокой Прикаспийской синеклизы, оказывавшей влияние на кинематику всех происходящих неподалеку латеральных перемещений блоков. (Выше сообщалось о латеральном выжимании к ней материала из Пачелмского авлакогена, с компенсационным сжатием у борта синеклизы.) Это и определило заметную на моделях любого уровня генерализации направленную к синеклизе субширотную, до ВЮВ, ориентацию оси растяжения  $\sigma_1$  (к тому же с наклоном к синеклизе). Одновременно это не могло не вызвать и поворот ориентации сопряженной оси  $\sigma_3 \kappa$  CB.

В конце данного раздела добавим, что иерархическая зависимость противоречащих одно другому полей напряжений разного ранга, подобная рассмотренной для Саратовских дислокаций, зафиксирована и в других местах данного региона. Например, Вятские дислокации сформировались при субширотном (до СЗ–ЮВ) сжатии во взбросовом и сдвиговом режимах, однако в шарнирах валов концентрировалось поперечное к ним растяжение [Копп, 2012].

#### Обсуждение настоящего раздела

Материал данного раздела подтверждает связь глубинной и поверхностной деформации платформенной плиты – их единство в поле наложенного коллизионного давления. При этом, несмотря на отсутствие линейности связей этих деформаций и их некоторое различие (относительно конкретного набора участвующих в них стресс-режимов), выраженные на поверхности мезоструктурные ансамбли позволяют прогнозировать принципиальные черты глубинной динамики: тип регионального (глубинного?) доминирующего стресс-режима. Судя по приведенным данным, на глубие он является сдвиговым. Однако ближе к поверхности земли он замещается более распространенными сбросовым и взбросовым – в зависимости, от локальных вариаций напряженного состояния. Это, в свою очередь, позволяет использовать локальные вариации поля напряжений, возникающие при формировании частных глубинных структур разного знака и порядка, чтобы последние различать и оконтуривать по их выражению в поверхностных мезоструктурных парагенезах.

Все это позволяет высказать наиболее общую рекомендацию – в условиях активизированных платформенных плит, с их слабыми, но усиливающимися вглубь деформациями, как можно шире использовать мезоструктурные наблюдения в целях прогноза и исследования глубинных структур и динамики их формирования. Конечно, представляемый в данной книге материал далеко не исчерпывает все возможности и перспективы данного направления, однако используемые в ней методические принципы достаточно просты, и это позволяет рассчитывать на их более широкое внедрение и необходимую апробацию.

В итоге, сравним мезоструктурные парагенезы глубинных надвигов и сдвигов (рис. 2.56). В случае разрыва надвигового типа: взбросо-надвига или взбросо-сдвига (см. рис. 2.56, А), сопутствующие ему стресс-режимы горизонтального сжатия и сдвига полнее всего проявляются в мезоструктуре висячего крыла, причем особенно на некотором удалении от линии выхода разрыва. По направлению к ней надвиговый режим вначале переходит в сдвиговый режим – с тем же поперечным к разрыву или диагональным (при наличии сдвиговой компоненты) сжатием. Затем последний замещается сбросовым: вначале – с сохранением согласной сдвиговому ориентации оси растяжения  $\sigma_1$  (от параллельной до диагональной к разрыву), но около него она становится резко поперечной к нему. Возникновение этого «наднадвигового» растяжения вызывается двумя (согласующимися) причинами: 1) давлением его воздымающегося



▲ **Рис. 2.56.** Особенности выражения в мезоструктурных парагенезах глубинных надвига (А) и сдвига или области сдвиговой деформации (Б).

1 – надвиг, вершины треугольников обращены к висячему крылу (а) и его проекция на поверхность (б), 2 – сдвиг (а) и его проекция на поверхность (б); 3–4 – ориентация региональных (глубинных) горизонтальных напряжений: 3 – сжатие, 4 – растяжение, 5–6 – предполагаемые по мезоструктурным данным квадранты напряжений противоположного знака на окончаниях глубинного сдвига: 5 – сжатия, 6 – растяжения; 7–10 – ареалы действия поверхностных стресс-режимов (для «А»): 7 – надвигового, 8 – сдвигового, 9 – сбросового, с растяжением вдоль глубинного надвига, 10 – то же, с растяжением поперек него; 11–12 – динамический тип хаотически распределенных на земной поверхности мезоструктурных парагенезов над зоной глубинной сдвиговой деформации (для «Б»): 11 – мезоструктуры сжатия: взбросо-надвиговые смещения слоев и зеркала скольжения, зоны крази-кливажа, 12 – мезоструктуры растяжения: сбросовые смещения слоев и зеркала скольжения, зияющие отрывы, зоны кускового брекчирования и жилы

козырька на свою пассивную кровлю, с ее итоговым растяжением и прорывом, и 2) свойственной всем структурам взбросо-надвиговой группы локальной концентрацией растягивающих напряжений в двигающемся к свободной земной поверхности висячем крыле – иначе, в козырьке надвига.

Согласно нашим наблюдениям, этот латеральный ряд стресс-режимов полностью выдержан на всем протяжении висячего крыла надвига. В его же лежачем (пододвинутом) крыле признаки этого ряда, из-за срезания разрывом, фрагментарны или вообще отсутствуют. Кроме того, в любом случае в лежачем крыле, испытывающем сильное сопротивление сплошной среды, вообще нет условий для возникновения сколько-нибудь значимого растяжения.

Особенности мезоструктуры в зоне обнаженного сдвига рассматривались в многочисленных работах, и это не входило в нашу задачу. Однако в платформенных условиях, где сдвиговая деформация часто скрыта на глубине, ее распознавание на поверхности никем не исследовалось и вполне актуально (см. рис. 2.56, Б).

Результаты настоящей работы показывают, что на участках отсутствия (изза недостаточной эксгумации) сдвиговых зеркал скольжения данный пробел в какой-то мере можно восполнить, анализируя ориентацию гораздо шире распространенных на поверхности мезоструктур сжатия и растяжения, образовавшихся во взбросовом и сбросовом стресс-режимах. Участие сдвиговой деформации (при ее наличии на глубине) проверяется тогда по характерной только для сдвигов ортогональности простираний мезоструктур противоположного знака. Этого уже достаточно для предположения об участии сдвиговой деформации на глубине и его проверки с привлечением независимых данных об ориентации осей главных нормальных напряжений (например, результатов анализа макроструктурного рисунка). Уточним, однако, что упомянутый признак позволяет определить лишь сам факт наличия сдвиговой деформации и ориентацию стрессов. Трассирование же конкретного глубинного сдвига требует более детального изучения вариаций поля напряжений на поверхности. В качестве возможного примера на рис. 2.56, Б показан случай, как на хаотическое в целом распределение мезоструктур разного знака могут накладываться их упорядоченные домены, связанные с влиянием поля напряжений конкретного глубинного сдвига - например, квадранты сжатия и растяжения на его окончаниях.

### Краткое резюме

1. Производимые на поверхности земли мезоструктурные наблюдения (вместе с результатами применения других методов) дают важную информацию о напряженно-деформированном состоянии и характере структур на глубине активизированной платформенной плиты, перекрытой мощным чехлом. В случае Русской плиты эти наблюдения указывают на доминирующую роль сдвиговой (а не надвиговой, как часто считается) деформации.

2. Поле новейших напряжений Русской плиты, сформированное в результате действия коллизионных стрессов, стратифицировано по вертикали. Нижний (и, вероятно, наибольший по мощности) этаж этого поля представлен сдвиговыми деформациями, определяющими основной структурный каркас снизу доверху. Верхний этаж деформировался во взбросовом и сбросовом режимах, но с суммарной ориентацией осей напряжений, согласующейся с таковой осей доминирующего глубинного сдвигового режима.

