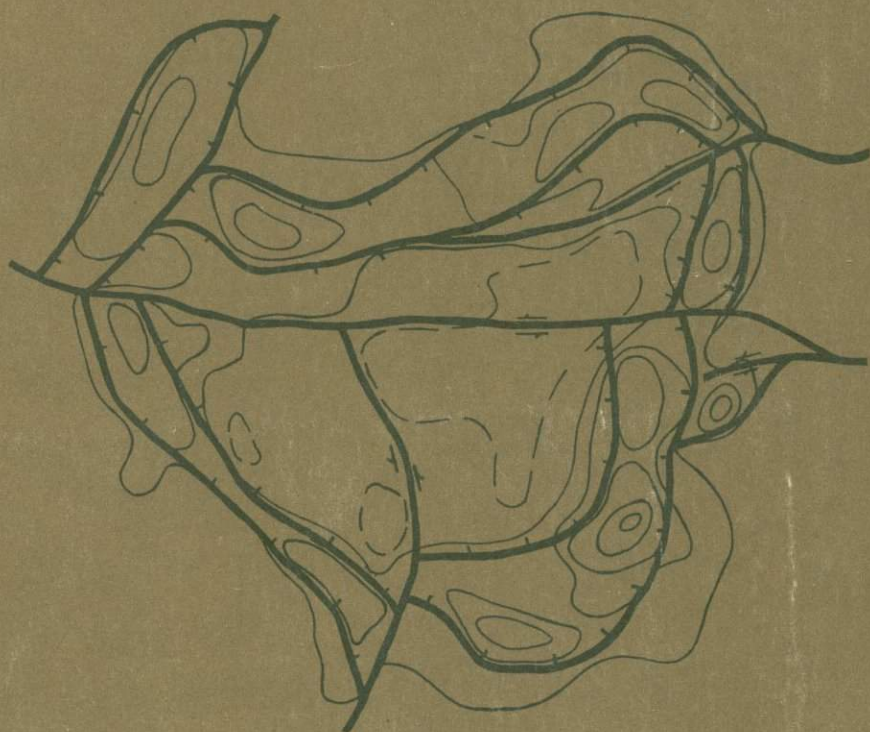


**РАЗЛОМЫ
И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ
ДВИЖЕНИЯ
ПЛАТФОРМЕННЫХ
ОБЛАСТЕЙ СССР**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

551.24

РАЗЛОМЫ
И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ
ДВИЖЕНИЯ
ПЛАТФОРМЕННЫХ
ОБЛАСТЕЙ СССР

1991



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1977



Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
Ministry of Geology of the USSR
**FAULTS AND HORIZONTAL MOVEMENTS
OF PLATFORM AREAS IN THE USSR**

Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР.
М., "Наука", 1977 г.

В книге обобщены и систематизированы последние данные о крупных горизонтальных перемещениях и разломах фундамента и чехла древних и молодых платформ на территории СССР. Рассмотрены некоторые общие проблемы, касающиеся глубинных разломов и мобилизма, роли горизонтальных перемещений в процессах формирования континентальной земной коры, закономерностей покровообразования и т.д. Подробно разбираются вопросы методики выявления горизонтальных перемещений по разломам доплатформенной и платформенной стадий. Сделаны палеорекострукции разломов и движений земной коры.

Табл. 1. Илл. 46. Библ. 298 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. ПЕЙВЕ, Н.А. БЕЛЯВСКИЙ, А.И. СУВОРОВ*

Ответственный редактор

А.И. СУВОРОВ

Editorial Board:

Academician *A.V. PEIVE, N.A. BELYAEVSSKY, A.I. SUVOROV*

Responsible Editor

A.I. SUVOROV

ВВЕДЕНИЕ

В 1963 г. была опубликована книга "Разломы и горизонтальные движения земной коры", подготовленная коллективом сотрудников Геологического института АН СССР во главе с А.В. Пейве. Основное внимание в ней уделялось описанию некоторых, впервые выявленных и изученных к тому времени сдвигов Казахстана, Тянь-Шаня и Памира и методике их обнаружения и исследования. Рассматривались также горизонтальные движения по разломам в связи с катастрофическими землетрясениями. Обращалось внимание на соотношения сдвигов с надвигами, раздвигами, сбросами и другими тектоническими формами растяжения и сжатия в земной коре. Указывались, наконец, примеры крупных сдвигов, известных как у нас, так и за рубежом.

С тех пор, за истекшие 13 лет, горизонтальные перемещения большой амплитуды (десятки и первые сотни километров) были установлены в самых различных регионах СССР — на докембрийских платформах и эпипалеозойских плитах, в областях палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатостей, в шельфовых зонах и во впадинах окраинных морей. Для территории СССР сейчас нельзя назвать, пожалуй, ни одной более или менее крупной структуры, где бы не было следов горизонтальных перемещений.

Горизонтальные перемещения многими исследователями признаются ныне в качестве главного фактора формирования структуры земной коры. Расширился круг представлений о кинематических типах и разновидностях горизонтальных перемещений по разломам, об их эволюции в связи с превращением океанической коры в континентальную, о пространственных соотношениях и периодах наиболее активного проявления. Была усовершенствована методика выявления горизонтальных перемещений по разломам, разработанная применительно к самым различным районам, — от закрытых платформенных до высокогорных, обновленных современными движениями.

Весь этот обширный материал, накопленный за последние 10–15 лет, систематизировался специалистами ряда геологических институтов Академии наук и Министерства геологии СССР и был обобщен в виде двух книг: "Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР" и "Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР". Обе книги характеризуют различные регионы нашей страны, но вместе с тем они органически взаимосвязаны и представляют собой, по существу, две части одного труда с целенаправленным изложением фактических данных и выводов.

Работа была организована в Геологическом институте АН СССР в связи с составлением "Карты разломов территории СССР и сопредельных стран", предпринятым согласно совместному решению Отделения наук о Земле и Коллегии Министерства геологии СССР.

Предлагаемая вниманию читателя первая книга состоит из введения и трех глав.

В главе I рассматриваются общие проблемы глубинных разломов и мобилизма (А.В. Пейве, ГИН АН СССР). Предпринята попытка увязать масштабы горизонтальных перемещений в континентальной коре с конкретными тектоническими структурами. За типовую геологическую модель в континентальной коре принята региональная тектонопара, т.е. система из двух сопряженных (позитивного и негативного) подвижных элементов общей площадью от 05 до 2–3 млн. км², являющаяся

реальным отражением реальных амплитуд горизонтальных перемещений (А.И. Суворов, ГИН АН СССР). Дана классификация тектонических покровов и показан механизм их образования в связи с интенсивным перемещением глубинных масс (С.В. Руженцев, ГИН АН СССР). На нескольких примерах рассмотрена эволюция седиментационных бассейнов в условиях латерального сжатия и характер переработки отложений в движущихся покровных структурах (М.Г. Леонов, ГИН АН СССР).

В главе II рассматриваются послыдно-глыбовое строение и горизонтальные перемещения в теле докембрийских платформ. Для Восточно-Европейской платформы указаны методы трассирования и определения кинематического типа разломов и разобрана их эволюция в течение протогеоинклинального, раннеплатформенного и позднеплатформенного этапов развития, происходивших в обстановке чередующихся горизонтальных напряжений растяжения (раздвиг, сброс) и сжатия (сдвиг, надвиг) (Р.Н. Валеев, ВНИИгеолнеруд); намечены общие пространственные и временные закономерности распространения сдвигов, надвигов и покровов в фундаменте, наиболее активных в заключительные этапы развития ранне- и среднепротерозойских складчатых зон (Р.А. Гафаров, ГИН АН СССР); детально рассмотрены докембрийские шарьяжи, надвиги, взбросы и сдвиги Балтийского щита (А.И. Петров, ВИРГ), сдвиги Украинского щита и смежных районов (И.И. Чебаненко, ИГН АН УССР), надвиговые структуры в платформенном чехле Волго-Уральской антеклизы (В.А. Лобов, И.Х. Кавеев, ТатНИПИнефть). На Сибирской платформе выделены и охарактеризованы наиболее достоверные разломы, разработана новая их классификация, намечены главнейшие системы; показано, что крупные разломы имеют в основном характер сдвигов, развивающихся длительно в результате периодического воздействия широтных и меридиональных тангенциальных напряжений в земной коре и пространственно связанных с орогеническими поясами обрамления платформы (А.А. Межвилк, НИИГА).

Глава III дает представление о горизонтальных перемещениях и методике их выявления на эпипалеозойских плитах. В пределах Туранской плиты (Р.Г. Гарецкий, ИГГ АН БССР; Б.М. Гейман, Л.Г. Кирюхин, ВНИГНИ) установлены движения сдвигового, надвигового и взбросового типа, наиболее интенсивные на палеозойском геосинклинальном этапе развития фундамента, а также в триасе, и в ослабленном виде на протяжении всего платформенного этапа.

Для Западно-Сибирской плиты (В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Л.В. Смирнов, СНИИГГиМС) указывается существование двух типов горизонтальных движений земной коры — сдвига-надвиговых в позднем палеозое и раздвиговых в раннем мезозое.

Изложенные в книге материалы о разломах и движениях земной коры нельзя считать исчерпывающими. Некоторые из них, возможно, имеют дискуссионный характер, поскольку речь идет главным образом о закрытых территориях, недоступных изучению обычными геологическими методами. Важно подчеркнуть, однако, что в книге впервые довольно подробно освещены уже достаточно многочисленные данные о разного рода горизонтальных перемещениях в пределах всех консолидированных платформенных областей территории СССР, считавшихся раньше наиболее инертными в смысле мобилизма. Эти данные в ряде случаев стирают резкие грани между складчатыми и платформенными областями, позволяя считать те и другие всего лишь отражением двух последовательных стадий единого процесса формирования и консолидации континентальной земной коры.

Редколлегия выражает признательность члену-корреспонденту АН СССР Ю.М. Пущаровскому, докторам геолого-минералогических наук В.И. Казанскому и Н.А. Штрейсу за просмотр книги в рукописи и ее критическую оценку.

Глава I

ВОПРОСЫ ТЕОРИИ

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И МОБИЛИЗМ

Мобилизм в геологии существенно отличается от мобилизма в геофизике. В геофизических концепциях он носит более общий и абстрактный характер: движения земной коры строго закономерны, структуры геометризованы и упорядочены, а возраст участков земной коры определен с математической точностью. В геологических концепциях мобилизм еще не доведен до такой определенности и строгости, как в геофизике. В геологии он опирается главным образом на закономерности внутренней структуры земной коры, а также на некоторые палеогеографические построения, которые, как известно, во многих случаях могут быть истолкованы и с фиксистских позиций.

После открытия шарьяжей в последней четверти прошлого века, а также сдвигов с достоверно установленным перемещением пластин и блоков земной коры в латеральном направлении на многие десятки и первые сотни километров, мобилизм в геологии стал укрепляться, хотя само существование таких структур в земной коре все еще подвергается сомнению.

Крупным достижением геологии последних лет, еще больше укрепившим мобилизм, является открытие структур, указывающих на участие в больших латеральных перемещениях не только пород земной коры, но и пластин и блоков мантии Земли. Деформация, сопровождающая соиздание континентальной земной коры, охватывает, таким образом, практически всю литосферу, что исключает предположение о поверхностном происхождении структур в результате соскальзывания верхних слоев земной коры с поднятых блоков. Но мобилизм выражается не только в процессе соиздания и становления земной коры, когда господствует латеральное скучивание горных масс, но и в процессах разрушения, когда наблюдается уменьшение ее мощности, растяжение до полного разрыва и нередко весьма значительного раздвигания в рифтовых зонах континентов и океанов.

Изменение представлений о структуре и движениях земной коры способствовало быстрому развитию и расширению учения о глубинных разломах, которое на первых порах, а иногда еще и сейчас, привлекалось, как известно, для обоснования идей фиксизма.

В этом разделе обращается внимание на некоторые новые явления, которые необходимо учитывать в современных представлениях о глубинных разломах и которые еще больше укрепляют мобилизм в геологии. Сейчас еще определеннее, чем раньше, выясняется природа некоторых разломов как глубинных образований, играющих большую роль в строении земной коры и верхней мантии. Быстрый прогресс наших знаний в области наук о Земле, надо думать, в скором времени приведет к полному слиянию геофизических и геологических концепций и к построению более совершенной, чем в настоящее время, теории строения и развития Земли.

Новое представление о глубинных разломах возникает в результате изучения тектоники офиолитовых ассоциаций горных пород, которые теперь почти всеми геологами считаются тектоническими фрагментами океанической коры геологического прошлого и которые вместе с тем являются представителями глу-

бинных оболочек земной коры и верхней мантии. На первых порах становления учения о глубинных разломах не было сомнения в том, что не только платформенные, но и альпинотипные тела ультраосновных горных пород являются магматическими интрузиями, которые, как предполагалось, в виде расплавов проникают из мантии в земную кору по субвертикальным разломам. Именно эти тектонические швы могли считаться типичным выражением глубинных разломов. В настоящее время установлены гораздо более сложные условия залегания офиолитовых ассоциаций горных пород Н.А. Богдановым (1975), В.С. Буртманом (1973), А.Л. Книппером (1975), М.С. Марковым (1975), А.С. Новиковой (1975), А.В. Пейве (1969), А.С. Перфильевым и С.В. Руженцевым (1973), дальше развивающими наши представления о глубинных разломах (Палеозоиды Евразии..., 1972).

Офиолиты залегают в земной коре чаще всего в виде дислоцированных шарьяжных пластин и линз, тектонически расслаивающих вулканогенно-осадочные эвгеосинклинальные формации. Послесарьяжные дислокации этих пластин обычно весьма значительны, в результате чего слои нередко залегают круто, а офиолиты сильно тектонизированы, превращены в серпентинитовый меланж, или в виде протрузий внедрены в вышележащие толщи. Мощность, протяженность и величина латерального тектонического перемещения офиолитовых покровов различны. Это и тонкие тектонизированные пропластки, и линзы, и мощные многокилометровые толщи с хорошо выраженной стратиграфической последовательностью отдельных членов офиолитовой ассоциации горных пород. Величина видимого минимального латерального перемещения офиолитовых тектонических покровов лучше всего документируется на границах крупных блоков древней континентальной и океанической коры. Во многих случаях она достигает здесь многих десятков и первых сотен километров. Нередко ультрабазитовые протрузии приурочены к крупным сдвигам.

Описанная тектоническая позиция глубинных мантийных офиолитовых серий горных пород стала понятна после того, когда было установлено, что они представляют собой нижнюю часть разреза эвгеосинклиналей. Естественно, что в таком случае они должны быть вовлечены в дислокации вместе со всей остальной частью эвгеосинклинального разреза. Можно предполагать, что мощному процессу шарьяжеобразования в эвгеосинклиналях способствовала потеря вязкости и плотности мантийных ультрабазитов в результате их флюидизации и серпентинизации. Не случайно наиболее крупные шарьяжные пластины во всех фанерозойских офиолитовых поясах мира имеют в подошве серпентинизированные ультрабазиты.

Из сказанного видно, насколько сложной оказывается проблема глубинных разломов в связи с офиолитами. Мы уже не можем связывать тот или иной блок ультраосновных пород, лежащий в коре складчатых областей, с тем или иным глубинным разломом, так как в данном месте он может оказаться аллохтонной пластиной, не связанной со строением глубоких недр земной коры тех участков, где эта пластина ныне находится. Большие офиолитовые пластины следует относить к глубинным шарьяжам или глубинным надвигам. В этом случае было бы логичным предполагать выдавливание глубинного материала из корней шарьяжей. Но изучение этих глубинных швов, являющихся "корнями" шарьяжей, оказывается чрезвычайно сложным и трудоемким делом, требующим надежных геолого-геофизических, палеогеографических и палинспастических исследований, что далеко не всегда еще возможно.

Большие, хорошо выраженные в структуре земной коры глубинные разломы имеют длительную геологическую историю и являются унаследованными, что было установлено уже на первых порах их изучения. Однако унаследованность зон глубинных разломов, как затем выяснилось, имеет различный и весьма сложный характер, что впервые было подчеркнуто А.И. Суворовым (1968). В течение одного геологического этапа зона глубинного разлома представляет собой зону растяжения, т.е. зону глубинных сбросов. На следующем этапе развития земной коры она становится зоной глубинных шарьяжей, проявляясь затем в новом цикле в виде пояса протяженных сдвигов. Многие древние тектонические швы, бывшие

когда-то глубинными разломами, скрепляя разные блоки земной коры, длительное время не проявлялись при ее движениях. Но в условиях определенных тектонических напряжений они вновь возрождаются, например при тектонической активизации платформ. Расшифровать совершенно различную роль глубинных разломов в динамике развития земной коры, на мой взгляд, можно только с мобилистских позиций. В самом деле, если опираться на актуалистический и сравнительно-тектонический методы, можно обнаружить все упомянутые типы глубинных разломов — глубинные сбросы, глубинные шарьяжи с мантийными офиолитами в их основании и глубинные сдвиги, проявляющиеся по-разному в определенной исторической последовательности в одной и той же зоне.

Системы разломов континентальной коры, с которыми связаны рифтовые структуры, подобные африканским, являются структурами растяжения, т.е. глубинными сбросами или сбросо-сдвигами. Хорошо доказано, что глубинные сбросы на континентах в ряде случаев приводят к раздвиганию континентальных плит. Между раздвигающимися крыльями, или плечами глубинного сброса, формируются участки утоненной субокеанической или океанической коры. Это могут быть и сравнительно узкие трогообразные полости, как в Красном море, и обширные океанические пространства, как Атлантический океан. Многие ученые привели убедительные доказательства того, что подобное раздвигание гондванского материка действительно имело место и произошло в мезозое. Края раздвинувшихся континентальных блоков, а также микроконтинентов среди пространств океанической коры продолжают оставаться зонами глубинных сбросов, что хорошо можно видеть в обрамлениях континента Австралии и вообще по океаническим окраинам атлантического типа. В то же время по океаническим окраинам тихоокеанского типа развиваются глубинные надвиги.