3. Эксгумация элементов сдвигового стресс-режима (крупных сдвигов, зеркал скольжения и т.п.) наиболее полна около южной окраины Русской плиты, испытавшей особо сильное давление Периаравийской коллизионной области; кроме того, эта эксгумация возрастает на участках первично высокого стояния фундамента – относительно жесткой среды, способствующей передаче удаленных стрессов.

**4.** В центре же Русской плиты, при сильно увеличенной мощности чехла, сдвиговый стресс-режим слабо выражен на поверхности. Однако его динамические параметры и само его существование на глубине обнаруживаются по близкой ему суммарной ориентации осей напряжения для поверхностных взбросового и сбросового стресс-режимов, а также с помощью анализа макроструктурных рисунков.

**5.** Глубинные надвиговые и сдвиговые деформации различаются особенностями своего проявления в мезотектонике, что позволяет их распознавать и оконтуривать в поверхностных условиях.

## Заключение

По мере работы над монографией автор старался выполнить обещание, данное во «Введении»: «оживить» (кинематизировать) ранее мертвую геологическую природу. В соответствии с этим понемногу «задвигались» латеральные тектонические потоки, создаваемые в условиях сдвигового стрессрежима (кратко – «сдвиговые»), а затем – в условиях сбросового стресс-режима («сбросовые» потоки). Здесь представлены оба типа латеральных потоков, возникающих при общей ориентации главной нормальной оси растяжении о (способствующей материалу распределиться далеко вдоль нее). Одновременно это единственная черта поля напряжений, которая позволяет создавать протяженные латеральные потоки в столь несходных геодинамических обстановках: при коллизионном сжатии плит и при горизонтальном растяжении: например, в рифтах. И только единственный из трех динамических стресс-режимов – надвиговый, где ось растяжения оз вертикальна и по этой причине для возникновения латеральных потоков условия невозможны по определению (хотя у автора имеется некоторый опыт реконструкции латеральных движений поперек орогена в виде пододвигания или надвигания его крыльев вдоль промежуточной оси σ<sub>2</sub> [Копп, 1989, 2007].

С помощью методики анализа структурных ансамблей (и соответствующих им рисунков) латеральных тектонических потоков, создаваемых при действии сдвигового стресс-режима, можно как установить сам факт такого потока, так и определить его частные динамо-кинематические домены, которые в латерательной последовательности указывают на главный вектор движения. Это показано на материале новейших коллизионных орогенов Копетдага и Большого Кавказа (а также соседней неотектонически активизированной территории Восточно-Европейской платформы), где также исследованы динамика и кинематика латеральных движений.

На участках латерального выжимания масс происходит деформация чистого сдвига (в механическом смысле), где укорочение может компенсироваться удлинением как по вертикали, так и по латерали, или сразу тем и другим (в зависимости от тех или иных сопутствующих кинематических условий). Однако для анализа латеральных потоков этого типа важно поведение именно разрывов-сдвигов, которые при такой деформации разворачиваются в плане, в направлении оси растяжения. Но, разумеется, в приведенных примерах нужно учесть, что соседние орогены одной и той же коллизионной зоны (в зависимости от своей предыстории и реологии деформируемой среды) различаются не только по амплитуде орогенного воздымания, но и соотношением в целом вертикальной и горизонтальной компоненты в суммарной деформации чистого сдвига. Например, Большой Кавказ, который из-за разнородности включенных в него элементов (участков жесткого герцинского фундамента, позднемезозойского субдукционного вулканического пояса и протяженной флишевой зоны) прежде всего отличается продольной реологической зональностью (и соответственно доминирующей ролью разрывов взбросово-надвигового типа). Предыстория соседнего Копетдага, в отличие от Большого Кавказа, не столь мозаична, и его большая территория занята деформированными осадками карбонатной клиноформы Скифской плиты. Все это обусловило, при относительно невысокой амплитуде орогенеза Копетдага, умеренную роль взбросо-надвигов и, напротив, доминирующую роль сдвигов, дополнительно увеличивающуюся в крепких карбонатах, что обусловило хрупкий характер деформации и возможность согласованного вращения цельных блоков в соответствии с механизмом домино. Сам же факт такого вращения для Копетдага установлен по результатам анализа структурных рисунков и независимо подтвержден палеомагнитными данными.

В отличие от Копетдага, на Большом Кавказе признаки деформации чистого сдвига с вращением сдвигов тоже убедительно фиксируются по структурному рисунку, но только вместо хрупкого разрушения там вращение разрывовсдвигов реализовалось пластической деформацией изгиба в плане. Обобщение литературного материала по сдвигам Большого Кавказа (включая собственный материал автора) показало, что последние представлены равноправными и одновременными системами сопряженных сдвигов. Кроме того, в условиях Большого Кавказа, деформация разрывов-сдвигов происходит в условиях транспрессии: надвиги перекрывают и часто маскируют сдвиги, образующие с ними небольшой угол и в ряде мест бывают субпараллельны надвигам.

В такой ситуации, разделяемые сдвигами блоки уже не могут оставаться жесткими и претерпевают внутреннюю деформацию изгиба. Около участков пересечения этих систем усиливаются антитетические подвороты продольных структурных зон. Таким образом, Большой Кавказ (как и Копетдаг) тоже испытал деформацию чистого сдвига в горизонтальной плоскости, но только в другой форме. Вращение диагональных сдвигов в сторону оси растяжения также осуществлялось, но вместо хрупкого разрушения с согласованным вращением жестких блоков по типу домино это реализовалось антитетическими подворотами крыльев сдвигов в результате пластической деформации. На участках пересечения сопряженных сдвигов разного знака образовались деформационные шейки, и в результате ороген Большого Кавказа претерпел деформацию мегабудинажа в горизонтальной плоскости, где продольные зоны орогена превратились в цепочку мегабудин (имеются в виду сегменты орогена).

Таким образом, в обоих вышеприведенных примерах, использование анализа структурных рисунков (применяемого вместе с учетом особенностей реологии деформируемой среды) показало, что оба орогена испытали продольное удлинение, но только в разной форме. Для Копетдага это происходило путем хрупкого разрушения, а для Большого Кавказа – пластической деформации в виде мегабудинажа, с разделением орогена на цепочку дробных мегабудин (разделенных деформационными шейками) вдоль простирания орогена и усилением антитетических пластических изгибов ранее жестких блоков.

Продолжая данную тему, пластическую деформацию (уже переходящую в сплошное сдвиговое течение) можно увидеть для более частных продольных зон Большого Кавказа (относительно слабых реологически, например, флиша и глин). В структурных рисунках этих участков уже практически невозможно различить признаки деформации чистого сдвига – с вращением сдвигов к оси растяжения. Вместо протяженных диагональных сдвигов дизъюнктивная делимость в таких зонах представлена продольными взбросо-надвигами со сдвиговой компонентой, последняя угадывается лишь по ассоциации с мало-амплитудными поперечными складками, выгибающимися в сторону движения латерального потока (в качестве своего рода вектора движения), а знак компоненты сдвига продольных взбросо-сдвигов определяется по кулисности оперяющих малоамплитудных складок.