Древние континентальные плиты в геосинклиальном процессе наращиваются за счет океанической коры новыми участками континентальной коры, но во всех без исключения фанерозойских складчатых сооружениях Земли граница "континент—океан" на всех стадиях развития коры выявляется как граница тектоническая. При замыкании эвгеосинклинали она становится зоной крупнейших глубинных шарьяжей с отторженцами офиолитов океанической коры геологического прошлого. На более поздних этапах развития земной коры бывшая граница "континент—океан" продолжает сохранять свою тектоническую активность в виде региональных сбросо-сдвигов.

Описанные закономерности геологического развития границы "континент—океан" можно видеть, например, на Урале и в Аппалачах. Граница между континентальной и океанической корой на Урале и в Аппалачах существовала с начала палеозоя. В современной структуре Урала континентальная кора Восточно-Европейской платформы геофизическими методами прослежена под структурами миогеосинклинали вплоть до Главного Уральского разлома. Точно так же континентальная кора Северо-Американской платформы залегает под нагромождением шарьяжей по фронту Аппалачей вплоть до Бревардско-Кэботской системы глубинных разломов. По Аппалачам очень много данных о том, что на поздних этапах развития коры, когда она имела уже континентальный характер, рассматриваемая система разломов была громадным, по сути дела, трансконтинентальным продольным глубинным левым сдвигом. На Урале в современной структуре Главный разлом достаточно крут и имеет большую протяженность. В последнее время появились данные для отдельных отрезков разлома о том, что и здесь он является левым сдвигом.

Но эти же границы между континентальной и океанической корой в более ранние этапы развития к концу океанической стадии на Урале и в Аппалачах проявлялись совершенно иначе. В это время около этих границ формировались огромные шарьяжи, перекрывшие погруженные восточные края той и другой древних платформ. Неразмывтые аллохтонные останцы океанической коры мы сейчас наблюдаем в виде "клиппов" в сходных условиях залегания в миогеосинклиальных зонах Урала и Аппалачей. В это время произошло наибольшее сокращение ширины морских бассейнов с океанической корой, т.е. эвгеосинклиналей, первичные размеры

которых нам неизвестны. Океаническая кора в палеозое на Урале и в Аппалачах, как многие предполагают, возникла в результате растяжения континентальной коры, поэтому граница "континент—океан" тогда, вероятно, выражалась в форме глубинных сбросов.

При раздвигании континентальной коры из одного первоначального глубинного разлома рождается два глубинных разлома, каждый из которых является краевым разломом, ограничивающим континентальные плиты от сформировавшейся между ними океанической плиты. Эти краевые швы в дальнейшей геологической истории всегда в той или иной форме проявляются во время тектонических движений, т.е. оказываются унаследованными. Именно эти глубинные разломы надо считать структурами первого ранга, так как они разделяют два главных типа земной коры — океаническую и континентальную.

Большая роль этих разломов в движении плит и их глобальный характер выражаются и в том, что в любой складчатой системе Земли фрагменты океанической коры тектонически сопрягаются с корой континентальной.

Если плиты действительно латерально перемещаются и дрейфуют, то должна существовать категория глубинных разломов, ограничивающих эти плиты снизу. А.В. Пейве несколько лет назад приводил некоторые геофизические данные в пользу этого предположения (Пейве, 1967).

Известно существование в коре и на границе коры и мантии субгоризонтальных поверхностей, установленных геофизическими методами, которым можно приписывать тектоническую природу, хотя существуют и другие объяснения этого явления. Однако теперь можно привести дополнительные данные, свидетельствующие о том, что наиболее четко выраженные, кулисообразно расположенные субгоризонтальные поверхности в основании земной коры являются поверхностями тектоническими. Эти данные мы находим в особенностях проявления глубинной мобилизации материала меланократового основания древних платформ и нижележащей мантии, проявляющейся в фазы их тектонической активизации. Предпринятое А.В. Пейве совместно с А.С. Перфильевым и Г.Н. Савельевой изучение с петролого-тектонических позиций глубинных включений в базальтах и кимберлитах приводит к заключению, что в фазы тектонической активизации происходит срыв земной коры со своей мантийной подстилки не только при формировании глубинных шарьяжей в эвгеосинклиналях, о чем упоминалось выше, но в несколько иных условиях и в областях древних платформ.

Кимберлит, столь характерный для древних платформ, по нашим данным, уже на ранних стадиях своего развития, т.е. в глубинных условиях, представляет собой своеобразный тектонит по метаморфическим породам ультраосновного состава. Набор глубинных включений в кимберлитах позволяет предполагать, что кимберлитовый тектонит формировался в подошве коры докембрийских континентальных глыб на границе с подстилающими гарцбургитами. Тектонизация глубинного меланократового материала была сопряжена с широким проявлением флюидизации и, в частности, серпентинизации, первые фазы которой происходили еще в глубинных условиях, так как там имелись подходящие для этого условия температуры и давления.

Хорошо известен факт пространственных и парагенетических связей кимберлитов, меймечитов, карбонатитов и щелочно-ультраосновных интрузий. Сходство включений в базальтоидах и кимберлитах заставляет искать место в этом ряду и базальтоидам. Можно предположить, что все эти образования представляют отдельные члены единого ряда, на одном конце которого стоят флюидизированные тектониты, а на другом — расплавы с тем или иным количеством ксеногенных включений.

Магматические выплавки, флюидизация и серпентинизация ультрабазитов, проявляющаяся одновременно на больших пространствах платформ близ границы коры и мантии, а местами, вероятно, и глубже, на много порядков снижает вязкость в таких зонах и заметно уменьшает плотность горных пород, что создает, по-видимому, важное условие не только для дрейфа твердых, как бы "плавающих" плит материковой коры и рифтообразования, но и протрузий кимберлитовых брекчий, а также внедрений в кору других флюидизированных глубинных масс.

Как известно, наиболее крупные фазы тектонической активизации платформ, являющиеся, как мы предполагаем, импульсами дрейфа континентов и микроконтинентов, хорошо коррелируются с тектоническими фазами в геосинклинальных областях, где с ними на ранних этапах геосинклинального процесса связана исключительно сильная деформация океанической коры эвгеосинклиналей с образованием глубинных шарьяжей и серпентинитового меланжа, а на поздних — дальнейшее скупивание земной коры, которое происходит практически одновременно с региональной флюидизацией, т.е. крупномасштабной гранитизацией и метаморфизмом, приводящими к становлению континентальной коры. Нельзя не видеть в этом закономерностей глобального характера.

Глубинные тектонические поверхности, которые, как мы предполагаем, снизу отделяют кору от мантии Земли, должны находиться во взаимосвязи и в одном ранге с глубинными разломами, которые с боков ограничивают области континентальной и океанической коры и определяют глобальный структурный план земной коры и активизируются при повторных диастрофизмах.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В последние годы в геологической литературе все больше и больше обсуждается проблема горизонтальных перемещений масс земной коры и верхней мантии. При этом многие авторы, вслед за А.В. Пейве (1967), различают перемещения двух видов — пластическое течение в глубинных зонах земной коры и верхней мантии и разрывно-глыбовое течение в верхних слоях земной коры.

В целом ряде работ горизонтальным перемещениям придается решающее значение в формировании структур самого различного масштаба, начиная от мелких складчато-разрывных деформаций до крупнейших океанических и континентальных сооружений.

Если применительно к малым структурным элементам выявлено много интересных закономерностей и в значительной мере объяснены условия и механизмы их образования, то в отношении крупных глобальных структур такие закономерности едва намечаются и носят в основном характер гипотез, допущений и предположений. Это касается прежде всего концепции "новой глобальной тектоники", стремящейся обосновать связь мантийной конвекции с перемещением жестких литосферных плит и формированием крупных глыбовых структур в днище океанов и по их периферии. Получив особенно широкое распространение за рубежом, новая концепция у многих советских да и зарубежных авторов вместе с тем все еще вызывает критику и справедливые замечания, поскольку она не учитывает фактора пластичности литосферы и особенностей эволюции геосинклинального процесса.

В настоящем разделе делается попытка рассмотреть эту же проблему, исходя из региональной геологической модели, наблюдаемой в континентальной коре. За типовую геологическую модель была принята "региональная тектонопара", т.е. подвижная система из двух равновеликих, пространственно и парагенетически взаимосвязанных структурных элементов, характеризующихся полярно направленными динамо-кинематическими параметрами.

В наиболее общем случае каждая тектонопара состоит из дугообразного в плане поднятия и заключенной в полукружье этого поднятия овальной, изометричной или линейной депрессии. В самых крупных системах длина поднятия достигает 1000—3000 км, ширина — 300—1000 км, длина депрессии колеблется от 800 до 2500 км при ширине от 600 до 1000 км. С фронтальной выпуклой стороны поднятие ограничивается узкой дизъюнктивной зоной взбросового или сдвига-надвигового характера, глубина которой определяется, по-видимому, положением волновода. На щитах эта глубина — около 115 км, в горных областях и океанах она меньше (Кнюпов, 1972). В пределах депрессии широко представлены сбросо-раздвиговые и сбросо-сдвиговые нарушения, синхронные фронтальным взбросам

и сбвиго-надвигам. Таким образом, региональные тектонопары можно считать литосферными сооружениями, возникшими в связи с согласованными движениями масс по разломам нескольких типов.

Модель отвечает следующим условиям: 1) пользуется устойчивым широким распространением, 2) характеризуется постоянным комплексом параметров, 3) развивается в обстановке сосуществующих горизонтальных и вертикальных перемещений масс земной коры.

Примеры региональных тектонопар довольно многочисленны и намечаются в самых различных областях СССР. В Центральном Казахстане тектонопарой являются Кокчетав-Северотяньшаньская орогенная дуга и Джунгаро-Балхашская эв-миогеосинклинальная область, особенно ярко выраженные в среднем палеозое, или Ата-су-Тектурмасское поднятие и Токрау-Северобалхашская впадина в позднем палеозое. В Алтае-Саянской области это будет Кузнецко-Катунская зона каледонско-герцинской консолидации и Телецко-Сархойская негативная зона, включающая в себя серию разрозненных среднепалеозойских и более молодых впадин (Минусинская, Чебаковско-Балахтинская, Назаровская, Тегульдетская и др.), в мезозоидах Северо-Востока СССР — Верхоянско-Верхнеколымская дугообразная зона поднятий и Колымо-Омолонский район, в кайнозоидах — Корьянско-Курильская дуга и Охотоморская впадина или Японо-Сахалинская дуга и впадина Японского моря. В пределах древних платформ тектонопарами можно считать соответственно Енисейскую зону поднятий и Ангаро-Тунгусскую депрессию, а также обширное Балтийско-Украинское поднятие и Печорско-Прикаспийскую область (включая Волго-Уральскую антеклизу). Наконец, в молодых платформенных областях тектонопару составляют Туркестано-Нуратинское поднятие и Сырдарьинско-Ферганская депрессия.

Соответственно размерам среди тектонопар можно наметить три порядка площади 0,5, 1,5 и 2–3 млн. км², причем в каждом из них площади поднятий и связанной с ним депрессии более или менее одинаковы. Исключение, в частности, составляет Сибирская тектонопара, в пределах которой современная площадь Енисейского поднятия меньше площади Ангаро-Тунгусской депрессии. Однако есть основания предполагать, что западная граница Енисейского поднятия в конце палеозоя — начале мезозоя проходила значительно западнее его современной границы и что в то время его площадь была намного больше.

Главные составные элементы тектонопар — дугообразное поднятие и депрессия — отличаются прежде всего по гипсометрическому положению осадочного слоя и по стилю его строения. Поднятия почти на всем своем протяжении имеют сокращенный разрез осадочного слоя и характеризуются высоким гипсометрическим стоянием метаморфического цоколя, тогда как в сопряженных депрессиях, где цоколь глубоко опущен, мощность осадочного слоя многократно возрастает.

В палеозоидах Казахстана, например, Кокчетав-Северотяньшаньская зона за средний палеозой была приподнята над днищем Джунгаро-Балхашской депрессии до 15 км. Отложения силура и девона во многих местах поднятия отсутствуют, в депрессии же их суммарная мощность достигает 17–18 км.

Мезозойская Верхоянско-Верхнеколымская структурная дуга в раннем мелу была приподнята над Колымо-Омолонским районом на высоту около 10 км, в последнем же (Момский и Зырянский прогибы) накопилось нижнемеловых отложений мощностью более 6 км. По данным точечного ГСЗ мощность осадочного чехла Верхоянской зоны — 4–5 км, Колымского массива — 10–11 км.

В Тунгусской синеклизе фундамент опущен на 5–6 км ниже уровня моря, а в обрамляющей ее с запада Саяно-Енисейской зоне он находится на абсолютных высотах от 500 м до 2–3 км. Особенно интенсивные восходящие движения Саяно-Енисейской зоны зафиксированы для конца палеозоя и юры, в Тунгусской синеклизе отвечающие им нисходящие движения — для отрезка времени намюр-поздний триас.

В альпийской складчатой области Востока СССР размах современных вертикальных движений между островными дугами и впадинами окраинных морей составляет 3–6 км.

В противоположность осадочному слою консолидированная кора, включающая гранитный и базальтовый слои, изменяется иначе — в поднятиях она утолщается, а в основании же депрессий, напротив, становится тоньше. Так, по различным данным (Беляевский, 1974) на площади Восточно-Европейской платформы наибольшие значения мощности коры отмечены на Кольском полуострове (41 ± 5 км)¹, в Южной Карелии (48–49 км), в протерозойских структурах Украинского массива (до 54 км), на Воронежском массиве (больше 50 км), наименьшие — в долинах рек Сухоны, Вычегды и близ Котласа (34–39 км), в архейских массивах Заволжья (25–32 км), в Прикаспийской синеклизе (до 20–23 км; в ее внутренних частях гранитный слой отсутствует), в Печорской синеклизе (37–40 км).

В пределах Енисейской дуги консолидированная кора имеет мощность 32–33 км (в районе г. Норильска), а в центре Тунгусской синеклизы — 29–30 км. Вся же мощность коры, по комплексным сейсмическим и гравиметрическим данным, в Тунгусской синеклизе в среднем меньше 30 км, а в Енисейском кряже и Восточном Саяне соответственно 46–47 и 50 км.

В палеозоидах Центрального Казахстана (рис. 1) изменения мощности глубинных слоев носят более дифференцированный характер. Максимальная мощность базальтового слоя приходится на Кокчетавский массив (35 км), Улутуа (30 км) и Северный Тянь-Шань (до 40 км), минимальная — на район Караганды (23 км), Балхашскую глыбу (27 км) и Токраускую впадину (18–26 км). Гранитный слой, в свою очередь, утолщается в районах к северу и югу от Караганды (19–22 км) и севернее Алма-Аты (22–25 км) и утоньшается в Балхашской глыбе (до 13–16 км). Таким образом, увеличение мощности базальтового слоя приходится на среднепалеозойскую Кокчетав-Северотяньшаньскую дугу (по сравнению с Джунгаро-Балхашской депрессией), а увеличение мощности гранитного слоя — на позднепалеозойскую Атасу-Тектурмасскую дугу (по сравнению с Токрау-Северобалхашской депрессией).

В Алтае-Саянской области наибольшая мощность коры отмечается в каледонидах, наименьшая в Минусинских и Тувинских впадинах и сопредельных с ними структурах юго-западной окраины Восточного Саяна; аналогичны изменения и гранитного слоя — от 4–6 км в Минусинских впадинах до 10–14 км в Кузнецком Алатау и Горной Шории.

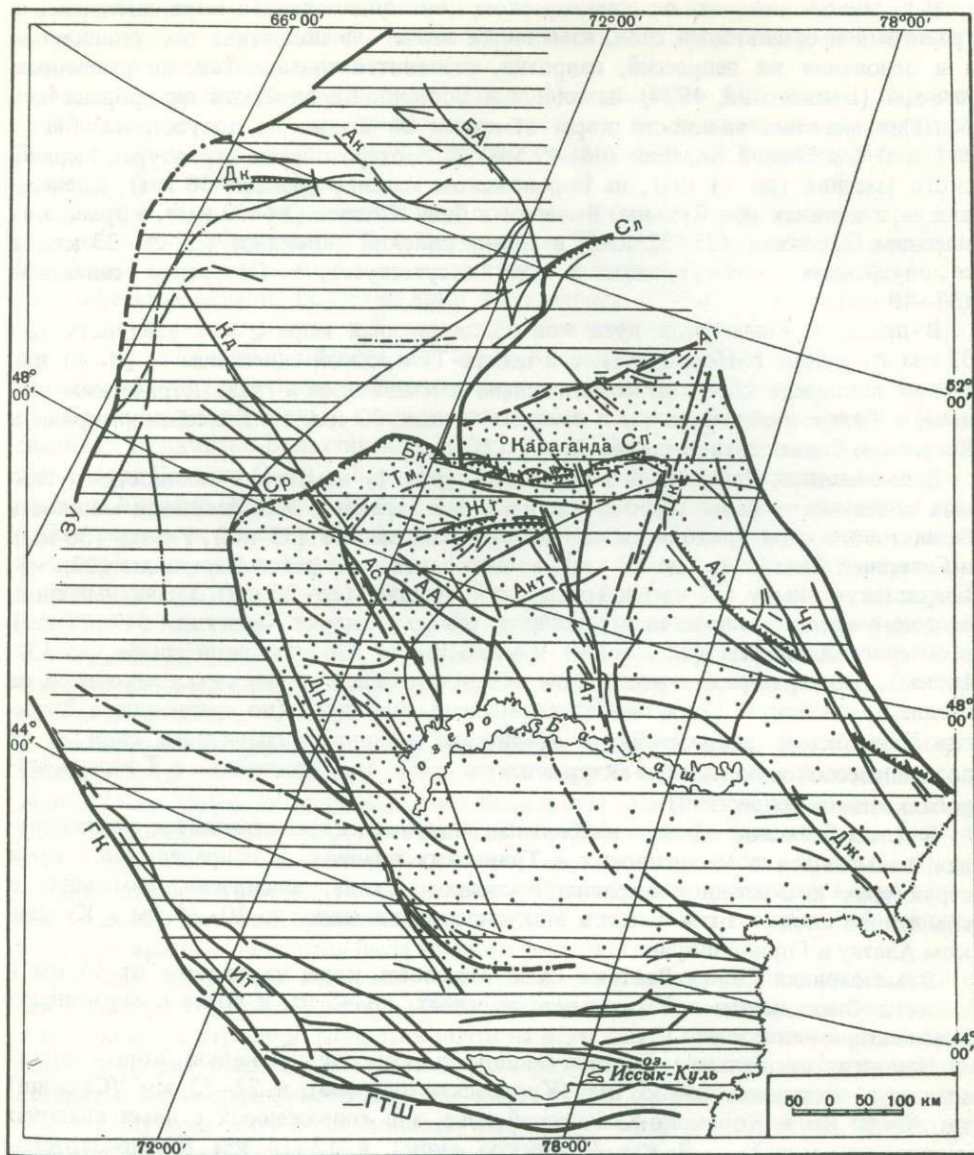
В мезозоидах Северо-Востока СССР мощность коры изменяется от 40 км и менее в Омолонском и Колымском массивах, до 45 км и более в Верхоянско-Верхнеколымской зоне.

Наконец, на Дальнем Востоке мощность консолидированной коры островных дуг составляет 25–35 км (Курильские острова) и 27–32 км (Сахалин) до 30–40 км в Корьянско-Камчатской зоне, а в сопряженных с ними впадинах окраинных морей — 9 км (Японское море) и 12–14 км (Южно-Охотская впадина).

Как видим, разница в мощностях консолидированной коры поднятий и депрессий в региональных тектонопарах довольно устойчива и колеблется от 10 до 30 км, что составляет 50–100% общей мощности коры. Примечательно, что с переходом от одного элемента к другому отмечаются то раздувы, то шейкообразные пережимы различных глубинных слоев, причем раздув одного из них часто приходится на участок под (или над) пережимом другого. Это может служить указанием на латеральное перераспределение вещества глубинных слоев и на его неравномерное течение.

Тектоническое строение верхних оболочек земной коры в сопряженных поднятиях и депрессиях также различно (Геологическое строение..., 1968). Поднятиям свойственна прежде всего линейная вытянутость локальных и региональных структур. Повсеместно отмечаются дугообразные простирания или кулисное расположение складок и разрывов (Верхоянская, Кузнецко-Катунская зоны), а также остроугольно-перекрестный и ромбический структурные рисунки, определяемые

¹ Местами, однако, мощность здесь сокращена за счет глубокой эрозии.



Р и с. 1. Расположение разломов в палеозойских тектонопарах Центрального Казахстана

Казахско-Северотяньшанская тектонопара (средний палеозой): 1 - фронтальное поднятие; 2 - тыловая депрессия; Атасу-Балхашская тектонопара (поздний палеозой): 3 - фронтальное поднятие; 4 - тыловая депрессия; 5 - надвиги; 6 - сдвиги; 7 - погребенные разломы; 8 - разломы без подразделений.

Разломы: БА - Барлыкколь-Атансорский, Ак - Акканбурлукский, Дк - Джаркаинагацкий, ЗУ - Западно-Улутавский, Кд - Каиндинский, ГК - Главный Каратауский, Ит - Ичкелетауский, Сл - Селетинский, Ср - Сарысуевский, ДН - Джалаир-Найманский, Аг - Ангренсорский, Сп - Спасский, БК - Байдаулет-Карасорский, Тм - Тектурмасский, Жт - Жаксытагалинский, АА - Аксоран-Акджальский, Ас - Атасуевский, Акт - Актогаевский, Ат - Актасский, ЦК - Центрально-Казахстанский, Чг - Чингизский, Ач - Акчатауский, Дж - Джунгарский, ГТШ - Главный Тянь-Шаньский

пересечением разломов двух близких направлений (Кокчетав-Северотяньшаньская, Камчатско-Курильская зоны); в некоторых местах появляются поперечные структурные направления, но они большой роли не играют.

Соответственно линейной конфигурации поднятий деформации осадочных и метаморфических толщ в складчатых областях отличаются сильной сжатостью, преобладающей моновергентностью и большим разнообразием. В Верхоянской зоне, например, установлены широкие развития антиклинориев и синклинориев, пережатые асимметричные складки с углами падения слоев до 80° , многочисленные мелкие взбросы и надвиги и общий складчато-чешуйчатый стиль строения территории. Отмечаются также крупные надвиги (Юдомо-Майский, Сетте-Дабанский) и большое количество продольных и поперечных сдвигов амплитудой в первые километры. На площади Камчатско-Курильской дуги складки также линейные, узкие, нескольких порядков, сопряженные с надвигами и наклоненные или опрокинутые в сторону выгибания структур. В палеозоидах Центрального Казахстана и Алтае-Саян дугообразным поднятием свойственна крутая асимметричная, нередко изоклиналиная складчатость. В генетическом плане широко представлены складки ламинарного течения, сопровождаемые кливажем, сланцеватостью, вязкими срывами, меланжем. Они нередко обособляются в протяженные зоны смятия и динамометаморфизма типа Успенской, Тектурмасской или Северо-Восточной. Известны крупные сдвиго-надвиговые нарушения (Джалаир-Найманский, Спасский, Кузнецко-Алатауский и др.) с амплитудой в десятки километров.

В дугообразных поднятиях платформенных областей в связи с большим числом структурных направлений (двух ортогональных, двух диагональных и дополнительных к ним) усиливается элемент мозаичности, но и в этой мозаике легко распознается закономерно ориентированное расположение глыб, подчеркнутое дугообразными краевыми разломами (Саяно-Енисейским, Енисейским, Западным швом Восточно-Европейской платформы) и региональными прогибами (Крестцовским и Днепровско-Донецким) или горстами (Бирюсинским, Хантайско-Рыбнинским и др.).

Фундамент дугообразных поднятий на платформах построен таким же образом, как и в складчатых областях, с еще более ясными и многообразными признаками пластического и разрывно-глыбового течения докембрийских пород. Однако в структуре чехла они отражаются слабо, главным образом через орогенный доплатформенный рельеф. Вместе с тем и здесь можно говорить об асимметрии поднятий и впадин, ограниченных глубинными разломами типа сбросов и взбросов (Воронежская антеклиза, Украинский массив). А в зонах некоторых разломов, например Барановичско-Астраханского, Припятско-Маньгского или Малохетского, отмечается и сложная дислоцированность платформенного чехла — крутое залегание слоев, мелкая складчатость, "однокрылые" складки, ограниченные надвигами, взбросами и сдвигами. В зоне Малохетского разлома в мезозойско-кайнозойских отложениях выявлена горизонтальная миграция впадин, которую связывают с перемещением Сибирской платформы к северо-западу.

Внутреннее строение депрессий — Джунгаро-Балхашской в среднем палеозое, Токрау-Северобалхашской в позднем палеозое, Телецко-Сархойской в среднем—позднем палеозое, Колымо-Омолонской в мезозое, Ангаро-Тунгусской в конце палеозоя—начале мезозоя и других — несравненно более простое. Для них характерны мозаично-глыбовый структурный план, сочетание изометричных и угловатых форм с линейными, развитие разломов нескольких направлений. В стадию наибольшего прогибания разломы, как правило, были зияющими, сбросо-раздвигового и сбросо-сдвигового типа и контролировали вулканическую деятельность. Среди складчатых деформаций распространение получили пологие глыбовые, коробчатые, гребневидные и куполовидные складки, разделенные широкими плоскостными синклиналями, а на платформах — обширные мульды, валы и купола. В некоторых депрессиях установлены специфические структурные детали, как складчатость растяжения, напоминающая в разрезах серию крупных двояковыпуклых и двояковогнутых линз (раздвиг Токрау в Казахстане, горизонтально рас-

сланцеванные породы (Тунгусская синеклиза). Кольцевые структуры также наиболее часто и в большем количестве встречаются в депрессиях, чем на поднятиях.

Интересно распределение магматических комплексов в региональных тектонопарх — интрузивы приурочены главным образом к дугообразным поднятиям, тогда как эффузивы к депрессиям.

В этом отношении наиболее показательны средне- и позднепалеозойская тектонопары Центрального Казахстана. Так, значительную часть Кокчетав-Северотяньшаньской дуги составляет гранитоидный пояс, куда входят многочисленные интрузивы позднего ордовика, силура и начала девона, а в смежной Джунгаро-Балхашской депрессии этому интервалу времени соответствуют вулканогенная и терригенно-туфогенные толщи. Позднепалеозойский гранитоидный пояс Атасу-Тектурмасской дуги, в свою очередь, синхронизируется с мощной порфировой формацией Токрау-Северобалхашской депрессии; имеющиеся здесь интрузивные тела играют подчиненную роль и к тому же они тесно связаны с эффузивами, являясь, по-видимому, их глубинными фациями (Суворов, 1969).

Таковы же соотношения и на других территориях. В мезозоидах Северо-Востока СССР (рис. 2, см. вкладку). Верхоянско-Верхнеколымское поднятие известно как зона, насыщенная интрузиями кислого состава, которые обособились в мощный дугообразный пояс длиной свыше 1500 км. В Колымо-Омолонском же районе интрузивная деятельность в мезозое проявилась слабо и основная роль осталась за эффузивными извержениями. Трапповый эффузивный магматизм (основные лавы, туфы, дайки) локализовался во внутренних частях Тунгусской синеклизы, а его интрузивные фации (габбро, долериты, габбро-диабазы и т.д.) были сконцентрированы по окраинам синеклизы и главным образом по восточному склону Саяно-Енисейского поднятия. Для северной части Тунгусской синеклизы установлено смещение центров излияния с востока на запад почти на 100 км.

Важно отметить, что состав магматических пород в каждой паре поднятий и депрессий одинаков. В одних, наиболее мелких, площадью до 0,5 млн. км², преобладают породы преимущественно средне-кислого состава. Сюда относится позднепалеозойская тектонопара Центрального Казахстана. В других, площадью около 1,5 млн. км², как, например, в среднепалеозойской тектонопаре Центрального Казахстана или мезозойской тектонопаре Северо-Востока СССР, магматизм смешанный, давший породы как кислого, так и основного ряда. В третьих же, площадью около 2 млн. км², магматизм наиболее глубинный, с преобладанием основных пород (западная половина Сибирской платформы в конце палеозоя — начале мезозоя).

Очевидно, корневые части дугообразных поднятий и связанных с ними депрессий в каждой из региональных тектонопар располагаются на одних и тех же глубинных уровнях, будучи приурочены то к гранитному, то к базальтовому слоям, то к верхней мантии, в зависимости от ареальных размеров тектонопар.

В тех случаях, когда латеральное сжатие приложено к наиболее глубоким частям литосферы, в пределах дугообразных поднятий возникают вулканические очаги и кольцевые структуры (Камчатско-Курильская дуга), которые, однако, исчезают с уменьшением глубины тектонопар (Атасу-Тектурмасское поднятие в Центральном Казахстане).

Перечисленные основные свойства и структурные особенности поднятий — утолщенная консолидированная кора, преимущественно восходящее развитие, преобладание линейных складчатых деформаций, их пережатость, сопряженность с разломами взбросового, сдвигового и надвигового типа, интрузивный магматизм и интенсивный динамометаморфизм — указывают на формирование этих элементов региональных тектонопар в условиях преобладающего латерального сжатия. В то же время депрессии, отличающиеся более тонкой корой, нисходящим развитием, мозаично-глыбовым строением, простыми деформациями, преобладанием разломов со сбросовой и раздвиговой компонентой движения, наконец, эффузивным магматизмом, — формировались, очевидно, в условиях латерального растяжения.

Решающее значение на структурные рисунки и кинематику наблюдаемых на поверхности тектонических форм оказывает положение глубинных уровней латерального перемещения.

Если в строении тектонопар участвуют главным образом осадочный и гранитный слои, деформации сжатия на поверхности поднятий выражены с особой резкостью. Многолетние исследования разломов Атасу-Тектурмасской дуги в Центральном Казахстане (она относится к этой категории) показали, что здесь сосредоточено наибольшее число позднепалеозойских надвигов и сдвигов с комплексом сопровождающих их складчато-чешуйчатых и покровных структур (Спасская, Успенская, Джалаир-Найманская, Тектурмасская, Шидертинская, Атасуйская и другие зоны; см. рис. 1). Картина иная, если корневые части тектонопар уходят в базальтовый слой, который при этом под поднятием сильно раздувается в мощности. В таких случаях в осадочном слое наряду с сдвиго-надвиговыми разломами встречаются продольные и поперечные сбросы, взбросы, грабен-синклинали, горст-антиклинали и другие структуры растяжения. Примером может быть Улутай-Северотяньшанское поднятие в среднем палеозое.

Наконец, если корни тектонопар оказываются в верхней мантии (Восточно-Европейская платформа в девоне), на большей поверхности поднятий можно вообще не обнаружить структур сжатия. Здесь глубинное латеральное сжатие, очевидно, в результате восходящих движений трансформируется в почти повсеместное поверхностное растяжение.

В тех случаях, когда следы сжатия на поднятии и растяжения в депрессии отчетливо выражены на дневной поверхности, удается сопоставить амплитуды сдвиго-надвиговых и раздвиговых перемещений масс. Так, например, в позднепалеозойской тектонопаре Центрального Казахстана минимальная суммарная амплитуда надвигов Спасской, Тектурмасской и Жаксытагалинской зон составляет 75–100 км, и она оказывается равной ширине Токрауской раздвиговой зоны, которая колеблется от 75 до 150 км. Это может служить указанием на соразмерность горизонтальных движений в пределах поднятия и депрессии при их взаимно противоположной направленности.

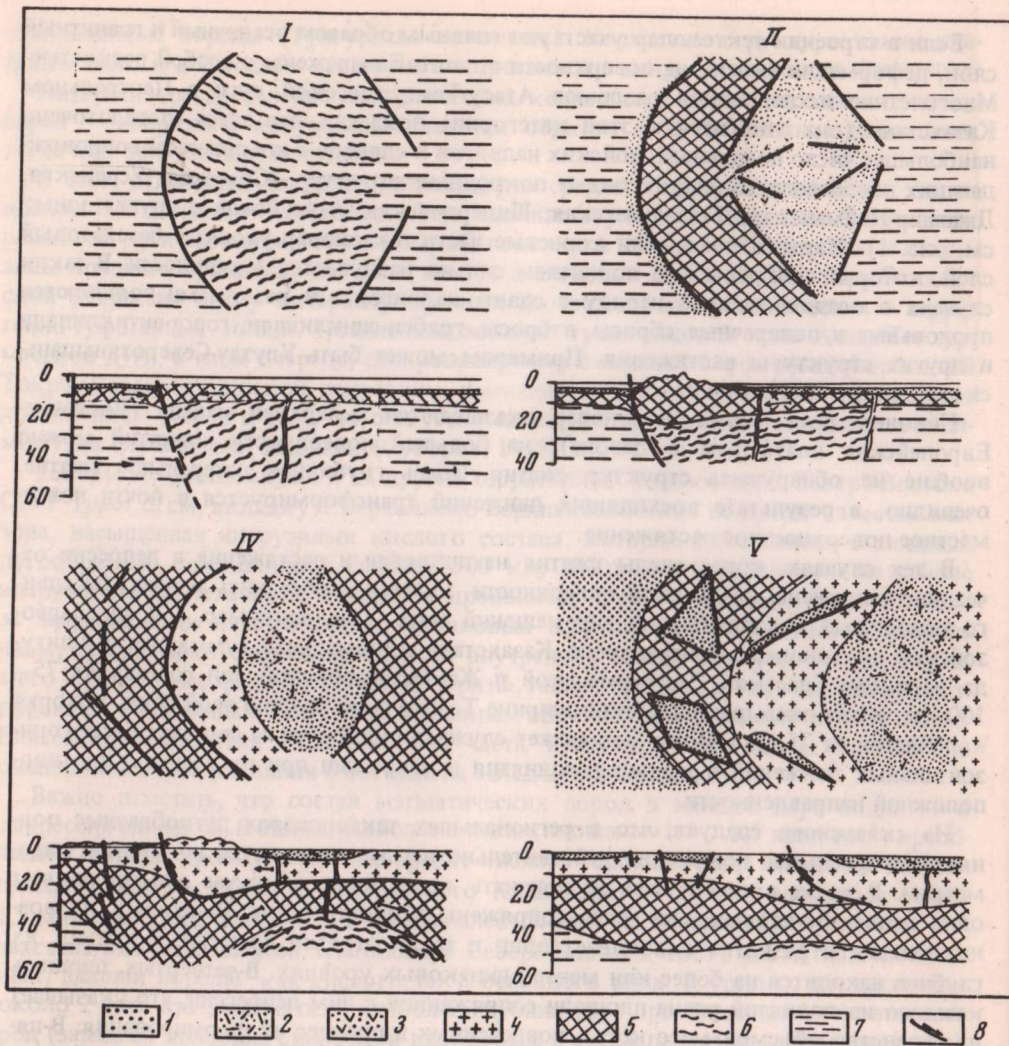
Из сказанного следует, что в региональных тектонопарах дугообразные поднятия и ареальные понижения действительно весьма отличаются по многим параметрам. В то же время нельзя не признать, что в каждом случае они составляют одно целое. Во-первых, они тесно сопряжены в пространстве. Во-вторых, их возникновение и развитие охватывает одни и те же отрезки времени. В-третьих, их глубина находится на более или менее одинаковых уровнях. В-четвертых, площадь каждого из поднятий равна площади сопряженной с ним депрессии, что указывает на равенство объемов масс коры, вовлеченных в процесс их формирования. В-пятых, наконец, амплитуда сдвиго-надвиговых перемещений на поднятии близка амплитуде раздвигов в депрессии.