В отличие от участков выжимания масс, участки латерального тектонического транспорта и аккумуляции выжатых масс приурочены к наименее сжатым пересечениям коллизионного пояса (геодинамическим убежищам), а переход по простиранию от доминирующего надвигового стиля орогена – сначала к сдвиговому, сбросо-сдвиговому и на периклинали даже к сбросовому стилю. Характерны также общее снижение орогенного подъема и развитие глубоких поперечных межгорных впадин вроде Южно-Каспийской поперечной межгорной впадины, Афганского «коридора» и подобных структурных понижений. Там же нарушается генеральный структурный план орогенов: возникают складки и надвиги, ориентированные поперек генерального структурного плана орогена. Так выглядят зоны поперечных складок в Керченско-Таманской, Южно-Каспийской и Афгано-Таджикской межгорных впадинах Альпийско-Гималайского пояса, которые и сами простираются поперек последнего, а на юге обрамлены сильно изгибающимися к югу ороклинами, такими как структурная дуга Талыша-Эльбурса-Аладага, обрамляющая с юга акваторию Южного Каспия.

Наконец, структура участков перемещения и аккумуляции масс в «устье» сдвигового потока в наибольшей степени отражает особенности, связанные с пластической деформацией и тектоническим течением горных масс. Результат последнего принимает вид однонаправленного латерального потока, который

в мегамасштабе выражен ороклинальным изгибом орогенического пояса. При этом столь характерная для участков латерального выжимания деформация чистого сдвига (проявляющегося как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости) полностью замещается деформацией простого сдвига (механ.), распределяющегося в широкой зоне. При этом и последний развивается в тех же двух плоскостях – горизонтальной и вертикальной: в первом случае формируются латеральные тектонические потоки, ограниченные широкими субпараллельными зонами горизонтального простого сдвига, противоположного знака. В вертикальной же плоскости (т.е. в подошве надвигающегося потока) образуются структуры срыва с однонаправленной вергентностью надвигов (что по-своему указывает на направление латерального вытягивания и надвигания потока).

Для реконструкции сдвиговых латеральных тектонических потоков и их вектора использовался анализ структурных рисунков, и это давало достаточно выразительную геометрическую информацию для районирования частных сегментов внутри латерального потока. Однако для условий сбросового стресс-режима это уже не столь применимо, и автором разработана в деталях модель реконструкции вектора предпочтительного латерального перемещения, основанная на использовании дугообразной геометрии в плане структур растяжения. Тот факт, что последние часто имеют такие очертания, объясняли по-разному. Но ни одно из предложенных объяснений причин дугообразного изгиба структур растяжений не явилось достаточным (хотя некоторые из них содержат элементы, совместимые с реальными структурными обстановками, а также доказанные геологически). Кроме того, ни одна из рассмотренных точек зрения не объясняет саму правильную (дугообразную, в самом точном смысле этого слова) геометрию разрывов такого рода и к тому же короткую длину дуги, не достигающую полуокружности. Не было объяснено, возможно, и самое существенное: взаимная изоляция дугообразных и прямолинейных структур растяжения (несмотря на то что те и другие возникают в общем поле напряжений и имеют одинаковое простирание). С точки зрения физики, такая устойчивая пространственная сегрегация объектов – признак принципиального несходства условий их возникновения.

Анализ рассмотренных разных точек зрения показывает, что имеются геологические факты, позволяющие прогнозировать то, что сама в целом дугообразная геометрия структур растяжения является следствием гораздо более фундаментального обстоятельства – наличия достаточно широкого свободного пространства для компенсации растяжения по латерали. Именно эта последняя причина – кинематическая асимметрия напряженного состояния (в том числе для обстановки горизонтального растяжения) представляется наиболее вероятной, достаточной и универсальной.

С целью проверки работоспособности предложенной кинематической модели привлекался материал для различных условий растяжения: эндогенного – литературный материал для рифтов, активных и ископаемых (авлакогенов), и полевой материал – для экзогенного растяжения: условий гравитационной компенсации (орогенного коллапса).

Что касается рифтов, особенно привлекают внимание проявления кинематической асимметрии в так называемых «широких» рифтах, растягивающихся в соответствии с механизмом простого сдвига в горизонтальной плоскости: они создают свои специфические «сбросовые» латеральные потоки, формирующиеся в обстановке растяжения (в отличие от широко известных в литературе и рассматриваемых в настоящей книге «сдвиговых» потоков).

Показателен в данном отношении пример Байкальско-Забайкальской рифтовой области. Рифтинг, будучи связанным там с долгоживущим плюмом (поздний мезозой, и после некоторого перерыва, - поздний кайнозой), повторяющийся в данной рифтовой области, возобновлялся оживлением одних и тех же древних разломов фундамента, СВ простирания. При этом приуроченные к последним полуграбены претерпели латеральную инверсию: в позднем мезозое они своей вогнутой стороной были обращены к СЗ (в сторону Западной Сибири, где тогда шел интенсивный рифтинг). С другой стороны, на востоке, в Сихотэ-Алине происходил орогенез андского типа, с сильным сжатием и формированием гранитных батолитов. Из этого можно сделать вывод, что диспозиция региональных напряжений того времени способствовала направленному к СЗ тектоническому течению. Однако в позднем кайнозое поляризация стрессов стала противоположной: на западе возникло Центральноазиатское скучивание масс, а на востоке – зоны субдукции тихоокеанского типа, с растяжением задуговых бассейнов. Все это изменило направление сбросовых латеральных потоков из той же (приуроченной к плюму) рифтовой области: наоборот к востоку (что нашло очень четкое подтверждение в данных GPS).

Таким образом, судя по приведенному примеру (вполне убедительному, но хотя только литературному), использование направления вогнутости дугообразных структур растяжения в качестве индикатора направления латерального перемещения подтверждает работоспособность принятой модели.

Однако автору, со своей стороны, хотелось бы добавить результаты именно полевых наблюдений, но только совсем в другом регионе – на юго-востоке Восточно-Европейской платформы (также при активном участии горизонтального растяжения, но проявившегося при других тектонических условиях: неотектонической гравитационной компенсации коллизионных напряжений). Коллизионное давление от Кавказа, направленное к северу, а от активизированного Урала – к западу, более всего деформировало чехлы узких авлакогенов. Что же касается антеклиз и сводов фундамента, то коллизионные стрессы достигали их только в виде растяжения, согласующегося с ориентацией регионального сжатия. Однако детальная интерпретация собранного материала и использование приемов геокинематического анализа (для обстановки растяжения) дали заме-

176

тить факты, которые нельзя связать напрямую с действием удаленных стрессов коллизионного происхождения. В числе таких фактов – обширные площади проявления новейшего горизонтального растяжения, особенно заметного на участках массивов фундамента (антеклиз и сводов), с признаками автономной природы. Автором обращено внимание на то, что около контуров этих структур концентрируются новейшие структуры и морфоструктуры дугообразной формы в плане: флексуры, сбросы и в том числе эрозионно-тектонические уступы (именуемые автором «геоморфологическими амфитеатрами»). Объекты такого рода ассоциируются с оползнями, но их огромная (до нескольких сотен км) протяженность сразу исключает роль экзогенных процессов в их образовании: в результате возникает впечатление, что древние антеклизы и своды фундамента по-своему активизировались на новейшем этапе и создавали свои собственные напряжения и деформации, требующие отдельного выяснения. Соответственно решаются следующие главные вопросы: 1) каким образом продолжавшийся тогда рост антеклиз согласовывался с одновременно действовавшими наложенными коллизионными стрессами – вели ли себя антеклизы лишь как жесткие неоднородности древней структуры, отклонявшие сильное коллизионное давление, или же они создавали свои собственные поля напряжений, и если да, то какого происхождения и ранга; 2) в плане кинематики: куда были направлены векторы латеральных перемещений, создаваемые этим полем (или полями?) напряжений, а также формированием каких структур и где именно эти перемещения компенсировались; 3) имелась ли общая причина, ответственная за все перечисленные черты неотектонической активизации востока Русской плиты: влияние мощных коллизионных стрессов на эту активизацию, общее сжатие и воздымание плиты, но при этом привлекает внимание автономный рост антеклиз.