Таким образом, сопряженность дугообразного поднятия и депрессии вполне закономерна. Она носит, несомненно, парагенетический динамический характер и обусловлена, вероятнее всего, послынным перераспределением вещества в глубинных горизонтах земной коры и верхней мантии, а именно его оттоком из-под депрессии и нагнетанием в пределы поднятия.

Широкая распространенность в континентальной коре региональных тектонопар указывает на тесную связь горизонтальных и вертикальных перемещений масс земной коры. Наблюдаемый в них тектонический рельеф создается при взаимодействии двух этих видов движения и ни один из них нельзя исключить при объяснении механизма его формирования.

Сравнение амплитуд горизонтальных и вертикальных перемещений по разломам показало преобладание первых над вторыми по крайней мере на порядок. В Центральном Казахстане, например, наибольшая сбросовая амплитуда достигает 9–10 км (Байконурский прогиб), а наибольшая сдвиго-надвиговая – 150–200 км (Ерментау-Кендыктасский разлом). В зонах отдельно взятых разломов вертикальная и горизонтальная составляющие относятся как 7 : 150 (Джалаир-Найман), 5 : 100 (Чингиз), 3 : 20 (Успенская зона) и т.д. Это заставляет признать горизонтальные перемещения ведущими в механике литосферы.

Поскольку горизонтальные перемещения трансформируются в вертикальные с образованием систем фронтального поднятия–тыловая депрессия, амплитуда тех



и других не может быть беспредельной — первая ограничивается общей площадью возникающих сопряженных структур, вторая — их относительной высотой друг над другом. На этом основании, с учетом размеров выявленных тектонопар и их глубины, мы приходим к заключению, что горизонтальные перемещения на континентах, генерирующие региональные тектонопары, не могут превышать 500–1000 км (если течение масс происходило в основном ниже поверхности Мохоровичича) и 200–500 км (если течение масс локализовалось выше поверхности Мохоровичича).

Региональные тектонопары зарождаются на океаническом основании. На это указывает прежде всего сходство разрезов нижних частей континентальной коры и коры океанической, сложенных базито-гипербазитовыми, кремнисто-диабазовыми и другими родственными им комплексами (Пейве, 1969). Об этом же свидетельствует морфологическое подобие целого ряда океанических и континентальных структур, например островных дуг и структурных дуг 1 рода, впадин окраинных морей и ромбовидных или овальных впадин в складчатых областях, глубоководных желобов вдоль островных дуг и узких миогеосинклинальных прогибов перед фронтом дугообразных поднятий (Суворов, 1968). Наконец, в пользу такого представления говорит широкая распространенность как в океанах, так и на континентах рифтовых структур, отмечаемая многими геологами и геофизиками.

Параллельно последующему развитию тектонопар и в связи с ним зарождалась и разрасталась континентальная кора. Произведенное автором сравнение разрезов

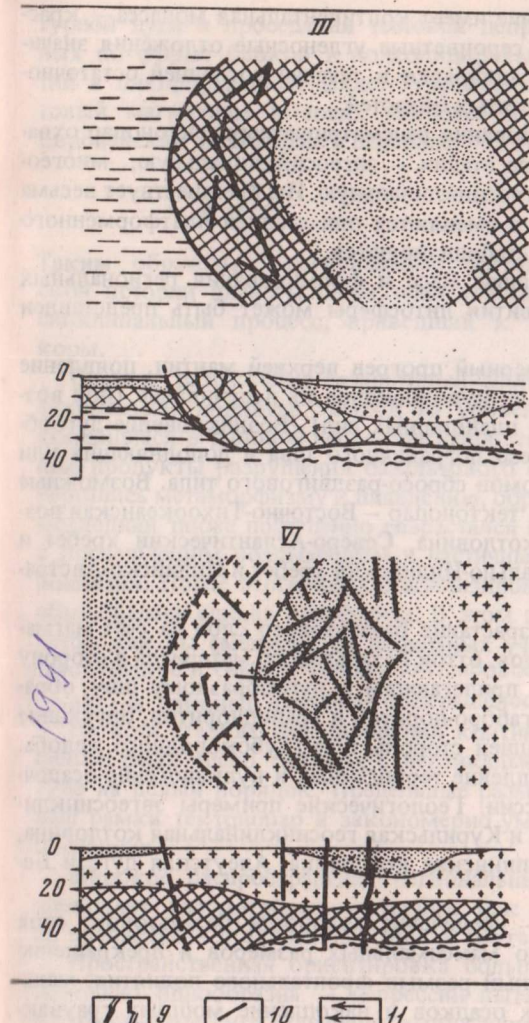


Рис. 3. Гипотетическая схема эволюции региональных тектонопар по основным стадиям развития литосферы (в плане и в разрезе)

Стадии: I — океаническая, II — эвгеосинклинальная, III — миогеосинклинальная, IV — орогенная, V — остаточо-геосинклинальная, VI — платформенная. 1 — осадочный слой; 2 — средние и кислые эффузивы; 3 — средние и основные эффузивы; 4 — гранитный слой; 5 — базальтовый слой; 6 — лабильная верхняя мантия; 7 — стабильная верхняя мантия; 8 — сдвиго-надвиги; 9 — сбросо-раздвиги; 10 — прочие разломы; 11 — направление течения вещества горных пород

складчатых областей разного возраста в пределах территории СССР (Суворов, 1971, 1973) показало, что все они характеризуются одной и той же в общих чертах последовательностью напластований.

В основании разреза обычно залегают более всего похожие на океанические вулканогенно-осадочные слои с плотностью пород 2,61–2,92 г/см³. Среди них чаще всего встречаются яшмы, яшмо-кварциты, кремнистые сланцы, радиоляриты, спилиты, диабазовые порфириды, спилито-кератофиры, рифовые известняки, доломиты, глинистые сланцы и песчаники, а также небольшие тела габброидов и гипербазитов. В одних разрезах преобладают одни из перечисленных разновидностей пород, в других — другие, однако более или менее постоянным

на огромных пространствах остается общий монотонный их облик с одной главной особенностью — неуклонным возрастанием роли терригенных компонентов от нижних горизонтов к верхним. Эта часть разреза коры отвечает эвгеосинклинальной стадии ее развития.

Стратиграфически выше следуют флишоиды, также сохраняющие однообразие разреза на больших пространствах. В их строении участвуют ритмично чередующиеся песчаники, аргиллиты, алевролиты, туфы и туффиты с небольшими прослоями и линзами рифовых известняков, кремнистых сланцев, яшм, диабазов и порфиритов; отмечаются прослои гравелитов и конгломератов. Флишоидный комплекс соответствует миогеосинклинальной стадии развития коры.

Третий комплекс повсеместно представлен породами гранит-диоритового ряда, куда входят как интрузивные, так и эффузивные разности (кварцевые порфиры, альбитофиры, порфириты, трахилипариты и т.п.), а также синхронные им терригенные продукты разрушения гранитоидов с общей плотностью 2,52–2,80 г/см³. Все они накапливались в континентальных условиях, характерных для орогенной стадии развития коры.

Геосинклинальный разрез складчатых областей заканчивается пестрым по составу комплексом преимущественно осадочных отложений. Здесь присутствуют чередующиеся известняки, мергели, доломиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, отложенные вблизи активных магматических очагов кремнисто-карбонатные

породы, эффузивы. Но основное значение имеет континентальная моласса — краснокрасные песчано-конгломератовые и серокрасные угленосные отложения значительной мощности. Этот комплекс накапливался в течение последней остаточно-геосинклинальной стадии развития складчатых областей.

Процесс наиболее активного формирования рассматриваемых тектонопар охватывает главным образом именно четыре стадии — эвгеосинклинальную, миогеосинклинальную, орогенную и остаточно-геосинклинальную. Им предшествует весьма продолжительная океаническая стадия, а сменяются они стадией платформенного развития, в ходе которого тектонопары стабилизируются.

Механизм горизонтальных перемещений масс и формирования региональных тектонопар по основным стадиям развития литосферы может быть представлен в следующем виде (рис. 3).

I. Океаническая стадия — неравномерный прогрев верхней мантии, появление в ней участков с пониженной вязкостью, куполовидное их вспучивание (под воздействием горизонтально действующих планетарных сил). Возникновение дугообразного в плане и наклонного в разрезе пограничного шва и дополняющих или компенсирующих его внутренних разломов сбросо-раздвигового типа. Возможные примеры зарождающихся океанических тектонопар — Восточно-Тихоокеанская возвышенность и Перуанско-Чилийская котловина, Северо-Атлантический хребет и Северо-Африканская котловина, Центрально-Индийский хребет и Индийско-Австралийская котловина.

II. Эвгеосинклинальная стадия — разрастание базальтового слоя за счет магматической активности и фазовых переходов, отток базальтового материала в сторону дугообразного шва. Воздымание зоны, прилегающей к дугообразному шву, образование вулканов и интрузии габбро, габбро-норитов и гранодиоритов, опускание внутренних участков, появление с внешней стороны шва глубоководного желоба. Размыв фронтального поднятия и накопление терригенных и вулканогенно-осадочных отложений во внутренней депрессии. Геологические примеры эвгеосинклинальных тектонопар — Курильская дуга и Курильская геосинклинальная котловина, геоантиклинальная зона Палау и Филиппинская котловина, Алеутская дуга и Беринговоморская котловина.

III. Миогеосинклинальная стадия — увеличение мощности базальтового слоя в пределах фронтального поднятия до максимальных размеров и прекращение магматической деятельности. Интенсивный размыв фронтального поднятия, механическая дифференциация терригенных осадков и накопление мощных граувачковых и других терригенных толщ в тыловой депрессии. Плавление силикатного материала и частичная глубинная гранитизация. Примеры миогеосинклинальных тектонопар — Кокчетав-Северотяньшаньское поднятие и Джунгаро-Балхашская депрессия в ордовике и силуре, Новая Земля и впадина Карского моря в палеозое.

IV. Орогенная стадия — формирование мощного гранитного слоя в пределах всей тектонопары, отток гранитного материала из-под тыловой депрессии в сторону фронтального надвига. Образование сдвиго-надвиговых структур в жесткой коре поднятия и сбросо-раздвиговых в депрессии. Воздымание фронтального поднятия и его размыв, углубление депрессии и накопление в ней мощной порфировой формации. Пример орогенной тектонопары — Атасу-Тектурмасская структурная дуга и Токрау-Северобалхашская впадина в позднем палеозое (Центральный Казахстан).

V. Остаточно-геосинклинальная стадия — выравнивание и консолидация гранитного и базальтового слоев, дробление коры мелкими разломами сбросового, местами надвигового типа. Зарождение грабен-синклиналей трех- и четырехугольной в плане формы над участками с мощным базальтовым слоем и линейных прогибов типа односторонних рампов над участками с мощным гранитным слоем. Заполнение грабен-синклиналей аркозовым материалом, а линейных прогибов — кремнисто-карбонатно-терригенной формацией. Пример подобных структур — западная часть Центрального Казахстана в конце палеозоя.

VI. Платформенная стадия — выравнивание тектонического рельефа и дневной поверхности тектонопар на фоне медленного и плавного воздымания струк-

турной дуги и проседания тыловой депрессии. Образование мозаики изометричных по форме блоков в консолидированной коре и местных прогибов и поднятий в платформенном чехле. Углубление мобильных корней тектонопар. Базальтовый магматизм в зонах наиболее крупных разломов. Пример — Восточно-Европейская платформа в палеозое.

* * *

Таким образом, региональные тектонопары на протяжении всей геологической истории планеты были теми участками, где в основном и происходил геосинклинальный процесс, приведший к формированию континентальной земной коры.

Сначала разрастался базальтовый слой, затем происходило его перетекание в фронтальное поднятие, выход на уровень эрозионного среза и разрушение. Накопившиеся в тыловой депрессии наиболее легкие, механически дифференцированные продукты разрушения базальтового слоя по мере погружения депрессии подвергались метаморфизму и плавлению, образовав в конечном итоге гранитный слой. Последний также постепенно разрастался и испытал латеральное перераспределение с последующим воздыманием и частичным разрушением в области фронтального поднятия. После этого кора стабилизировалась и на месте каждой из тектонопар образовалась единая платформа. В этом процессе первичный энергетический импульс как бы смещался от лабильных участков верхней мантии кверху, вызывая пластическое и (выше) разрывно-глыбовое течение масс коры все в более молодых слоях, где, наконец, движение прекращалось.

На всех стадиях формирования континентальной коры горизонтальные перемещения были тесно связаны с вертикальными, превосходя их, однако, по амплитуде на целый порядок. Предельные размеры тех и других не выходили за объемные рамки тектонопар и закономерно уменьшались по мере уменьшения глубины последних.

Широкое распространение региональных тектонопар в континентальной коре позволяет рассматривать материки как очень сложные сооружения, состоящие из наложенных и вложенных друг в друга тектонопар разного порядка и возраста.

Пространственная ориентировка большинства тектонопар на территории СССР довольно однообразна — депрессии вытянуты преимущественно меридионально, а структурные дуги обращены выпуклостью в западных или юго-западных румбах. Очевидно, в этих же направлениях, т.е. к западу и юго-западу, в основном и происходил глубинный отток горных масс. Но эти направления нельзя считать единственными. На восточной и южной окраинах СССР дуги обращены выпуклостью к югу, юго-востоку и востоку, а местами (Памир) даже на север. Можно думать, что глубинное течение масс земной коры и верхней мантии на больших пространствах не было однонаправленным и его направленность изменялась в зависимости от соотношений крупных тектонических форм, глубины залегания мобильных масс и времени горизонтальных перемещений.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНЫХ СТРУКТУР

Тектонические покровы — структуры перекрытия значительной амплитуды, в которых по вертикали совмещены первоначально пространственно разобценные комплексы пород — в настоящее время установлены во многих складчатых областях и на платформах. Классическим примером такого рода сооружений является Альпийская складчатая область. Покровное строение здесь имеют Альпы, Бетские Кордильеры и Атлас, Аппенины, Динары и Карпаты. Широко распространены системы шарьяжей в Турции, Иране, Памире, Гималаях и Индонезии. Отдельные нарушения этого типа известны на Кавказе и в Афганистане (Герирудская зона, Афганский Бадахшан). Некоторые области Тихоокеанского кольца

(Северо-Американские Кордильеры, Новая Зеландия, Новая Каледония), также палеозойские складчатые пояса, как Аппалачи, каледониды Шотландии и Скандинавии, Тянь-Шань (включая Нуратинский хребет и Кызылкумские горки) также имеют покровное строение. В последнее время шарьяжи выявлены на Урале. Сказанное дает основание считать, что тектонические покровы не были какими-то экзотическими нарушениями, которые характерны для некоторых специфических зон (например, Альп или Карпат). В ряде случаев они достигают огромной (сотни километров) суммарной амплитуды и по существу определяют структуру обширных регионов, выделяемых обычно как линейные складчатые области (Палеозойды Евразии..., 1972).

Первые покровы были установлены в середине прошлого столетия в Европе (Альпы, Бельгия). Уже в начале этого столетия главным образом в трудах альпийских геологов (А. Гейм, М. Люжон, Э. Арган, Г. Шардт, П. Термье, Р. Штауб) были сформулированы основные положения теории шарьяжей, установлены морфологические типы покровных нарушений, предложены различные гипотезы относительно механизма их образования. Качество этих исследований (как региональных, так и общетеоретических) было столь высоко, что наличие покровов на территории большинства складчатых систем Альпийской области никогда всерьез не оспаривалось, хотя, конечно, различные авторы не одинаково понимали механизм шарьирования, по-разному оценивали амплитуду покровов и в конечном счете их роль в региональной структуре области. Так, например, в работах О. Амперера и Э. Аргана, а позднее Е. Крауса делалась попытка рассматривать структуру некоторых альпинотипных сооружений как следствие столкновения Лавразии и Гондваны. Однако такие построения были сравнительно редки. Гораздо чаще покровы (даже очень крупные) объяснялись в связи с процессами, протекающими только в пределах данной геосинклинальной системы изолированно от соседних зон. Часто же вообще шарьирование рассматривалось как явление чисто гравитационное.

Основные типы покровов

Несмотря на более чем столетнюю историю изучения шарьяжей, до сих пор не существует единой их классификации. В настоящее время обычно принято выделять покровы чехла и основания. Первые сложены отложениями осадочной оболочки. Как правило, в их строении не участвуют породы кристаллического фундамента (за исключением отдельных пластин или глыб, вовлеченных в движение в подошве шарьированных осадочных толщ). Вторые состоят из образований двух или более структурных этажей, причем в них как главный элемент присутствуют породы кристаллического цоколя.

Согласно представлениям Ж. Обузна (1967), покровы чехла характерны для внешних частей геосинклинальных поясов. Именно здесь уже давно описаны крупные нагромождения сорванных масс (Гельветские Альпы, область Рифа в Атласе, флишевая зона Карпат, Суббетская зона Южной Испании и др.). Однако следует помнить, что покровы чехла сравнительно широко развиты и во внутренних эвгеосинклинальных зонах (Эмбрюнэ-Юбейские покровы Французских Альп, покровы Центрального Памира и Туркестан-Алая).

Покровы основания характерны для внутренних зон геосинклинальных поясов (Восточные Альпы, Малая Азия, Гималаи, каледониды Квебека, Ньюфаундленда и Шотландии). Впрочем, весьма крупные аллохтонные массы, включающие мощные серии кристаллических пород, могут формироваться и в пределах внешних (миогеосинклинальных) частей поясов (например, Большие Дымные горы Южных Аппалач), что указывает на пространственную и генетическую близость обоих типов покровов.

В основе образования покровов чехла лежит явление срыва осадочной оболочки с кристаллического цоколя, который сопровождается более или менее значительным смещением отложений с места своего образования. Такое смещение может привести к возникновению разнообразных дислокаций. В принципе,

однако, необходимо различать два случая: срыв без существенного надвигания масс и срыв, развивающийся в крупные надвиги и в конечном счете в покровы. Проблеме обособления аллохтона в настоящее время придается большое значение. Наиболее удачными, с нашей точки зрения, являются построения, когда вся базальная плоскость срыва рассматривается как система последовательно погружающихся по направлению к внутренним частям складчатого пояса частных срывов, приуроченных к наиболее пластичным горизонтам (Руженцев, 1972; King, 1950; Hantke, 1961). Такие обычно послойные срывы соединяются между собой крутыми сколами, вследствие чего обособляется единая аллохтонная масса, имеющая ступенчатое строение. В процессе шарьирования такой аллохтон распадается на отдельные пластины. Наиболее внутренние и глубинные (включая фундамент) оказываются надвинутыми на внешние и поверхностные. В этом случае кристаллические серии образуют верхний структурный элемент, занимающий вполне определенное место в системе покровов чехла. Генетическое и пространственное единство покровов чехла и основания скорее указывает на то, что обе эти категории структур должны рассматриваться как "сорванные". Различие заключается лишь в глубине заложения базальных плоскостей срыва.

В особый тип структур целесообразно выделить покровные складки течения. Классическим районом их развития является Пеннинская зона Альп. Аналогичные нарушения описаны в Аппалачах (антиклинорий Бронсон-Хилл), в каледонидах Скандинавии и Шотландии, в Центральном и Юго-Западном Памире. Рассматриваемые структуры представляют собой гигантские (амплитудой до 40 км) лежащие антиклинали, ядра которых образованы гранитами и гранито-гнейсами, оболочка же — обычно раздробленными или сложно перемятыми породами чехла. В. Набхольц (Nabholz, 1953) показал, что гранито-гнейсовые ядра пеннинских покровов развились из герцинских гранитов путем их ремобилизации, роста и постепенного внедрения в мезозойскую толщу.

В 1903 г. П. Термье предложил различать покровы двух типов: развивавшиеся из лежащих складок и образовавшиеся путем надвигания более или менее тонких пологих пластин. Кроме отмеченных двух типов покровов, необходимо выделять третий, включающий одну или серию пластин, смятых в покровные складки.

В генетическом отношении следует различать покровы выжатые, гравитационные и смешанного происхождения (Руженцев, 1971б). Выжатые покровы — это наиболее общий тип нарушений, возникающий в результате пододвигания относительно глубинных масс под поверхностные. В этой случае автохтон следует рассматривать как активно смещаемый, а аллохтон — пассивно наволакиваемый элемент. Структурным выражением выжатых покровов являются крупные покровные пластины, известные в любой линейной складчатой области, а также покровные складки пеннинского типа. Гравитационные покровы, как правило, представлены ныряющими складками продольного изгиба, амплитудой до 20 км. Примером подобного рода нарушений являются покровы Гельветских Альп; они известны также на Памире, в Аппенинах, Карпатах, Бетских Кордильерах и Динаридах, в Аппалачах и на Урале. Покровы смешанного происхождения возникают в результате совместного действия глубинного сжатия и гравитационного оползания. Они имеют сжатую корневую зону и в морфологическом отношении представлены пластинами, смятыми в покровные складки. Это некоторые покровы Пеннинских Альп, Центрального Памира, возможно западного склона Урала и Нуратинского хребта. Однако наилучшим примером, по-видимому, могут служить структуры северо-восточной Ферганы (Макарычев, 1974).

Механизм формирования

Говоря о механизме образования различных типов покровных нарушений в первую очередь остановимся на проблеме структурного соотношения автохтона и аллохтона. Изучение выступов автохтонных комплексов различных складчатых поясов показывает, что они несут следы интенсивного горизонтального сжатия. В краевых

миогеосинклинальных зонах, где пластичность кристаллических пород фундамента была сравнительно невелика, формируется система клиньев, региональная сланцеватость, мощные зоны милонитов. Такие дислокации детально изучены в пределах автохтонных массивов Альп (Эгюй-Руж, Монблан, Аарский), а также в антиклинориях Зеленого и Голубого хребтов Аппалачей (Клоос, 1958; Corbin, Oulianoff, 1927; Kvale, 1957; Ratcliffe, 1965). Иные структуры наблюдаются в районах, где метаморфизм пород автохтона был значительным. Здесь формируются разнообразные сжатые складки. Показателен в этом смысле пример Центрального Памира. Породы автохтона дислоцированы сильнее аллохтонных, образуя систему лежащих складок течения амплитудой свыше 20 км, которые, в свою очередь, смяты в крутые изоклинальные складки амплитудой до 5–7 км при ширине от нескольких сот метров до 1–1.2 км (Руженцев, 1971б). Такая структура автохтона предполагает резкое уменьшение его первоначальной ширины, более значительное, чем в перекрывающих его толщах. Все это указывает на то, что структурное отслоение автохтона определялось более интенсивным послойным перемещением масс горных пород в его пределах по сравнению с вышележащими толщами. Дислокации, развивающиеся в последних, по существу – лишь поверхностное отражение деформаций, имевших место на глубине, а смещение аллохтона в этом случае было относительным. Следовательно, горизонтально ориентированный стресс, нормальный простиранию складчатых систем, приводит к сокращению первоначальной ширины автохтона. Реализация сжатия в зависимости от конкретных условий различна. Однако в генетическом смысле нет принципиальной разницы между зонами региональной милонитизации (Гельветские Альпы и Аппалачи) и зонами, где появляются складки (Памир, Пеннинские Альпы).

В общем сходный генезис имеют и покровы пеннинского типа, формирование которых шло в условиях мобилизации пород фундамента и их постепенного внедрения в пластичном виде в отложения чехла (Nabholz, 1953; Nappes and gneiss domes..., 1968). Причина выжимания мобилизованных кристаллических пород в отложениях чехла заключается в сокращении первоначальной ширины фундамента. Происходит как бы тектоническое перемешивание тех и других.

Принципиальное значение для понимания механизма шарьирования имеет проблема корней покровов. Уже в 20-х годах в Альпах в пределах некоторых автохтонных массивов были установлены узкие грабен-синклинали, выполненные в фациальном отношении определенными мезозойско-кайнозойскими отложениями, что позволяет сопоставить их с отложениями конкретных покровов. В пределах этих синклиналей, получивших название "корневых зон" или "альпийских линий", происходило максимальное сокращение ширины автохтона. Все сказанное справедливо и для Альп в целом. Работами многих альпийских геологов показано, что зоны Монте-Розе, Сезиа, Кановезе, Ивреа-Вербано и другие являются корнями определенных покровных элементов. В структурном отношении они представляют собой крутые клинья, сложенные интенсивно рассланцованными, катаклазированными породами. Именно здесь в условиях сильнейшего горизонтального сжатия происходило вертикальное перераспределение вещества пород.

Впоследствии аналогичные структуры были установлены в некоторых других складчатых сооружениях (Аппалачи, Бетские Кордильеры, Памир, Западные Карпаты, Турция). Так, например, близкая структурная картина наблюдается на Центральном Памире, где в качестве корневых рассматриваются зоны крутых расплющенных складок и клиньев в Ванчском и Язгулемском хребтах (Руженцев, 1971б).

Следовательно, корневые зоны – это участки, где имело место максимальное сужение первоначальной ширины автохтона, наиболее мощное перераспределение глубинных масс и, как следствие, структурное отслоение поверхностных толщ и их последующее шарьирование. В этом случае становится понятной генетическая связь корней с покровами.

Формирование корней отражает процесс неравномерности распределения сжатия на площади. По-видимому, более или менее равномерное распределение сжатия

в автохтоне приводит лишь к появлению дисгармоничных структур срыва. Необходимо площадная контрастность структур аллохтона, чтобы произошло обособление избыточных масс, необходимых для образования покровов. Пример Центрального Памира подтверждает этот вывод. Образование лежащих складок в докембрийско-палеозойских толщах привело к появлению сорванных пластин мезозойско-кайнозойских отложений (Руженцев, 1968). В последних возникает серия морфологически сложных, однако не слишком крупных дислокаций, равномерно насыщающих всю сорванную массу. Лишь позднее в связи с формированием корней обособливаются крупные покровы, сложенные мезозойско-кайнозойскими породами.

Разнообразие структуры покровов в основном зависит от способа перемещения аллохтона. На многочисленных примерах (Альпы, Динариды, Карпаты, Бетские Кордильеры, Памир, Аппалачи) показано (Белостоцкий, 1964; Руженцев, 1971б; Hantke, 1961; Egeler, Simon, 1969; Zen, 1967), что покровы-пластины по простиранию замещаются покровными складками. В тыловых частях последних расположены приподнятые участки. На Памире — это Ванчский антиклинорий, в Гельветских Альпах — массивы Эгюй-Руж и Аарский, в Северных Аппалачах — антиклинорий Зеленых гор, в Бетских Кордильерах — поднятие Сьерры-Филабрес. Там, где поднятия исчезают, складки замещаются пластинами. Такие соотношения являются решающими для понимания способа шарьирования аллохтона. Воздымание древних толщ создавало необходимый уклон, который обеспечивал скольжение покровных масс. Отжимаясь из корневых зон, аллохтон скользил по склону поднятий, образуя каскад ныряющих складок. В принципе различаются два типа подобных нарушений: со срезанным и сохранившимся подвернутыми крыльями. В первом случае движение происходило за счет скольжения тела складки и истирания подвернутого крыла, во втором — перекачивание шарьруемой массы через замок складки.

Покровы-пластины формировались в иных условиях. Их относительно простая структура скорее свидетельствует о свободном наволакивании аллохтона на поддвигающийся автохтон. Этот тип шарьирования является более общим процессом. Гравитационное движение масс представляет собой лишь вспомогательный фактор, облегчающий перемещение аллохтона.

Кроме способа шарьирования, важную роль в определении конкретной структуры аллохтона играет строение перемещаемой массы. Состав пород, вертикальные и латеральные изменения разреза аллохтона, резкость и чистота таких изменений являются факторами, в значительной мере определяющими структуру покрова. Однородность толщи, присутствие мощных горизонтов компетентных пород приводит к образованию крупных и относительно правильных в поперечнике нарушений. Вся толща деформируется более или менее конформно. Однообразие разреза мезозойско-кайнозойских отложений Центрального Памира обусловило появление морфологически простых покровных складок. Аналогичные структуры наблюдаются в Западной Швейцарии, Динаридах, Южных Аппалачах, Предуральском прогибе и некоторых других районах.

Хаотические, однообразные в своей пестроте структуры формируются при смещении однородных мощных толщ относительно пластичных отложений (например, сланцевых серий). Отсутствие рамы жестких горизонтов определяет появление массы сравнительно мелких, морфологически сложных дислокаций. Такие нарушения описаны для флишевых покровов Альп и Аппенин, оболочек пеннинских покровов, сложенных "блестящими сланцами", для Таконской массы в Аппалачах, для некоторых покровов Североамериканских Кордильер. Максимальная вещественная неоднородность аллохтона приводит к возникновению крайне сложного комплекса структур. В этом смысле показателен пример некоторых офиолитовых аллохтонов, когда в процесс шарьирования вовлекаются крупные массы серпентинизированных ультрабазитов. Появление тел пластичных пород, их вертикальное и латеральное перераспределение создают удивительное многообразие структурных форм. Примером могут служить районы с широким развитием серпентинитового меланжа (например, Сакмарская зона Южного Урала, некоторые участки Малого Кавказа, Турции и Ирана).

На основании сказанного можно сделать вывод о том, что и автохтон, и аллохтон редко остаются едиными массами, распадаясь на серию структурных элементов, каждый из которых обладает более или менее независимой внутренней структурой. В общем виде (без учета наложенных гравитационных дислокаций) каждый нижний элемент испытывает большее по сравнению с соседним верхним сжатие, что обусловлено неравномерным вертикальным распределением такого сжатия, в деформируемой толще. Интенсивнее движущиеся глубинные массы захватывают и перемещают поверхностные. В местах, где поперечная гетерогенность верхних пластин создает для этого условия, перемещаемый материал нижних горизонтов захватывает пластины верхних, "затаскивая" их под разновозрастные или более древние толщи. В общем виде так образуется большинство покровов на любом глубинном уровне.

Модель послыбно и дисгармонично дислоцированной коры в целом удовлетворительно объясняет реально наблюдаемую во многих линейных складчатых поясах картину. На отечественном примере она была обоснована автором (Руженцев, 1971б) для Центрального Памира. Оказалось, что на отдельные структурные элементы здесь расчленены не только аллохтон: Акбайтальский-Ванчский ($E-P$), Тузбельский ($T-K_1$) и Чабарангский (K_2-P) покровы, но также автохтон, где выделяются собственно автохтон ($PE-P_2$) и две параавтохтонные пластины: нижняя (C_3-J) и верхняя (K_2-P). Ранее отмечалось (стр. 21), что в пределах автохтона развиты гигантские лежащие складки и зоны крутых складок также очень значительной амплитуды, что предполагает значительное сокращение первоначальной ширины автохтона. Наоборот, структура нижнего параавтохтонного элемента здесь проще, а размеры складок гораздо меньше. Отложения же верхнего параавтохтонного элемента практически не дислоцированы.

Шарьяжи и "новая глобальная тектоника"

В последние годы в связи с появлением представлений о "спрединге океанического дна" и "тектонике плит" покровная структура складчатых областей вновь привлекла к себе пристальное внимание геологов. В многочисленных публикациях, посвященных этому вопросу, формирование структуры некоторых складчатых областей рассматривается в плане взаимодействия литосферных плит. Естественно, что без учета особенностей и размеров перекрытия отдельных их частей трудно или просто невозможно понять региональную структуру складчатых сооружений, а следовательно, и восстановить специфику их тектонического развития. Анализ движения крупных блоков коры показывает, что на ранних этапах развития происходит растяжение континентальных плит с образованием "протоокеанов" (эвгеосинклиналей, — в понимании М. Кэя). В дальнейшем идет более или менее быстрое перерождение последних в складчатые области с корой континентального типа, обусловленное различно реализуемым процессом горизонтального сжатия. Впервые для фанерозойских сооружений эта схема была обоснована в Северных Аппалачах в работах Дж. Дьюи и Дж. Берда. Позднее аналогичный подход был применен для других районов Аппалачско-Каледонского орогена (Dewey, 1971, 1974; Mitchell, Reading, 1971; Hatcher, 1972; Gale, Roberts, 1973), Североамериканских Кордильер (Монгер и др., 1974; Блэйк, Джонс, 1974; Maxwell, 1974; Churkin, 1974), Урала (Новые аспекты тектоники Урала, 1974; Руженцев, 1974) и Альпийского пояса (Пейве, 1967, 1969; Книппер, 1975; Dercourt, 1970; Vocaletti, Guazzone, 1974; Stonley, 1974).

Современные геотектонические представления ассимилировали теорию шарьяжей, увязав ее с гипотезой подвижных литосферных плит. Предполагается, что закрытие "протоокеанов", как правило, сопровождается образованием гигантских по амплитуде (для Альп, например, свыше 400 км) и протяженности покровных пакетов, в которых совмещены "обрывки" океанических, островодужных и континентальных комплексов. Сочетание этих комплексов в разрезе может быть весьма разнообразным (Dewey, Bird, 1971). Однако наиболее часто наблю-

даются соотношения, когда "океанические" (эвгеосинклинальные) толщи залегают на континентальных (миогеосинклинальных или платформенных). Такие структуры установлены на Урале (Структурное положение гипербазитов..., 1971; Руженцев, 1971а; Новые аспекты тектоники Урала, 1974), в Тянь-Шане (Буртман, 1973; Макарьчев, 1974), Аппалачах (Rodgers, Neale, 1963; Cumming, 1967; Tuke, Baird, 1967; Bird, Dewey, 1970; Stevense, 1970), Скандинавии (Strand, Kulling, 1972), в Неваде (Paleozoic rocks..., 1958; Kay, 1966; Churkin, Mc Kee, 1974; Maxwell, 1974), во многих складчатых системах Альпийской области, в некоторых районах западной части Тихоокеанского кольца и Индонезии (Kündig, 1956; Avias, 1967; Davies, 1971; Davies Smith, 1971; Brother, 1974).

Одним из основных положений "новой глобальной тектоники плит" является представление о том, что растяжение в пределах срединно-океанических хребтов компенсируется погружением внешних краев океанических плит под континенты. Многие исследователи сейчас считают, что эта модель, базирующаяся на данных геофизики, удовлетворительно объясняет картину, наблюдаемую для западной части Тихоокеанского кольца. Естественно, что она предполагает по крайней мере относительное надвигание континентов на океаны. Сравнение структурных соотношений океанических и континентальных масс прошлого и настоящего показывает определенное несоответствие наблюдаемой в обоих случаях картины. В линейных складчатых областях фанерозоя эвгеосинклинальные комплексы шарьированы на платформенные. Происходит не пододвигание океанических плит под континентальные, а наоборот. Указанный механизм может быть проиллюстрирован на целом ряде примеров. Так, анализ структуры зоны стыка мио- и эвгеосинклинальных комплексов в Аппалачах, на Южном Урале, в Гельветских и Пеннинских Альпах показывает (Роджерс, 1968; Руженцев, 1971б, 1974), что развитые здесь покровно-складчатые нарушения образуют поверхностное выражение процессов перемещения глубинных масс. Увеличение напряженности дислокаций по направлению к осевым частям складчатых областей, присутствие сжатых корневых зон, невозможность часто привлечь для объяснения шарьирования механизм гравитационного сползания, погружение плоскостей сместителей под наиболее древние комплексы — все это заставляет признать активное пододвигание платформенных (включая миогеосинклинали) блоков под эвгеосинклинальные серии. Важно отметить, что этот процесс идет уже тогда, когда в центральных частях эвгеосинклиналей еще господствуют условия растяжения (Палеозойды Евразии..., 1972). Этот факт имеет принципиальное значение, так как позволяет предположить, что перерождение "протоокеанов" в складчатые зоны происходит не вследствие постепенной закономерной эволюции самой океанической структуры, а в значительной степени связано с процессами, происходившими вне ее. На это положение недавно обратил внимание В.Е. Хаин (1972), считающий, что превращение геосинклинали в складчатое сооружение связано не столько с ее "созреванием", сколько с изменением динамической обстановки в пределах всей окружающей литосферы, т.е. со сменой растяжения сжатием.