Для решения указанных вопросов применялись следующие главные методы. Первый из них – структурно-динамический анализ (выяснение характера поля напряжения – регионального, а также его локальных вариаций, связанных с неоднородной древней структурой Восточно-Европейской платформы). Второй – структурно-кинематический анализ, включающий различные разрабатываемые автором методики поиска направления латерального движения. Это прежде всего рекомендуемый нами новый методический прием использования дугообразных структур растяжения как индикатора вектора латерального движения. Кроме того, применялись варианты методик на базе использования мезотектонических данных: способ учета кинематических условий смещений по сдвиговым зеркалам скольжения: транспрессионным (при участии сжатия) или, наоборот, транстензионным (при участии растяжения); последний вариант более благоприятен для латерального смещения. Другой способ поиска вектора латерального движения по картографическим реконструкциям мезотектонических данных – это учет наклона горизонтальной проекции оси растяжения. В качестве примера все указанные методики реконструкции вектора латерального движения тестировались для Восточно-Европейской платформы, и особенно для района Воронежской антеклизы и Прикаспийской синеклизы.

В результате применения этих методик были получены новые факты, проливающие свет на необычные черты неотектонической платформенной активизации и характер ее связей с региональными напряжениями (и одновременно со специфическими особенностями этой активизации).

Перечислим главные выводы автора, относящиеся к динамике и кинематике новейших деформаций юго-востока Восточно-Европейской платформы.

1. Широко распространенные в пределах этой платформы геоморфологические амфитеатры, судя по мезоструктурным данным, возникли при поперечном к ним тектоническом растяжении – с ориентацией, соответствующей региональному плану тектонических напряжений. Все это уверенно позволяет считать амфитеатры морфоструктурами тектонического происхождения и использовать их для анализа структурных рисунков и других научных целей. Кроме того, эти морфоструктуры, имея тот же геологический возраст, естественно рассматривать в качестве единого парагенеза с многочисленными дугообразными макроструктурами – флексурами и сбросами, по соседству находящимися в том же районе.

2. Подобные дугообразные структуры (как морфо-, так и макроструктуры) приурочиваются к границам между антеклизами и синеклизами, и поскольку в своем большинстве эти дуги обращены вогнутостью, обращенной от антеклиз к синеклизам, не оставляет сомнений то, что в данном случае происходит латеральное тектоническое течение, направленное именно к синеклизам. Это движение выглядит особенно выразительно: по направлению к самой глубокой Прикаспийской синеклизе перемещаются протяженные узкие и протяженные латеральные сбросовые тектонические потоки. Они морфологически напоминают глетчерные оползни-оплывины, только в данном случае, в отличие от обычных оползней, они стекают не по эрозионным ложбинам, а по частным тектоническим прогибам (вроде Предуральского или Кантемировского прогиба между Воронежской антеклизой и неотектонического активизированного Донбасса).

3. Предпочтительное направление неотектонического движения от антеклиз к синеклизам констатировалось и при обобщении мезоструктурных данных для Восточно-Европейской платформы. Так, на границе Воронежской антеклизы и Прикаспийской синеклизы, направленное к северу коллизионное давление и соответствующее субмеридиональное сжатие определили противоположные кинематические условия для левых и правых сдвигов: правые возникли при транспрессии, а левые – при транстензии. Подобные кинематические условия предпочтительны для левых сдвигов в сторону Прикаспийской синеклизы: при смещении по ним их южные крылья встречают меньшее сопротивление к находящейся к востоку синеклизе, тогда как при движении по ним их северные крылья встречают массива на западе.

4. В этом отношении примечательна архитектура новейшего рельефа антеклиз Восточно-Европейской платформы. К своду каждой антеклизы приурочена новейшая впадина. Для Воронежской антеклизы – это Окско-Донской грабенообразный прогиб, а для Волжско-Камской антеклизы – Вятско-Камская система новейших впадин. Несколько далее сходное положение занимает Балтийская зона грабенообразных впадин на своде Балтийского щита. При этом каждая антеклиза (или щит) отчетливо выражена в новейшем рельефе: по периметру они опоясаны асимметричным новейшим валом: например, Приволжским валом, полого спускающимся к своду антеклизы, но крутым по отношению к соседней синеклизе. Не согласитесь ли вы с тем, что такой асимметричный профиль рельефа является выразительной иллюстрацией вектора перемещения материала от растягивающейся антеклизы к соседним синеклизам?

5. Итак, разными способами доказывается происходившее при растяжении перемещение материала от антеклиз к соседним синеклизам, морфологически ассоциирующееся с оползанием. Однако, судя по структуре поля напряжения и масштабу явлений, в нашем случае все эти «оползни» образуются безо всякого участия экзогенных процессов; иначе говоря, это коровые оползни, crustal landslides. При этом очевидно, что все эти гравитационно-тектонические явления должны были вызываться только очень мощным источником напряжений, и в этом смысле важно отметить одновременность событий новейшей активизации Восточно-Европейской платформы с теми или иными фазами коллизии плит к югу от нее. При этом самая поздняя фаза (плиоцен-квартер) знаменовалась так называемой «жесткой» коллизией – когда в общий коллизионный фронт встроилась Аравийская плита. На Восточно-Европейской платформе это выразилось как ее общим поднятием, так и широкой эскалацией к северу «кавказского» поля напряжений с субмеридиональным сжатием/субширотным растяжением. В суммарном поле деформаций это прежде всего проявилось наложением субширотных новейших структур на меридиональные «уральского» происхождения.

**6.** Таким образом, «коровое оползание» на Восточно-Европейской платформе синхронно ее вовлечению в орогенические события, и соответственно данное явление следует рассматривать в терминах гравитационного коллапса орогенических структур. Поскольку же антеклизы воздымались вместе с остальной частью платформы, требует ответа вопрос, почему они в этом движении обгоняли синеклизы и гравитационно разрушались более всего.

7. Гипотетически можно предположить, что за это ответственна первичная неоднородность коры – ее линзовидная текстура. Поскольку антеклизы – это линзы более легкой континентальной коры, можно допустить, что коллапсу прежде всего подвергались эти линзы: будучи более легкими, они при орогенезе сжимались с боков и всплывали, но на снижение сжатия реагировали гравитационным растеканием вширь. Логично считать, что фактор неоднородности особо важен именно для платформ, где вертикальные градиенты коллизион-
ных деформаций невелики, но зато литосфера изобилует контрастными древними неоднородностями. В данном аспекте очень интересны теоретические разработки и результаты моделирования А.В. Лукьянова [1981] в отношении так называемого эффекта клина, при котором первично линзовидная текстура материала модели в результате действия инверсии плотности превращалась в горизонтально-слоистую: легкие линзы растекались вширь.

8. Суммируем характерные для внутриплатформенного коллапса черты дизьюнктивных структур и линеаментов рельефа. Во-первых, это их новейший возраст (совпадающий с возрастом коллизионных структур); при этом приуроченность к границам древних структур с противоположным знаком вертикальных движений. Во-вторых, это их формирование при поперечном к ним растяжении, особенно масштабном внутри антеклиз. В-третьих, часто – дугообразные очертания в плане, с признаками выдвижения материала изнутри дуги. В-четвертых, это группировка в гирлянды вдоль флексур между антеклизами и синеклизами – либо, напротив, секущие эти флексуры, но приуроченные к линейным прогибам латеральные тектонические потоки. В-пятых, происходящее при растяжении гравитационное перемещение материала от антеклиз к синеклизам тормозится около последних, компенсируясь встречным сжатием той же ориентации. В-шестых, это гипертрофическое расхождение между огромной протяженностью в плане и малой (не более первых сотен метров) амплитудой вертикального смещения.