Итак, для современных океанов предполагается погружение океанических плит под континентальные вдоль зон Беньоффа. Этот процесс и возникающие в результате него соотношения получили название субдуктивных. Для "протоокеанов" наблюдается обратная картина. Для объяснения этого противоречия привлекались различные модели. Однако наибольшее распространение получили построения Р. Колемана (1974), предложившего в качестве объяснения механизм дополнительного срыва офиолитовых пластин над субдуктивной зоной и их надвигания на край континента. Последний рассматривается как своеобразный клин, расщепляющий океаническую плиту на нижнюю пододвигающуюся и верхнюю надвигающуюся части. Этот процесс получил название обдуктивного. Нетрудно заметить, что ведущим здесь предполагается пододвигание океанической плиты, а надвиги офиолитов — только как побочное явление. С нашей точки зрения, субдукция и обдукция по своему смыслу — явления равнозначные и в механическом смысле однотипные (Руженцев, 1974). Применительно к определенному геосинкли-

нальному поясу первый соответствует периоду преимущественного растяжения, второй — сжатия. Более того, обдукция как следствие субдукции вообще маловероятна, так как активное надвигание тонких (10–15 км), часто слабо дислоцированных пластин на десятки километров вряд ли возможно.

Рассмотренная схема движения крупных блоков литосферы ставит вопрос о компенсации растяжения сжатием, и наоборот. Большие амплитуды покровных структур, суммарный размер которых, например, в Альпах, оценивается в сотни километров, естественно поднимает проблему синхронных раздвигов. Раскрытие одного "протоокеана", по-видимому, должно сопровождаться сужением другого. В этом смысле взаимообусловленное развитие одинаково ориентированных "протоокеанических" структур кажется вполне вероятным. Синхронное развитие Урала и Аппалач подтверждает это положение (Пейве, 1973; Руженцев, 1974), хотя, конечно, намечаются и существенные отклонения от такой синхронности, что, возможно, связано с движениями в пределах других "протоокеанов" (например, Кордильерского). Во всяком случае, чтобы уверенно говорить о синхронном (взаимообусловленном) развитии геосинклинальных областей на том или ином этапе, необходимы данные по глобальной корреляции тектонических движений в их пределах. По крайней мере сейчас такие данные отсутствуют и представления о синхронном развитии "протоокеанов" могут рассматриваться лишь как сугубо предварительные.

Анализ развития покровных структур линейных складчатых областей показывает, что шарьирование — процесс длительный. Иногда он охватывает период времени, соответствующий переходной и отчасти континентальной стадиям в понимании А.В. Пейве (1969; Палеозоида Евразии..., 1972). Так, например, на Южном Урале начало горизонтального сжатия в пределах эвгеосинклинальной зоны фиксируется появлением олистостромового комплекса верхнего силура—нижнего девона. В настоящее время почти общепринятыми являются представления о тесной генетической связи олистостромом с периодами тектонического скупивания. Более того, олистострома часто рассматривается как продукт размыва фронта движущегося покрова. В эйфеле тектонические покровы оформились здесь уже в виде системы крупных пластин ордовикских и силурийских пород, перекрывших девонскую олистострому. По-видимому, в это время под эвгеосинклинальный комплекс был пододвинут блок с корой континентального типа.

В позднем эйфеле—раннем живете сформировавшийся ранее покровный пакет был сдвоен, вследствие чего местами верхнеэйфельские щелочные лавы были тектонически перекрыты раннепалеозойскими отложениями. Следующий, третий, этап шарьирования имел место в среднем карбоне. Эвгеосинклинальные толщи были надвинуты в пределы восточного края Восточно-Европейской платформы, образовав краевые офиолитовые аллохтоны (Сакмарский, Кракинский, Нязепетровский). В позднем палеозое формируются сравнительно небольшие покровные нарушения Предуральского краевого прогиба.

Такая же сложная и длительная история покровообразования установлена и в некоторых других складчатых областях. В Аппалачах, например, первые подвижки, которые привели к образованию сравнительно небольших покровных складок, происходили в позднем кембрии в пограничных зонах Протоатлантики и прилегающих континентальных блоков. Крупные покровы возникли в среднем ордовике (таконские деформации) и в среднем девоне (акадские деформации). В позднем палеозое образовалась система покровов миегеосинклинальной зоны и Предаппалачского краевого прогиба.

Пододвигание континентальных блоков под "протоокеанические" комплексы в конечном счете определяет стадийность развития "протоокеанов" (по крайней мере тех, из которых в дальнейшем возникают линейные складчатые пояса). Реализация этого процесса идет различными путями. В случае, когда в краевых частях "протоокеанов" происходит достаточно быстрое структурное внедрение (пододвигание) сиалических блоков, под офиолитовыми сериями появляется "гранито-гнейсовый" слой. Эвгеосинклинальное развитие на этом заканчивается, а аллохтонные офиолитовые комплексы в дальнейшем деформируются, совместно с краем плат-

формы. Переходная стадия здесь может быть резко редуцирована или отсутствовать вообще, а формации океанической стадии по вертикали будут сменяться континентальными. Примером могут служить эвгеосинклинальные серии Большого Северного полуострова Ньюфаундленда, Невады, Пеннинской зоны Альп.

В центральных частях эвгеосинклиналей горизонтальное сжатие реализуется в виде постепенного скучивания океанических масс. Это находит выражение в появлении частных поднятий. Перерождение океанической коры в кору переходного типа происходит постепенно, вследствие общего утолщения и некоторого разуплотнения "базальтового" слоя, а также локального появления гранитоидов. Соответственно происходит постепенная и неравномерная смена спилит-диабазовых и контрастных вулканогенных серий непрерывными. Процесс пододвигания континентальных масс под эвгеосинклинальные здесь также имеет место, хотя по времени он несколько запаздывает. Становление континентальной коры осуществляется как бы в два приема: сначала постепенное превращение океанической коры в кору переходного типа с ее отдельными изолированными телами гранитов, затем пододвигание континентальных блоков. Отмеченная последовательность может быть проиллюстрирована на примере Урала (Палеозоиды Евразии..., 1972; Новые аспекты тектоники Урала, 197+), Центрального Подвижного пояса Ньюфаундленда (Horne, 1970; Williams a.o., 1973) и Канадских Кордильер (Монгер и др., 1974; Petö, 1974).

* * *

На основании сказанного можно сделать вывод о том, что основная масса крупных покровов формируется в результате активного перемещения глубинных и пассивного наволакивания поверхностных масс. Применительно к линейным складчатым областям фанерозоя это положение имеет принципиальное значение, так как дает возможность объяснить формирование их структуры в связи с движением континентальных и океанических литосферных плит. Активное внедрение (главным образом, пододвигание) аллохтонных сиалических масс в пределы "протоокеанов" в значительной степени определяет специфику тектонического развития последних, которое выражается в более или менее быстром перерождении их в складчатые сооружения с корой континентального типа.

ПОКРОВЫ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ ЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕРАБОТКИ ПОРОД

Независимо от механизма формирования покровов (преобладает ли здесь глубинное течение вещества или происходит взаимодействие жестких литосферных плит) перемещение горных масс на десятки и первые сотни километров заметно влияет как на структуру, так и на состав отложений. Как в случае подвижек по вертикальным разломам, массы горных пород, слагающие тектонические покровы, подвержены действию тектонических напряжений и претерпевают в процессе перемещения те или иные вещественные или структурные изменения (складчатость, дробление, брекчирование, рассланцевание и пр.). Установлено также, что в районах, где происходят крупные горизонтальные перемещения блоков земной коры, изменяется не только морфология (размер, глубина, форма) бассейнов осадконакопления, но и характер самих осадков. Однако в каждом конкретном случае стиль тектонической эволюции бассейнов и тектонической переработки пород в теле покровов различен. При этом многие, первоначально обширные бассейны оказываются превращенными в результате процессов сжатия в узкие линейные зоны, вытянутые на расстояние многих сотен километров и имеющие сложную внутреннюю тектоническую структуру. Эти зоны с различным вещественным выполнением и различной тектонической структурой имеют тем не



Р и с. 4. Схема распространения верхнеэоценового дикого флиша (заливка), описанного в работе, в пределах Альпийской складчатой области (показана точками)

менее ряд общих черт, из которых главные: значительная протяженность (многие сотни километров) при небольшой (до нескольких десятков километров) ширине, чрезвычайно сложная тектоническая переработка слагающих эти зоны пород и происхождение зон в результате действия горизонтального сжатия. Обратимся к примерам Альпийской и Зеравшано-Гиссарской складчатых областей.

Во многих районах Альпийской складчатой области (Кавказ, Альпы, Иран и др.) распространен комплекс отложений верхнего эоцена, известный в геологической литературе под названием "дикий флиш"¹ (рис. 4). Строение этого комплекса неоднократно рассматривалось (Леонов, 1972, 1975; Лукьянов и др., 1975), поэтому я остановлюсь на описании только тех черт строения, которые позволяют сделать выводы о его генетической сущности. На Кавказе, в Альпах и на территории Иранского Белуджистана дикий флиш занимает одинаковую тектоническую позицию на границе молассовых зон и более внутренних тектонических элементов, формируя линейно вытянутые узкие пояса, ограниченные крупными надвигами.

На территории Кавказского перешейка дикий флиш распространен в узкой полосе на границе флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. Полоса выходов верхнеэоценового флиша вытянута в общекавказском направлении более чем на 200 км при максимальной ширине 5–7 км. С севера она ограничена поверхностью надвига, по которому перекрыта отложениями мел-палеогенового флиша, на юге, в свою очередь, образования дикого флиша надвинуты на молассовую зону Закавказского срединного массива. Толщи пород дикого флиша представляют собой наиболее верхний член разреза флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа.

Дикий флиш Швейцарских Альп приурочен к Ультрагельветским покровам, он образует наиболее верхние горизонты ультрагельветского флиша и протягивается с запада на восток вдоль внешнего края Альп более чем на 250 км от Женевского озера до Австрийских Альп, занимая промежуточное положение между молассовой зоной на севере и более южными тектоническими элементами Альп. Толщи дикого флиша находятся в аллохтонном залегании и перекрывают автохтонные образования мезозоя – палеогена и альпийской молассы. С юга они перекрыты гельветскими покровами и покровом клипсов, входящим в систему покровов Срединных Предальп.

Дикий флиш на территории Иранского Белуджистана обнажен в узкой полосе в области юго-восточного окончания зоны Загроса. Флиш надвинут к юго-западу на молассовую зону и сам тектонически перекрыт с северо-востока меланжем и образованиями краевой части Центрально-Иранского массива.

¹ В этом разделе не дано литературных ссылок, так как их объем был бы равен объему раздела. Полный список литературы по дикому флишу Альпийской области содержится в работе М.Г. Леонова (1975).

Дикий флиш имеет гетерогенное строение: среди основной массы, состоящей из характерных для флиша тонкозернистых песчано-глинистых, реже карбонатных пород с градиционной слоистостью, появляются включения хаотически нагроможденного грубообломочного материала. Включения представлены линзами, пластами и горизонтами олистостромовых образований — глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий, подчиненно конгломератов, состоящих из обломков пород более древних, чем вмещающая их масса. Эти же древние породы встречаются среди флишевой массы и в виде отдельных, беспорядочно разбросанных обломков, глыб и крупных пластин (олистолитов). Брекчии характеризуются плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала и свальным обликом. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до десятков метров в поперечнике. Отдельные же пакеты достигают многих километров (иногда до 10 км и более) в длину и в этих случаях могут быть отнесены к категории тектонических покровов. Мощность горизонтов глыбовых брекчий достигает иногда нескольких сотен метров, протяженность — десятков километров. Контакты брекчий с подстилающими и перекрывающими породами флиша резкие, без предварительного укрупнения обломочного материала в подстилающем слое. Брекчии срезают пласты нижележащих пород, обрывки которых попадают в брекчии. Интересна внутренняя структура крупных олистолитов (покровов), которые обычно утоняются к краям и постепенно сходят на нет. Внутри них наблюдается брекчированность, катаклиз. Раздробленные породы постепенно переходят в тектоническую брекчию, которая в этих же направлениях начинает приобретать черты осадочной, а затем без видимой границы сменяется настоящей осадочной брекчией из обломков пород пластины. Осадочные брекчии окружают пластины наподобие шлейфа и продолжают внутрь флишевой толщи. При этом литолого-петрографический состав пород обломков в брекчиях полностью соответствует составу разрушаемых пластин. Но состав грубообломочного материала в диком флише соответствует не только составу пород, слагающих покровные пластины, находящиеся внутри толщ флиша, но и тектонических покровов, которые перекрывают флиш. Отложения, формирующие отдельные пластины, заключенные во флише, также идентичны образованиям, которые слагают эти покровы. Соответствие литолого-петрографического и возрастного состава пород в брекчиях и отдельных олистолитах таковым тектонических покровов, перекрывающих дикий флиш, свидетельствует об образовании олистостромовых толщ за счет их (покровов) разрушения.

Образование толщ дикого флиша за счет разрушения фронтальных частей (Леонов, 1970) продвигающихся во флишевое море покровов признается в настоящее время большинством геологов — специалистов по дикому флишу и подтверждается своеобразными условиями осадконакопления, идентичностью литолого-петрографического и возрастного составов обломков пород в толщах олистостромов и отдельных олистолитах, составом тектонических покровов как находящихся внутри толщ дикого флиша, так и перекрывающих эту характерную группу отложений и их непосредственной пространственно-временной связью, совпадением времени образования дикого флиша с временем проявления тектонических движений, приводящих к образованию шарьяжей и складчатости (верхнеэоценовый дикий флиш образовался одновременно с проявлением тектонических движений пиренейской или ультрагельветской для Альп фазы), интенсивной тектонической переработкой пород комплекса.

Разрушению подвергаются и фронтальные части крупных покровных масс и более мелкие тектонические чешуи и покровы, которые, оторвавшись от "материнского" массива, сползли в бассейн флишевой седиментации. О дроблении мелких пластин уже говорилось. Разрушение крупных массивов, как явствует из их внутренней структуры (Леонов, 1974, 1975) и строения дикого флиша, происходило практически так же, как и более мелких. Активное движение вызывало вначале раздробление тела двигающегося покрова на достаточно крупные чешуи, блоки и линзы, которые, смещаясь дифференциально одна относительно другой, в свою очередь, начинали дробиться на более мелкие составные части, вплоть до полного раздробления. В ряде случаев существовал не один еди-

ный покров, а система тектонических чешуй и покровов. Тогда основные подвижки локализовались на границах этих "частных" покровов.

Особенно сильное дробление наблюдается в краевых частях на границе соседних пластин и чешуй, которые все вместе пока еще составляют достаточно единую массу. На границах чешуй возникает сначала трещиноватость, затем брекчированность. В процессе проскальзывания пластин одна относительно другой обломки поворачиваются, дробятся, перетираются, на них появляются со всех сторон зеркала скольжения. Обломки в карбонатных брекчиях приобретают зачастую округлую форму — тектонически окатываются. В зоне выхода фронта покрова или системы покровов на поверхность земли или морского дна в результате действия процессов подводного или субаэрального выветривания дезинтеграция ускоряется. Тектонические брекчии, мощность которых может достигать весьма значительных величин, зажатые между чешуями, получают возможность "высыпаться" на дно бассейна седиментации и вместе с обвальными брекчиями, которые образуются за счет разрушения фронтального уступа и возникновение которых в значительной степени обусловлено тектоническим дроблением, перемещаются в виде оползневых масс вниз по склону до места своего отложения и захоронения. Отдельные пластины, выведенные на поверхность после отрыва от "материнского" массива, также получают возможность свободного скольжения. При движении, как уже говорилось, они подвергаются дроблению (особенно подошвенная и боковые части), брекчированию и дают новые шлейфы глыбовых брекчий. В "головной" же части покрова в результате горизонтального движения идет "подставление" фронтального уступа, обрушение которого дает новые порции грубообломочного материала (Леонов, 1972).

Анализ фаций, мощностей и строения дикого флиша и синхронных ему образований (Леонов, 1975) приводит к выводу о существовании в описываемых районах в позднем эоцене обширных морских бассейнов с пелагической седиментацией. Основная мергелисто-глинистая масса отлагалась на значительных глубинах и в удалении от берега, во всяком случае, за пределами шельфа. В эти водоемы периодически поступали массы грубообломочного материала, образованные в результате разрушения бортового уступа (подводного или надводного), сформированного тектоническими покровами.

Существование крутого уступа подтверждается следами скольжения и оползания обломков, непосредственным соприкосновением мелководных и глубоко-водных фаций, отсутствием сортировки материала и коротким перемещением его в зоне мелководья, о чем свидетельствует отсутствие окатанности обломков. Незначительное развитие конгломератов в сравнении с брекчиями говорит о том, что участки размываемой суши были незначительны, шельф узкий и что обрушение шло главным образом в подводных условиях.

На Кавказе подвергался разрушению крутой уступ на границе флишевого бассейна и северной части Закавказского срединного массива, который в верхнем эоцене представлял собой область мелководного осадконакопления со слабо дифференцированным рельефом. В Альпах толщи дикого флиша образовались за счет разрушения уступа, сформированного покровом клиппов, который в настоящее время перекрывает дикий флиш, входя в систему покровов Срединных Предальп. Отложения последних являются сорванной осадочной оболочкой относительно приподнятой Бриансонской и Суббриансонской зон. В Белуджистане уступ существовал вдоль южного края Центрально-Иранского массива, который подвергался надвиганию и раздроблению.

Интенсивному раздроблению уступа способствовало существование в поздне-эоценовое время условий горизонтального сжатия (Пиренейская, Ультрагельветская фазы). Оно привело к образованию тектонических покровов, возникновению за счет их разрушения толщ дикого флиша, интенсивной тектонической переработке осадков и замыканию бассейнов флишевой седиментации. В результате последующих тектонических движений толщи флиша были еще более дислоцированы, частично или полностью выжаты из своих седиментационных ванн, надвинуты

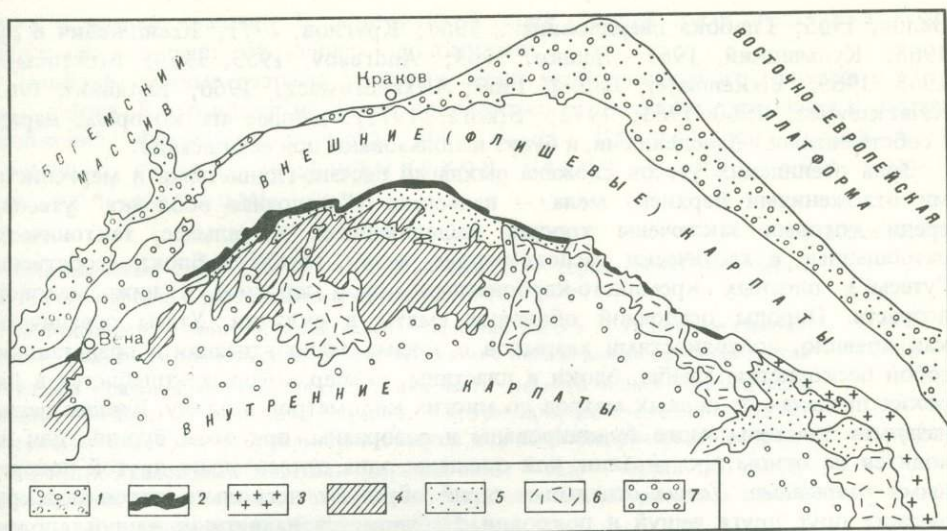


Рис. 5. Схема расположения основных тектонических элементов северной части Карпатского горного сооружения

1 — краевой прогиб; 2 — пъенинский утесовый пояс; 3 — Мармарошский массив; 4 — допалеогеновый фундамент; 5 — палеогеновый флиш; 6 — неогеновые вулканиты; 7 — неоген-четвертичные молассы

на образования иных структурно-фациальных зон и превращены в узкие, линейно вытянутые пояса с чрезвычайно сложной внутренней структурой.

Внутренняя структура отложений дикого флиша, которая свидетельствует о его интенсивной тектонической переработке, очень сложна и характеризуется большим числом надвигов, поверхности которых разделяют многочисленные тектонические чешуи и клинья, интенсивной складчатостью, расщепленностью основной массы, огромным числом зеркал скольжения, разлинзованием и будинированием пластов компетентных пород, которые растащены, раздроблены, искривлены, брекчированием отдельных горизонтов и зон. Во многих местах комплекс пород дикого флиша превращен в тектоническую брекчию. В этих поясах, иногда полностью аллохтонных, наблюдается гигантское тектоническое скупивание отложений, которое еще более усугубило хаотическое строение осадка.

Таким образом, накопление толщ дикого флиша связано с тектоническим дроблением и последующей дезинтеграцией тектонических покровов, в основном их лобовой части. Это дробление вызвано движением самих покровов в условиях горизонтального сжатия и происходило одновременно с осадконакоплением. Для образования толщ дикого флиша необходим морфологически выраженный уступ (имеющий тектоническую природу) на границе зон дезинтеграции и отложения осадков. Образование толщ дикого флиша происходит одновременно со сжатием бассейна, и вследствие этого они перекрываются надвигающимися на флишевое море покровами и тектонически перерабатываются. В дальнейшем образования дикого флиша в результате продолжающихся движений горизонтального сжатия выжимаются из седиментационных ванн и, зажатые в надвигах, формируют линейные зоны со сложной внутренней структурой.

В Карпатском горном сооружении известен пояс пъенинских утесов (рис. 5), вытянутый в общекарпатском направлении почти на 900 км от окрестностей Вены на западе до Мармарошского массива на востоке при ширине 2–5 км, в отдельных местах до 20 км. Пояс ограничен крупными разломами, которые отделяют его на юге от области Внутренних Карпат, а на севере — от флишевых отложений Внешних Карпат.

Сведения по геологии зоны пъенинских утесов содержатся в многочисленных работах (Андрусов, 1967; Биркенмайер, 1956, 1963; Богданов и др., 1958;

Вялов, 1965; Глибока свердловина..., 1963; Круглов, 1971; Ксеншкевич и др., 1968; Кульчицкий, 1967; Лешко, 1963; Andrusov, 1953, 1974; Birkenmajer, 1963, 1965; Birkenmajer, Lefeld, 1969; Alexandrowicz, 1966; Kotański, 1963; Ksiazkiewicz, 1960–1963, 1972; Sikora, 1971), данные из которых, наряду с собственными наблюдениями, и будут использованы при ее описании.

Зона пьенинских утесов сложена рыхлыми песчано-глинистыми и мергелистыми отложениями верхнего мела — палеогена ("осадочная оболочка" утесов), среди которых заключены хорошо выделяющиеся в рельефе, тектонически разобщенные и хаотически расположенные чешуи, глыбы и блоки (собственно "утесы") плотных кремнисто-карбонатных пород юрского и нижнемелового возраста. Породы осадочной оболочки смяты в складки. Утесы ограничены, как правило, поверхностями разрывов с зонами милонитизации и представляют собой бескорневые глыбы, блоки и пластины, размер которых колеблется в широких пределах от первых метров до многих километров в длину. Единые первоначально пластины часто будинированы и разорваны, при этом будины или находятся на одном простирании, или смещены одна относительно другой поперечными разрывами. Утесы отдельных серий образуют несколько рядов перекрывающих друг друга чешуй и покровов. Наблюдается надвигание чешуй, сложенных породами одной серии, на отложения иных серий. В частности, пьенинская и промежуточные серии надвинуты на чорштынскую, которая обнажается в этих случаях в тектонических окнах и полуокнах. Покровные пластины также смяты в складки. Тектоническое строение осложняется дифференциальным проскальзыванием блоков пород различной компетентности относительно друг друга. Отдельные пластины и блоки юрских и меловых известняков как бы "плавают" в более пластичных толщах пород. При этом вмещающая эти блоки основная масса оказывается часто вся рассланцована и покрыта на плоскостях сланцеватости многочисленными зеркалами скольжения. Все породы за редким исключением залегают круто, часто вертикально. При приближении к границам пояса наблюдается их разваливание в стороны от его центра с образованием веерной структуры. Внутренняя структура свидетельствует об интенсивном тектоническом скупивании осадочных образований.

Однако в расположении утесов и их "осадочной оболочки" устанавливается определенный порядок, выраженный в их приуроченности к соответствующим частям пояса и их соотношении друг с другом.

На основании особенностей строения разрезов отложений, слагающих утесы, выделено несколько "утесовых серий", соответствующих определенной области бассейна седиментации. Четко можно различить три группы серий, между которыми имеются существенные различия в составе и строении слагающих их отложений. При этом некоторые серии прослежены практически на всем протяжении пояса. На территории Польши в пределах зоны пьенинских утесов выделены следующие утесовые серии (с севера на юг): чорштынская, чертезицкая, недзицкая, браниская, пьенинская и халиговецкая (последняя уже на территории Чехословакии). Однако различия между некоторыми сериями столь незначительны, что лучше выделять, как это и делают многие геологи, три группы серий: чорштынскую, переходную, собственно пьенинскую и халиговецкую (клапскую). Утесы чорштынской серии преобладают в северных частях пояса, пьенинской — в центральных и южных. Халиговецкая серия известна только в утесах, расположенных вдоль самого южного ограничения пояса. Южнее области развития трех перечисленных серий, на территории Чехословакии, известны отложения манинской серии, которые имеют уже явные признаки принадлежности их к области Внутренних Карпат (верховая серия Высоких Татр).

На территории Польши наиболее древние слои "утесовых" серий представлены средним лейасом, однако на территории Чехословакии имеются и более древние образования триаса — нижнего лейаса. Для чорштынской серии — это доломиты ладинского (?) возраста и ладинско-карнийские известняки с кораллами. Разрез пьенинской серии начинается верхним триасом в фации гипсоносного кейпера, выше залегает рэт в швабской фации и нижний лейас — в грестонской (извест-

няки и темные сланцы). В халиговецкой серии средний триас представлен доломитовыми известняками, кейпер — доломитами.

Наиболее полные разрезы утесовых серий можно проследить, начиная с верхнего лейаса. В это время начинают проявляться существенные различия в составе отложений, формирующих утесы (рис. 6, 7). Разрез чорштынской группы серий (чорштынской серии в широком смысле: юра — неоком).

	Мощность, м
Опалинусовые слои (домер — средний аален) — серые, голубовато-серые пятнистые мергели и мергелистые известняки	—
Мурчисониевые слои (верхний аален — средний байос) — глинистые сланцы, черные, голубые и зеленовато-мергелистые глины с конкрециями сферосидеритов	10—30
Белый криноидный известняк (верхняя часть среднего байоса—нижняя часть верхнего байоса) — неслоистые средне- и крупнокристаллические известняки с зернами кварца и обломочками известняков и доломитов триасового возраста	100—150
Красный криноидный известняк (верхний байос — бат) — мелко- или среднекристаллические известняки с зернами кварца и обломками триасовых известняков и доломитов, содержит брахиоподовую фауну	2—18

Верхняя поверхность красных криноидных известняков покрыта гематитовыми и лимонитовыми корочками, образование которых связано с замедлением темпов осадконакопления и растворением карбонатных осадков в результате восходящих движений на границе батского и келловейского веков. В ряде мест красные известняки вследствие размыва отсутствуют.

	Мощность, м
Чорштынский комковатый известняк (келловей-кимеридж) — темно- и светло-красные неяснослоистые комковатые известняки с брекчиевидной структурой, желваки сцементированы карбонатно-гематитовым цементом, местами наблюдаются массовые скопления аммонитов	6—15

Чорштынский известняк залегает или на "красном" или прямо на "белом криноидном известняке"; в последнем случае он подстилается осадочными брекчиями из обломков пород нижележащего слоя. Комковатые известняки отлагались не повсеместно: хиатус существовал, вероятно, не только в келловейское, но и в оксфордское время.

	Мощность, м
Дурштынский известняк (титон) — красные кальционелловые и криноидные известняки, ракушняки, подчиненно детритовые известняки, слоистые и неслоистые	
Лысанский известняк (верхний титон — берриас) — брахиоподовые, криноидно-брахиоподовые, детритовые и псевдодетритовые красные известняки	—
Списский известняк (берриас — валанжин) — криноидные темно-красные слоистые или сланцеватые известняки с аптихами	—
Мощность отложений титона-неокома порядка	30

Выделенные типы известняков титона — неокома распространены не повсеместно. Во многих местах отмечаются перерывы в осадконакоплении, которые охватывают на разных участках различные временные интервалы титона — неокома или даже весь неоком. На северной окраине области накопления чорштынской серии отложения верхнего неокома отсутствуют.

Отложения чорштынской серии образовались хотя и в пределах открытого морского бассейна, но на относительно мелководье (на подводной отмели и ее склонах). Об этом свидетельствуют большое число седиментационных перерывов и горизонтов хардграунда, состав осадков (ракушняки, детритусовые, обломочные и комковатые¹ известняки), примесь терригенного материала в карбо-

¹ "Комковатый известняк" относится к отложениям фации "аммонитико rosso", широко распространенной в пределах Альпийской геосинклинальной области. Образование известняков этой фации приурочено к подводным отмелям и их склонам.

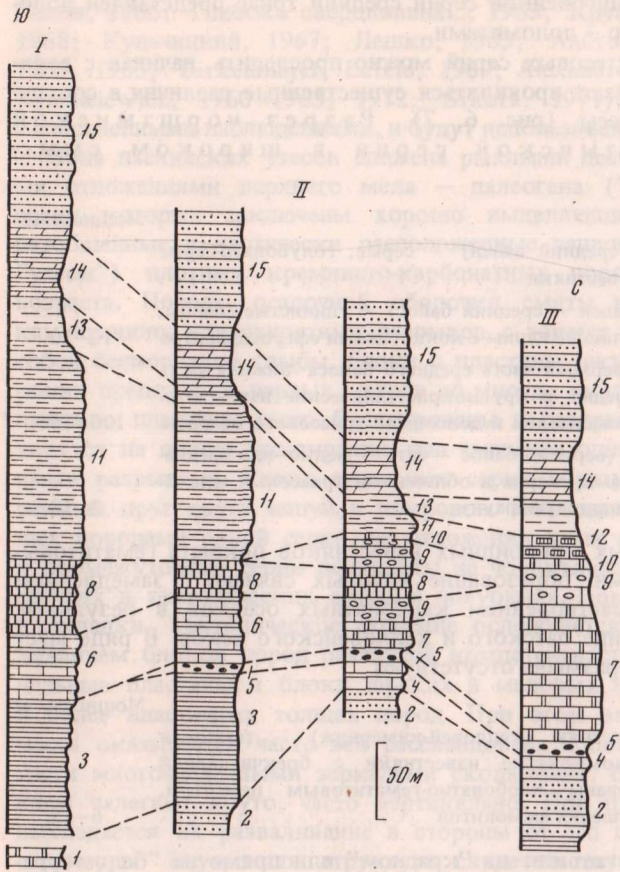


Рис. 6. Стратиграфические разрезы "утесовых" серий, по К. Биркенмайеру (1963) и М. Ксеншкевичу (1968)

Серии: I — пьенинская, II — промежуточные, III — горштынская. Арабскими цифрами показаны слои разреза. Лейас: 1 — известняки пятнистые. Аален: 2 — флиш, 3 — посидониевые слои, сланцы, 4 — известняки и мергели, 5 — сланцы со сферосидеритами. Доггер: 6 — известняки и мергели, 7 — криноидные известняки, 9 — желваковые известняки. Мальм: 8 — радиоляриты. Титон-неоком: 10 — известняки с кальционеллами, 11 — известняки с прослоями кремней и с аптихами, 12 — криноидные известняки. Альб: 13 — песчаные мергели. Сенмантурон-коньяк: 14 — зеленые и красные мергели. Коньяк-сантон: 15 — флиш

натных породах, перемыв и переотложение более древних горизонтов в более молодые осадки, присутствие мелководной бентосной фауны.

Разрез пьенинской серии (юра-неоком). Отложения этой серии слагают утесы, расположенные, как правило, южнее чорштынских, или тектонически перекрывают последние. На территории Польши наиболее низкие горизонты пьенинской серии представлены отложениями плинсбаха — кремнистыми известняками и мергелями. Выше залегают:

Мощность, м

Посидониевые слои (домер — аален — байос?) — серые и черные мергелистые сланцы и сланцеватые известняки с бедной аммонитовой фауной 100

Надпосидониевые слои (байос — бат) — грубо- или среднеслоистые голубоватые или коричневатые пятнистые мергели и мергелистые известняки, в верхней части окремненные 50

Радиоляриты (келловей — кимеридж) — в нижней части марганцовые радиоляриты красного цвета, тонкослоистые, с пропластками аргиллитов (мощность 20 м); выше залегают зеленые радиоляриты, кремнистые известняки и мергелистые сланцы (мощность 40 м); венчают разрез красные радиоляриты, кремнистые известняки и мергелистые сланцы (5 м)

Известняки с кремнями (титон — неоком) — толстослоистые белые и сероватые пелитоморфные известняки с прослойками и линзочками кремней; в отложениях встречено большое количество аптихов, радиолярий, аммонитовая фауна очень бедна 200

Юрско-неокомские осадки пьенинской серии отлагались в открытом и глубоководном бассейне с непрерывной седиментацией в условиях некомпенсированного прогибания, на что указывают незначительные мощности осадков, образование пелагических мергелей, известняков и радиоляритов, отсутствие примеси эластического материала и мелководной фауны. Аммониты встречаются редко, но появляется большое количество аптихов и радиолярий, которые не подвержены растворению на больших глубинах.