Таким образом, гравитационный коллапс на платформе сопровождается специфическим, легко узнаваемым ансамблем структур и морфоструктур, и это позволяет надеяться, что его проявления обнаружатся шире, и не только в пределах данной платформы.

9. Концентрация гравитационных перемещений около границ антеклиз и синеклиз (т.е. там, где происходит выклинивание образующих антеклизы линз утолщенной и легкой континентальной коры) и, кроме того, привлечение данных моделирования позволяют утверждать, что на платформе коллапс происходит путем гравитационного растекания этих линз. Вначале они всплывали при боковом коллизионном сжатии, а в эпохи снижения его интенсивности растекались вширь.

10. В теоретическом плане интересен масштаб проявления гравитационного коллапса в платформенных условиях: если справедливо обосновываемое нами утверждение, что он происходит в форме гравитационного растекания образующих антеклизы линз легкой континентальной коры, то не может ли это происходить и с линзами материкового масштаба? В этом плане стоит обратить внимание на приуроченность к пассивным окраинам континентов поясов новейшей активизации, с их низкогорным рельефом и коровой сейсмичностью; условно назовем их «орогенами пассивных окраин». По отношению к внутренним, относительно прогнутым частям материков эти пассивные окраины занимают ту же позицию, что и упоминавшиеся новейшие валы во-

180

круг антеклиз (формировавшиеся, напомним, с некоторым участием сжатия, компенсирующего растекание коры последних). Тогда есть основание предположить, что не составляет исключения в этом плане и северная (пассивная) окраина Евразийской плиты, к которой приурочены заметные неотектонические деформации. Между тем в отношении именно них (по крайней мере для европейского их отрезка) имеются убедительные данные о гляциоизостазии как основной причине их образования [Добрецов, Василевский, 2019], и тогда, по мнению автора, возникает интересная проблема соотношения разных факторов новейшей активизации: гляциоизостатического и тектонического. Первый из них вряд ли единственный: иначе, почему территории, освободившиеся ото льда, сразу вовлекались в быстрое поднятие – не потому ли, что предварительно они уже были сильно напряжены тектонически, а в межледниковья возвращали свой прежний статус-кво – расчлененный низкогорный ландшафт?

Относительно того, что северная Евразия испытала особый неотектонический подъем и многие исследователи неоднократно связывали с этим возникновение горно-материковое оледенение, можно вспомнить известную цитату из статьи В.А. Обручева [Обручев, 1948, с. 16], посвященную вопросам неотектоники Северной Евразии и вышедшую в свет, когда еще не существовало современных представлений ни о коллизии, ни о спрединге: «Самое оледенение Фенноскандии в конце третичного и в первую половину четвертичного периода, скорее всего, обусловлено значительным вспучиванием всей этой области, которое повторялось перед каждой ледниковой эпохой, сменяясь некоторым опусканием в межледниковые эпохи».

По поводу этого высказывания В.А. Обручева (понятного и современникам) можно задать вопрос: а не явились ли причиной указанного «вспучивания» Фенноскандии горизонтальные тектонические движения?

В работах автора [Копп, 1999, 2004] высказывалось сходное мнение (но основанное уже на современной тектонической парадигме). Можно предполагать, что позднеплиоцен-плейстоценовые оледенения Северной Евразии были связаны с тем, что территория Северной Евразии оказалась между противоположными источниками давления: спрединговым давлением на севере и коллизионным давлением на юге. Кроме того, сила последнего резко увеличилась в связи с присоединением Аравийской плиты к общему коллизионному фронту (произошедшим в самом конце миоцена). Это впервые создало условия «жесткой» коллизии: когда почти все реликтовые морские бассейны уже были закрыты в области не только Неотетиса, но и кайнозойского Паратетиса. Только центральная часть Русской плиты на широте Среднего Урала осталась не вовлечена в окраинно-материковые поднятия – спрединговое (на севере) и коллизионное (на юге).

В конце «Заключения», в котором подытоживаются результаты автора, главным образом в отношении исследований по поводу реконструкций лате-

ральных потоков (и для этого потребовалось особенно много места), отведем всего несколько страниц для самой компактной части, отличающейся от других частей раздела: здесь уже почти ничего не говорится о латеральных потоках (и тем более их методических реконструкциях). В данном случае речь пойдет о платформе – конкретно о Русской плите, с ее мощным чехлом, где на поверхности почти никаких следов латеральных перемещений не видно. Но зато здесь имеется интересная возможность рассмотреть факты, свидетельствующие о характере вертикальных взаимоотношений стресс-режимов в динамической стратификации поля напряжений на глубине платформенной плиты. Имеются в виду те же сдвиговый, сбросовый и надвиговый стресс-режимы (последний мы предпочитаем называть «взбросовым», учитывая, что в платформенных условиях настоящие пологие надвиги редки, а имеющиеся разрывы сжатия представлены взбросами и взбросо-сдвигами). При этом имеются вопросы, касающиеся роли этих стресс-режимов, особенно сдвигового.

Несмотря на слабое отражение новейших деформаций на земной поверхности и осадочном чехле, существует общее согласие в том, что Восточно-Европейская платформа (в кайнозое подвергшаяся коллизионному давлению со стороны соседних литосферных плит) находится в состоянии горизонтального сжатия. Об этом свидетельствуют эмпирические данные: разбуренные взбросы и надвиги, секущие платформенный фундамент, структурное картографирование, фиксирующее сдвиговые смещения осевой линии платформенных валов, и, наконец, горизонтальная компонента деформации, широко подтверждаемая мезотектоническими данными. Горячие дискуссии разворачиваются только вокруг того, от каких именно литосферных плит (на юге или севере, либо на востоке – от орогенической области Центральной Азии) и когда наибольшее коллизионное давление развивалось внутри кайнозоя. Решения подобных вопросов неоднократно предлагались, и в том числе автором.

Однако высказывания о конкретном виде этого «признаваемого всеми глубинного сжатия» нередко ограничиваются неопределенными общими формулировками вроде «глубинной шарьяжно-надвиговой тектоники» (похоже при этом, что сдвиговая тектоника интересовала меньше – или значение глубинных надвигов оценивалось как более важных объектов для поисков нефти). На самом же деле можно действительно согласиться только с тем, что трудность здесь представляет редкая встречаемость сдвиговых зеркал скольжения с горизонтальной сдвиговой штриховкой, особенно ощутимая в Русской плите с ее мощным чехлом. Хотя при этом повсюду находятся зеркала скольжения с косонаклонной штриховкой, указывающей на некоторую компоненту сдвига (добавим, что некоторая эксгумация сдвиговых зеркал все-таки повышается на поднятиях фундамента – это жесткая среда для передачи стрессов).

Все это заставляет серьезно задуматься о том, в каких кинематических условиях происходят сдвиговые и надвиговые смещения (и в том числе надо ли учитывать глубинность тех и других).

При этом среди стандартных трех тектонофизических стресс-режимов, особенно интересен неохотно упоминаемый сдвиговый, как известно, создающий протяженные латеральные тектонические потоки, и имеется некоторый опыт их реконструкций с помощью методики анализа макроструктурных рисунков. В такой ситуации приходится анализировать лишь сбросовые и взбросовые зеркала скольжения; хотя в некоторых случаях чаще попадаются косонаклонные борозды скольжения с некоторой сдвиговой компонентой: они тоже годятся для восстановления промежуточных напряжений σ<sub>2</sub>. Если принимать во внимание именно мезоструктурные данные, то тогда остается искать следующие пути. Во-первых, следует использовать картографические компьютеризированные реконструкции с максимально возможным высоким уровнем генерализации данных (в зависимости от качества собранного мезоструктурного материала). Это позволяет синтезировать сразу все три стресс-режима: надвиговый, сбросовый и сдвиговый: трехмерную (3D) модель или хотя бы двумерную (2D) модель, позволяющую реконструировать только два стрессрежима: сбросовый и взбросовый. В последнем случае можно восстанавливать суммарную деформацию – так называемую деформацию чистого сдвига (термин – в механическом смысле), для некоего геологического тела будем считать этим «телом» интересующий нас Пачелмский авлакоген в Русской плите, претерпевший суммарную деформацию, реконструированную при сложении отдельных деформаций, представленных соответствующими частными стрессрежимами. В итоге можно сравнить полученный результат с независимыми свидетельствами сдвиговой деформации, проявляющимися в макроструктурных рисунках деформации реального авлакогена.

На основе собранного автором и его коллегами мезоструктурного материала (статически проанализированного специалистами в области структурной геологии и тектонофизики в ГИНе, ИФЗ и МГГРА [Васильев, Мострюков, 2001; Кайнойские..., 2014; Копп, 2004; Гущенко, 1999]) созданы картографические модели новейшего напряженно-деформированного состояния Восточно-Европейской платформы (разработанные для разных уровней генерализации данных).

Применение этих моделей вкупе с результатами анализа макроструктурных рисунков дали ценную информацию о глубинном напряженно-деформированном состоянии Восточно-Европейской платформы. В условиях Русской плиты с ее мощным чехлом они указывают прежде всего на доминирующую роль сдвиговой, а не надвиговой (как это часто считают) глубинной деформации.

Приведем следующие доказательства в пользу данной точки зрения:

1. Увеличение презентативности сдвигового режима на картографических моделях поля напряжений, возникающее при повышении уровня генерализации первичных мезоструктурных данных. Это проверялось путем применения реконструкций разных уровней генерализации данных как для отдельных крупных структур, так и для всей рассматриваемой территории.

Как выяснилось в результате этих наблюдений, наибольшие площади занимают вариации сдвигового стресс-режима: в южной части Русской плиты (вблизи орогена Большого Кавказа) и на антеклизах (Воронежской и Волжско-Камской) при высоком стоянии фундамента: жесткой среде, способствующей передаче тектонических стрессов. Наименьшие площади занимают вариации взбросового стресс-режима: к западу от Урала и в авлакогенах, а также вариации сбросового стресс-режима в новейших прогибах (Предуральском и Окско-Донском) и западном борту Прикаспийской синеклизы.

2. Благодаря мезоструктурным наблюдениям выяснилось, что для многих разрывов, считающихся надвигами, ось сжатия ориентирована не ортогонально к линии разрыва (как должно быть для надвига), а по диагонали, что характерно для сдвига. Например, для широтного Жигулевского разрыва эта ось ориентирована ЮЗ–СВ (при поперечном простирании оси растяжения), что указывает не на надвиг, а на левый сдвиг или взбросо-сдвиг. Взбросовосдвиговая природа (право- или левосдвиговая, чаще – последняя) относится к Новокиевскому и Суксунско-Красноуфимскому левым сдвигам на Урале, к Вятской зоне левых сдвигов в Казанско-Кажимском авлакогене, а на юге Русской плиты – Елшанско-Сергиевский левый взбросо-сдвиг в Саратовских дислокациях, в Донбассе – Северодонецкий и Персиановский правые взбрососдвиги.

**3.** В центре Русской плиты с Пачелмским авлакогеном (где мощность чехла достигает максимума), как уже говорилось, найти сдвиговые борозды скольжения чрезвычайно трудно. Однако на основе мезоструктурных данных, условия сдвигового стресс-режима удалось восстановить с помощью реконструкции взбросового и сбросового режимов, если учитывать все горизонтальные смещения по двум осям напряжений: по главной оси растяжения σ<sub>1</sub> – для сбросового стресс-режима, а для взбросового стресс-режима – по промежуточной оси σ<sub>2</sub>. При действии последних стресс-режимов смещения происходят по вертикали, однако горизонтальные проекции указанных осей напряжений выстраиваются ортогонально одна другой, как у реального сдвигового стресс-режима.

Опираясь на приведенные факты, можно аргументированно предполагать, что поле новейших напряжений Русской плиты (сформированное при действии удаленных стрессов) динамически стратифицировано в вертикальном разрезе. Его нижний (и, вероятно, наиболее мощный) этаж представлен сдвиговым стресс-режимом. Верхний (приповерхностный) этаж деформировался во взбросовом и сбросовом стресс-режимах, но с суммарной ориентацией осей напряжений, согласующейся с таковой доминирующего глубинного сдвигового режима. Следовательно, обнаружены характерные черты сдвигового стрессрежима в поверхностной мезоструктуре, и это позволяет сделать вывод, что они определяют основной структурный стиль снизу доверху.

Этот вывод, безусловно, сам по себе интересен и методически важен при исследовании стратифицированного напряженно-деформированного состояния

не только для Русской плиты, но и для других платформенных плит с мощным чехлом. Добавим к сказанному, что при выборе участков будущих мезоструктурных наблюдений на Русской плите некоторая эксгумация сдвигового стрессрежима с характеризующими его элементами: крупными сдвигами, зеркалами скольжения и т.п., усиливается около южного края платформы. Он подвергся наиболее высокому коллизионному давлению, и, кроме того, по нашим наблюдениям, это давление дополнительно возрастает на участках первично высокого стояния фундамента в антеклизах и сводах, т.е. в жесткой среде, способной дальше транслировать по латерали тектоническое давление. В центре же Русской плиты (там, где чехол особенно мощный) сдвиговый режим практически не выходит на поверхность. Однако его динамические параметры, а также факт его наличия на глубине, угадываются по ортогональной ориентации осей напряжений для поверхностных – взбросового и сбросового – стрессрежимов.

Кроме того, полученные выводы определили те особенности поля напряжения на земной поверхности (по мезоструктурным данным), которые позволяют прогнозировать тип локальных погребенных положительных структур и уточнить их горизонтальный контур. При этом глубинные надвиговые и сдвиговые деформации различаются особенностями своего проявления в мезоструктуре, и это позволяет распознавать их в поверхностных условиях.

## Литература

- Аллахвердиев Р.А., Машашвили А.Б., Мамедов Н.А. Тектоника Герадильской антиклинальной зоны Северного Кобыстана // Изв. вузов. Нефть и газ. 1977. № 7. С. 7–10.
- Баженов М.Л. Изучение структур Копетдага палеомагнитным методом // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 1. С. 170–174.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса (Карпаты– Кавказ–Памир). М.: Наука, 1990. 167 с.
- Башелеишвили Л.В. Особенности тектонического строения северной периферии восточного сегмента Аджаро-Триалетской складчатой зоны (между городами Гори и Каспи) // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 119, № 3. С. 457–459.
- Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Тр. ЦНИ-ГРИ, вып. 126. Л.; М.: ОНТИ, глав. Ред. геол.-разв. и горно-топлив. лит-ры, 1939. 92 с.
- Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 с.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Демина Л.И., Короновский Н.В., Леонов М.Г., Леонов Ю.Г. и др. Под ред. Ю.Г. Леонова // М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.
- Буртман В.С. Кинематика Аравийского синтаксиса // Геотектоника. 1989. № 2. С. 67–75.
- Буртман В.С. Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое // Геотектоника. 2012. № 3. С. 18–46.
- Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. І. С. 90–93.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 181 с. (Тр. ГИН АН ГССР; № 57).
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 105–184. (Тр. ГИН АН ГССР; Вып. 86).
- Гептнер Т.М. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1970. № 4. С. 81–89.

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).
- Горелов С.К. О связи неотектонических движений Волго-Уральской области с глубинными структурами типа флексур и разломов // ДАН СССР. 1963. Т. 149, № 1. С. 149–151.
- Горьков Ю.Д. Условия формирования и особенности строения структурных блоков (на примерах Саратовского и Волгоградского Правобережья) // Недра Поволжья и Прикаспия. 1998. Вып. 16. С. 10–17.
- Горшков Г.П. Дизьюнктивная тектоника Копетдага и закон скалывающих напряжений // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1947. № 1. С. 103–115.
- Григорьянц Б.В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С. 42–53.
- Гущенко О.И. Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Материалы Всес. школы-семинара, Апатиты, 20–22 мая 1980. Апатиты, 1982. С. 35–52.
- *Гущенко О.И.* Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы). Тектонические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. 279 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 515).
- Гущенко О.И., Мострюков А.О., Гущенко Н.Ю., Сергеев А.А. Палеонапряжения центральных районов Русской плиты (по геологическим и геоморфологическим данным) // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 2. С. 230–235.
- Добрецов Н.Л., Василевский А.Н. Отражение постгляциальных поднятий в гравитационном поле и неоген-четвертичных структурах // Геология и геофизика. 2019. Т. 60 (12). С. 1661–1691.
- Дотдуев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 82–91.
- 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.
- Кайнозойские напряжения востока Русской плиты, Южного и Среднего Урала: методические, теоретические и прикладные аспекты / Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Тверитинова Т.Ю., Васильев Н.Ю., Корчема-

гин В.А., Макарова Н.В., Мострюков А.О., Иоффе А.И. / Отв. редакторы Ю.Г. Леонов, М.Л. Копп. М.: ГЕОС, 2014. 88 с. (Тр. ГИН; вып. 610).

- Калугин П.И. О диагональных разрывах Центрального Копетдага // Сов. геология. 1946. № 11. С. 44–52.
- Каляев Г.И. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и ее связь со складчатыми структурами. М.; Л.: Госгеолиздат, 1946. 42 с.
- 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. Структура Северо-Западного Копетдага и условия ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1971. 29 с.
- Копп М.Л. О предмиоценовой структуре Западного Копетдага // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1972. № 6. С. 19–27.
- Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.
- Копп М.Л. Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавказа, Талыша и Нижнекуринской впадины // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 99–104.
- *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 рекогносцировки поднадвиговой структуры Среднекуринской впадины (в связи с ее нефтегазоносностью) // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 36–72.
- 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. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе // М.: Научный Мир, 1997. 340 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 552).
- Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // М.: Наука, 2004. 314 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 506).
- Копп М.Л. Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. 2005. № 5. С. 36–61.
- 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. Вятские дислокации: динамика формирования и выражение в новейшей структуре // Геотектоника. 2012. № 6. С. 55–77.
- 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. Наложение разноориентированных кайнозойских напряжений в центре Русской плиты // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриплитных орогенов. Материалы 5-го Международного симпозиума, г. Бишкек. 19-24 июня. Т. 2. Бишкек: Научная станция РАН, 2011. С. 37–40.
- Копп М.Л. Вятские внутрикратонные дислокации: наложение разноориентированных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2012. № 6. С. 55–77.
- Копп М.Л. Дугообразные структуры растяжения в кинематике региональных и глобальных тектонических обстановок // Геотектоника. 2017<sub>1</sub>. № 6. С. 18–36.
- Копп М.Л. Гравитационный коллапс антеклиз и его предполагаемое влияние на неотектонику платформ и пассивных континентальных окраин (на примере Восточно-Европейской платформы) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1409–1427.
- Копп М.Л., Курдин Н.Н. Региональные сдвиги на Юго-Восточном Кавказе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 11. С. 30–37.
- Копп М.Л., Блюмкин Е.И., Курдин Н.Н. Региональные сдвиги Ширакско-Аджиноурской складчатой зоны Закавказья // Бюл. 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<sub>1</sub>. № 6. С. 77–92.
- Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74,. вып. 5. С. 18–29.
- Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Там же. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 19–30.
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г. Тектоника // Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 7–104. (Тр. ГИН РАН; вып. 519).
- 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<sub>1</sub>. № 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 / Колл. авт. Отв. ред. Ю.Г. Леонов, М.Л. Копп / М.: ГЕОС, 2014<sub>2</sub>. 88 с. + 2 цв. вкл. с картами (Тр. ГИН РАН; вып. 610).

- Короновский Н.В. Аграхан-Тбилисско-Левантийская зона важнейшая структура Кавказского региона // Докл. АН. 1994. Т. 337, № 1. С. 75–79.
- Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 49–55.
- *Крымус В.Н.* Разрывная тектоника Копетдага // Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966. С. 186–191.
- 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.
- Курдин Н.Н. Пирсагат-Сальянская зона разрывов Юго-Восточного Кавказа (морфокинематический анализ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 2.
- Латеральные тектонические потоки в литосфере Земле / Коллектив авторов. Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 318 с. (Тр. ГИН РАН).
- *Леонов М.Г.* Горизонтальные протрузии в структуре литосферы Земли // Геотектоника. 2008. № 5. С. 3–36.
- *Леонов М.Г.* Горизонтальные плито-потоки и протрузии в литосфере Земли // Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. М.: ГЕОС, 2013. 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. 368 с.
- Леонов Ю.Г., Гущенко 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.
- *Лидер В.А.* Геология Северососьвинского буроугольного бассейна // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 11. Недра, 1964. 146 с.
- Лобов В.А., Кавеев И.Х., Ханин И.Л. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации // Геология нефти и газа. 1974. № 7. С. 33–36.
- Логачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И. О механизме формирования Байкальской рифтовой впадины по результатам физического моделирования // Докл. АН. 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.
- *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 460).
- *Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Рос. Акад. наук. Сиб. отд-ние. Ин-т земной коры. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 316 с.

- Международная тектоническая карта Европы. Третье издание. Масштаб 1:5000000. В 5 л. / Отв. ред. В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов. Комиссия по Международной геологической карте Мира. М.; Л, 1996.
- Машкович Х.А., Шорников Б.Я., Шебалдина М.Г. О строении Елшанско-Сергиевского вала // Геология нефти и газа. 1970. № 5. С. 42–46.
- 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.
- *Милеев В.С.* К проблеме выделения интерференционной складчатости // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1977. № 6. С. 3–19.
- *Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М.* Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.
- *Обручев В.А.* Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13–25.
- Панина Л.В., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Неотектоника центральной части Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2016. Т. 91, вып. 4–5. С. 51–65.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока / Логачев Н.А., Антощенко-Оленев А.В., Базаров Д.Б., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Золотарев А.Г., Сизиков А.И., Уфимцев Г.Ф. / 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. Щукин; 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).
- *Орлов Р.А., Трегуб А.И.* Отражение в микросейсмических шумах неотектонических структур // Докл. АН. 2009<sub>1</sub>. 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. редактор Ф.Н. Юдахин. Материалы 5-й Всероссийской конф. Архангельск: Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, 2009<sub>2</sub>. 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.
- *Расцветаев Л.М.* Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой // Геотектоника. 1966. № 3. С. 93–108.

- Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып. 3. С. 35–70.
- Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып. 57. С. 57–108.
- *Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 109–112.
- *Расцветаев Л.М.* Некоторые актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.
- Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и тектодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31–40.
- *Ренгартен В.П.* Тектоника Большого Кавказа // Геология СССР. Т. Х, ч. 1. Геологическое описание. 1941.
- *Рождественский А.П.* О связи некоторых излучин Волги с местной тектоникой // Докл. АН СССР. 1953. Т. 90, № 3. С. 457–459.
- Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 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.
- *Трофимов В.А.* Глубинное строение юго-восточной части Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2014. № 3. С. 3–15.
- *Хаин В.Е.* Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку: Азнефтьиздат, 1950. 224 с.
- 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.
- *Хохлов П.С.* Тектоника и история развития Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшинских дислокаций. М.: Гостоптехиздат, 1955. 250 с.
- *Чамов Н.П.* Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 234 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 609).
- Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области / Камалетдинов М.А., Степанов В.Г., Жуков, И.М. Кавеев И.Х., Постников Д.В. Отв. ред. Т.Т. Казанцева. М.: Наука, 1999. 149 с.
- 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 // Доклады АН СССР. 1978. Т. 233, № 2. С. 461–464.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 240 с.
- Ятченко Л.Д. О возрасте диагональных разрывов Западного Копетдага // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1966. № 4. С. 127–128.
- Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / eds. J. Dercourt, L.-E. Ricou and B. Vrielynck. 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., Bernoully D., Lavis G.A., Montadert L. Listric normal faults // Oceanol. Acta. 1981. Vol. 4. P. 87–101.
- Bazhenov M.L. Palaeomagnetism of Cretaceous and Palaeogene sedimentary rocks from the Kopet-Dagh and its tectonic implications // Tectonophys. 1987. Vol. 136, <sup>1</sup>3/4. P. 223–237.
- *Bott M.H.P.* The interior of the Earth, its structure, constitution and evolution. 2nd ed.. Edward Arnold, 1982.
- *Bott M.H.P* Modelling the plate driving mechanism // J. geol. Soc. Lond. 1993. Vol. 150. P. 941–51.
- *Breddin H*. Der Elburs im Iran, ein Schuppengebirge // Geologische Mitteilungen. 1970. Hf. 10, <sup>1</sup>1. P. 61–100.
- Burke K., Sengör A.M.C. Tectonic escape in the evolution of the continental crust // Reflection seismology. The Continental Crust. Geodin. Ser. Vol. 14 / Ed. by M. Barazangi and Brown // Am. Geophys. Union, Washington, D.C. 1986. P. 41–53.
- *Carey S.W.* The orocline concept in geotectonics // The papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania. 1955. Vol. 89. P. 255–288.
- Carter J., Luyendyk B., Terres R. Neogene clockwise tectonic rotation of the eastern Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors // Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. Vol. 98, <sup>1</sup>2. P. 199–206.
- *Cloos E.* Experimental analysis of fracture patterns // Geol. Soc. Amer. Bul. 1955. Vol. 66. P. 241–256.
- Cloos H. Über antitetische Bewegungen // Geol. Rdsch. 1928. Bd. 19. H. 3. P. 246-251.
- *Dehghani G.A., Makris J.* The gravity field and crustal structure of Iran // Neues Jahrb. Geol. und Palaontol. Abh. 1984. Vol. 168, <sup>1</sup>2/3. P. 215–229.
- Delvaux D., Modeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhih V., Sankov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baykal region, Central Asia, part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. Vol. 282. P. 1–38.
- *Elsasser W.M.* Sea-floor spreading as thermal convection // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. P. 1101–12.

- *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.
- *Freund R*. Rotation of strike-slipe faults in Sistan, Southeast Iran // J. Geol. 1970. <sup>1</sup>2. P. 188–201.
- *Freund R*. Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophys. 1974. Vol. 21, 1/2. P. 93–134.
- *Gibbs A.D.* Structural evolution of extensional basin margins // J. Geol. Soc. London. 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 // Geo-dynamics & Tectonophysics. 2012. Vol. 3. 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.
- Höeppener R., Kalthoff R., Schroeder P. Zur physikalischen Tektonik: Bruchbildung bei verschiendenen Deformationen im Experiment // Geol. Rdsch. 1969. Vol. 59. P. 179–193.
- *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.
- McGill E., Stromquist A.W. Grabens of Canyonlands national park, Utah: Geometry, mechanics, and kinematics // J. of Geophys. Research. 1979. Vol. 84, No. B9. P. 4547–4563.
- 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.
- Müller R.D., Royer J.Y., Lawver L.A. et al. Revised digital isochrons of the worlds 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<sub>1</sub>. 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. A 258. 1965. P. 284–313.

- Puchkov V., Danukalova G. The Late Pliocene and Pleistocene historyof the Southern Urals region in light neotectonics data // Quaternal internalational. 2009. Iss. 201. P. 4–12.
- *Reches Z.* Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. Theoretical analysis // Tectonophysics. 1983. Vol. 95. P. 133–156.
- Ron H.R., Freund R., Eyal I. Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, 17. P. 6256–6270.
- *Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to east Africa // Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci. 1987. Vol. 15. P. 445–503.
- Sengör A.M.C. The north Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136. P. 269–282.
- 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.
- Sim L.A., Korčemagin V.A., Frischbutter A., Bankwittz P. The neotectonic stress field pattern of the East European platform // Z. geol. Wiss. 1999. Bd. 27 (3/4). P. 161– 181.
- Sim L.A., Marinin A.V., Bryantseva G.V., Gordeev N.A. Results of the tectonic stress study of the Northern Eurasia regions // Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Vol. 9, issue 3. P. 771–800.
- Sobornov K. Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia // C.R. Acad. Sci. 1995. Vol. 321, ser. II. P. 161–169.
- 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.* Évolution tectonique du système Alpin en Méditerrané: poinçonnement et écrasement rigide-plastique // Bul. Soc. Geol. Fr. 1977. Vol. 19. P. 437–460.
- *Tapponnier P., Molnar P.* Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // Nature. 1976. Vol. 264, <sup>1</sup>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. <sup>19</sup>. P. 115–157.
- Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau Ch. Mesozoic ophiolites, sutures and large-scale tectonic movements in Afghanistan // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52, <sup>1</sup>2. P. 355–371.
- *Tchalenko I.S., Ambraseys N.N.* Structural analyses of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures // Geol. Soc. Amer. Bul. 1970. Vol. 81. P. 41–60.
- Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction // Journal of geophys. research. 1979. Vol. 84, № B 3. P. 1049–1062.
- Wilcox R.N., Harding T.R., Sceely D.R. Basic wrench tectonics // Amer. Assoc. Petr. Geol. Bul. 1973. Vol. 57. P. 74–96.
- Ziegler P.A. North Sea rift and basin development // Tectonics and geophysics of continental rifts / Ramberg I.B., Neumann E.R. (eds.). Durdrecht: Reidel, 1978. P. 249.

Научное издание

Труды Геологического института Основаны в 1932 году Вып. 637

## Михаил Львович Копп

## КИНЕМАТИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СТРЕСС-РЕЖИМОВ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Подписано к печати 20.05.2024 Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>8</sub>. Бумага офсетная. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 17 Тираж 300 экз.

ООО «Издательство ГЕОС» 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332 Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91 e-mail: geos-books@yandex.ru www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ИПК «Чувашия» 428019 г. Чебоксары, пр-т Ивана Яковлева, дом 13