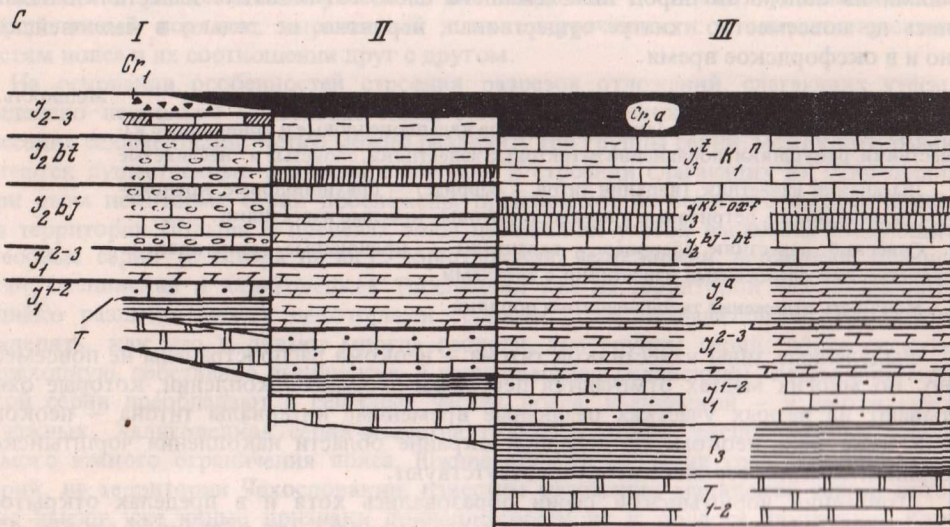
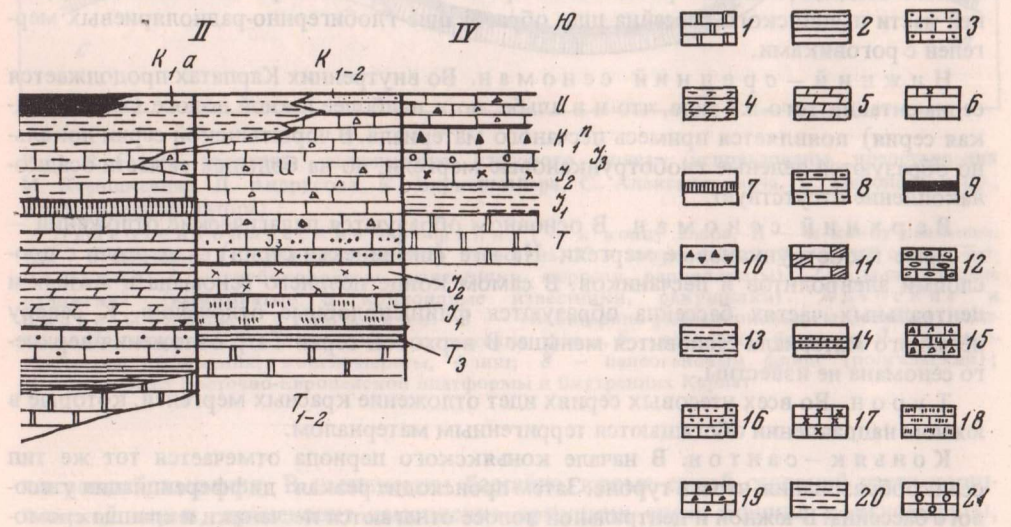


Рис. 7. Палинстастический профиль "утесовых" серий пьенинского утесового пояса (по Scheibnez, 1969, несколько упрощено)

I — северный борт (чорштынская серия); II — переходная область; III — Центральный (пьенинский) бассейн; IV — южный борт (халиговецкая серия). 1 — нижний-средний триас, карбонатные фации; 2 — рэт, карнийский и норийский ярусы, карпатский кенпер, кесенские фации; 3 — нижний-средний лейас в грестенской фации; 4 — средний-верхний лейас, пятнистые мергели; 5 — аален-посидониевые слои; 6 — байос-бат, верхнепосидониевые слои; 7 — келловей-оксфорд, радиоляриты; 8 — титон-неоком, кальционелловые известняки; 9 — альб, пела-



гические мергели; 10 — нижний мел, списские сланцы и известняки; 11 — келловей-кимеридж, чорштынские комковатые известняки; 12 — бат — красные криноидные известняки, байос — белые криноидные известняки; 13 — альб, флишеподобные отложения; 14 — средний мел, флиш; 15 — ургонские известняки; 16 — келловей-оксфорд, известняки и кремни; 17 — доггер, брекчиевидные, комковатые и органогенно-детритовые известняки; 18 — лейас, красные и зеленые песчаные известняки; 19 — неоком, органогенно-детритовые известняки; 20 — лейас, коричневые известняки, пятнистые мергели; 21 — мальм, красные оолитовые известняки

Таким образом, для юры — неокома наблюдаются существенные различия в строении разрезов и характере отложений пьенинской и чорштынской серий. Первая сложена мелководными отложениями, вторая — глубоководными. Но, как уже говорилось, между этими крайними членами пьенинского пояса выделяется несколько промежуточных, которые имеют черты или чорштынской серии, или пьенинской, или и той и другой одновременно (см. рис. 6, 7). При этом устанавливается законсерная смена отложений менее глубоководных на более глубоководные при переходе к каждой из более южных серий.

В самой южной из утесовых серий — халиговецкой — выше отложений триаса залегают темные криноидные известняки, кварцитовидные песчаники и красные известковистые сланцы лейаса. Средняя юра представлена темными криноидными известняками, ракушняками и черными роговиками. Верхнеюрские отложения включают серые комковатые известняки с прослоями радиоляритов. Титон — неоком сложен кремнистыми известняками. Характерные отложения барремско-аптского ярусов — "ургонские" известняки, представленные битуминозными, органогенно-детритовыми черными известняками, слоистыми в подошвенной части и массивными в кровельной. Эта серия сложена, как и чорштынская, отложениями более мелководными, чем пьенинская. Отложения халиговецкой серии являются переходными от собственно пьенинских серий к верховой серии Высоких Татр (Внутренних Карпаты), которые представляют собой южное ограничение пьенинского бассейна.

Таким образом, юрско-нижнемеловые отложения пьенинского пояса обнаруживают зональную дифференциацию, которая позволяет реконструировать обширный морской бассейн с пелагической седиментацией, ограниченный с севера и юга подводными отмелями.

Начиная с альба осадконакопление во всех сериях становится более однообразно, однако и здесь удастся проследить некоторую дифференцированность отложений в зависимости от места, которое они занимали в бассейне седиментации (рис. 8).

А л ь б — с е н о м а н. В областях, расположенных южнее пьенинского пояса (манинская и верховая серия Внутренних Карпат), начинается отложение мергелистых осадков, а позже флишевых с прослоями конгломератов. В южной и средней части пьенинского бассейна шло образование глобигерино-радиоляриевых мергелей с роговиками.

Н и ж н и й — с р е д н и й с е н о м а н. Во внутренних Карпатах продолжается седиментация того же типа, что и в альбе, но в наиболее южной полосе (халиговецкая серия) появляется примесь песчаного материала. В чорштынской серии локально образуются зеленые глоботрункановые мергели, но на большей ее части осадконакопление отсутствует.

В е р х н и й с е н о м а н. В основном образуются пелагические отложения — пестрые глоботрункановые мергели. На юге (пьенинская серия) — мергели с прослоями алевролитов и песчаников. В самом конце позднего сеномана в южных и центральных частях бассейна образуются флишеподобные отложения. К северу песчаного материала становится меньше. В верховой серии Татр отложения верхне-сеномана не известны.

Т у р о н. Во всех утесовых сериях идет отложение красных мергелей, которые в южном направлении обогащаются терригенным материалом.

К о н ь я к — с а н т о н. В начале коньякского периода отмечается тот же тип осадкообразования, что и в туроне. Затем происходит резкая дифференциация утесового бассейна. В южной и центральной полосе отлагаются песчаники и сланцы сромовецкого флиша (до 100 м), в который обломочный материал поступал с юга. В северной полосе продолжается накопление мергелей без примеси кластического материала.

К а м п а н. Кончается накопление сромовецкого флиша в южной части бассейна, что, возможно, связано с поднятием этой области. На севере продолжается образование пелагических отложений (красные мергели).

М а а с т р и х т. В конце кампана — начале маастрихта происходит смена условий осадконакопления, что связано с проявлением ларамийской фазы складчатости и

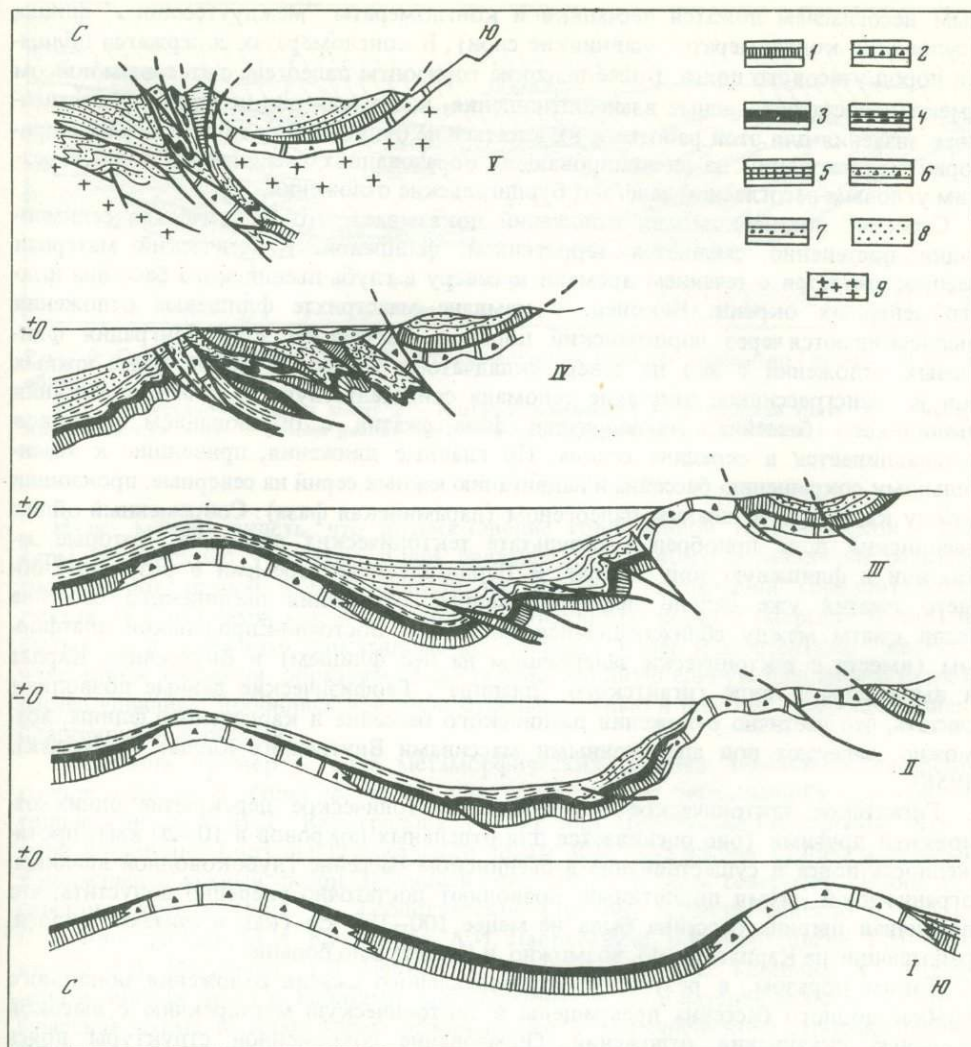


Рис. 8. Схема эволюции пьенинского утесового пояса (использованы представления М. Ксеншкевича, Д. Андрусова, К. Биркенмайера, С. Александровича, Е. Шейбнера и др., в интерпретации автора)

Палеотектонические профили: I — к концу альба, II — к концу сеномана, III — в сантоне, IV — к началу нижнего палеогена, V — современный. До альбские отложения: 1 — глубоководные (известняки, мергели, радиоляриты), 2 — мелководные отложения (комковатые и криноидные известняки, ракушники). Альбские и более молодые отложения: 3 — глобигерино-радиоляриевые мергели и роговики, 4 — мергели, 5 — терригенные отложения, флиш, 6 — осадочные брекчии; 7 — песчано-глинистые отложения, конгломераты, флиш; 8 — палеогеновый флиш (подгальский); 9 — фундамент Восточно-Европейской платформы и Внутренних Карпат

покровообразования. В пьенинском бассейне, кроме самой северной части чорштынской серии, происходит накопление ярмуцких слоев (флиш, конгломераты, брекчии). К северу от области распространения отложений чорштынской серии, в магурской зоне, также шло образование ярмутского флиша мощностью до 450 м; при приближении к чорштынскому порогу он фациально замещается толщей глыбовых брекчий ("клиффовая" фация) из обломков пород чорштынской и бранисской серий.

Нижний эоцен. После значительного перерыва в осадконакоплении (дакий-палеоцен) на уже тектонически деформированные образования пояса с угло-

вым несогласием ложатся песчаники и конгломераты "междуутесового" флиша (суловские конгломераты, щавницкие слои). В конгломератах содержатся обломки пород утесового пояса. Более высокие горизонты палеогена с утесовым поясом имеют недостаточно ясные взаимоотношения, и, так как они не имеют существенного значения для этой работы, я их касаться не буду. Отмечу только, что на территории Чехословакии на дислоцированных образованиях пьенинского пояса с резким угловым несогласием залегают бурдигальские отложения.

Строение постнеокомских отложений показывает, что пелагическая седиментация постепенно сменяется терригенной, флишевой. Кластический материал распространяется с течением времени к северу в глубь пьенинского бассейна и до его северных окраин. Наконец, в кампане—маастрихте флишевые отложения выплескиваются через чорштынский порог в магурскую зону. Миграция флишевых отложений с юга на север, складчатость и размыв пород более южных зон и трансгрессивное залегание сеномана свидетельствуют о начале замыкания пьенинского бассейна. Последующая фаза сжатия с образованием покровов устанавливается в середине сенона. Но главные движения, приведшие к значительному сокращению бассейна и надвиганию южных серий на северные, произошли между кампаном и нижним палеогеном (ларамийская фаза). Современный облик пьенинский пояс приобрел в результате тектонических движений, которые захватили и флишевую зону Карпат. К бурдигальскому времени в результате общего сжатия уже сильно деформированные отложения пьенинского бассейна были сжаты между сближающимися массивами Восточно-Европейской платформы (вместе с тектонически залегающим на ней флишем) и Внутренних Карпат и выдавлены в виде гигантского "диапира". Геофизические данные позволяют считать, что частично отложения пьенинского бассейна и карпатского флиша, возможно, залегают под аллохтонными массивами Внутренних Карпат (Tolwinski, 1956).

Гигантское тектоническое сжатие, тектоническое перекрытие одних отложений другими (оно оценивается для отдельных покровов в 10—20 км), протяженность пояса и существование в пьенинском бассейне глубоководной впадины, ограниченной двумя поднятиями, позволяют достаточно уверенно допустить, что первичная ширина бассейна была не менее 100—150 км (как и считают геологи, работающие на Карпатах), но, возможно, и значительно больше.

Таким образом, в результате горизонтального сжатия отложения обширного глубоководного бассейна превращены в тектоническую мегабрекцию с высокой степенью сжатия отложений. Образование современной структуры пояса происходило, как можно заключить из наблюдаемых соотношений, следующим образом. На начальных этапах сжатия вызвало образование складчатых структур в отложениях юры—мела, при этом нижняя поверхность деформировалась дисгармонично по отношению к подстилающим породам доюрского фундамента (срыв произошел, вероятно, где-то на уровне границы триаса—нижней юры). В дальнейшем, в монолитной по отношению к верхним горизонтам разреза толще известняков и кремней складки трансформировались в надвиги. Тектонические чешуи и пластины надвигались друг на друга, протыкали и вдавливались в оболочку из верхнемеловых мергелей и флиша, которые вследствие своей пластичности испытывали лишь пликативные деформации и, сминаясь в складки, образовывали нагромождения пластичного материала, мощность которого становилась гораздо больше первичной. На последних этапах тектонической деформации большое значение приобрели процессы будинирования, в результате которых единые пластины компетентных пород разрывались и растаскивались по простиранью вмещающих их пластинных толщ, перемещаясь дифференциально относительно друг друга и оболочки. Заметно проявление процессов диапиризма в пластичных отложениях и "псевдодиапиризма", когда блоки компетентных пород перемещаются, выжимаясь в различные горизонты песчано-мергелистых пород оболочки¹.

¹ На явления диапировой и "псевдодиапировой" тектоники, а также на возникновение структур будинажа неоднократно обращали внимание польские и чехословацкие исследователи — М. Ксеншкевич, К. Биркенмайер, Д. Андрусков и др.

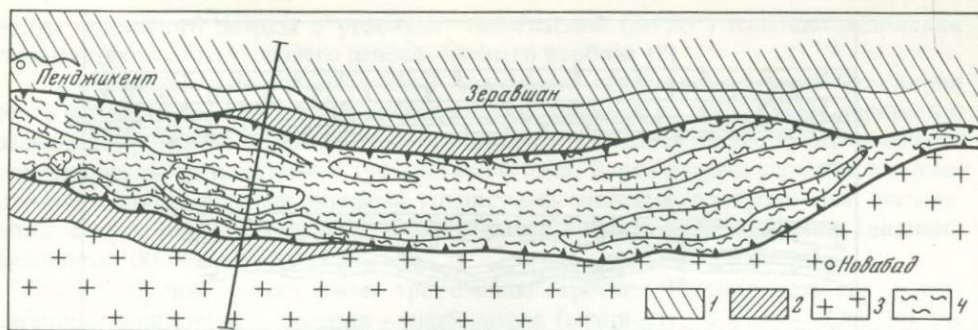


Рис. 9. Схема расположения зоны метаморфических сланцев Зеравшано-Гиссарской горной области

1 — Туркестано-Алайская зона; 2 — Кштут-Урмитанская и Дугдонская зоны; 3 — Гиссаро-Каратегинская зона; 4 — зона распространения метаморфических (ягнобских) сланцев (аллохтон)

Итак, можно видеть, что возникновение современной тектонической структуры пенинского утесового пояса связано прежде всего с различной реакцией толщ пород разной компетентности на действие напряжений горизонтального сжатия. И в то время, как пластичные тонкослоистые породы (мергели, флиш) испытывали в основном пликативные деформации, более компетентные "жесткие" известняки и кремни, образующие достаточно мощную единую пластину в разрезе, расчешувались, дробились и в виде отдельных глыб и пластин перемешивались с пластичными породами.

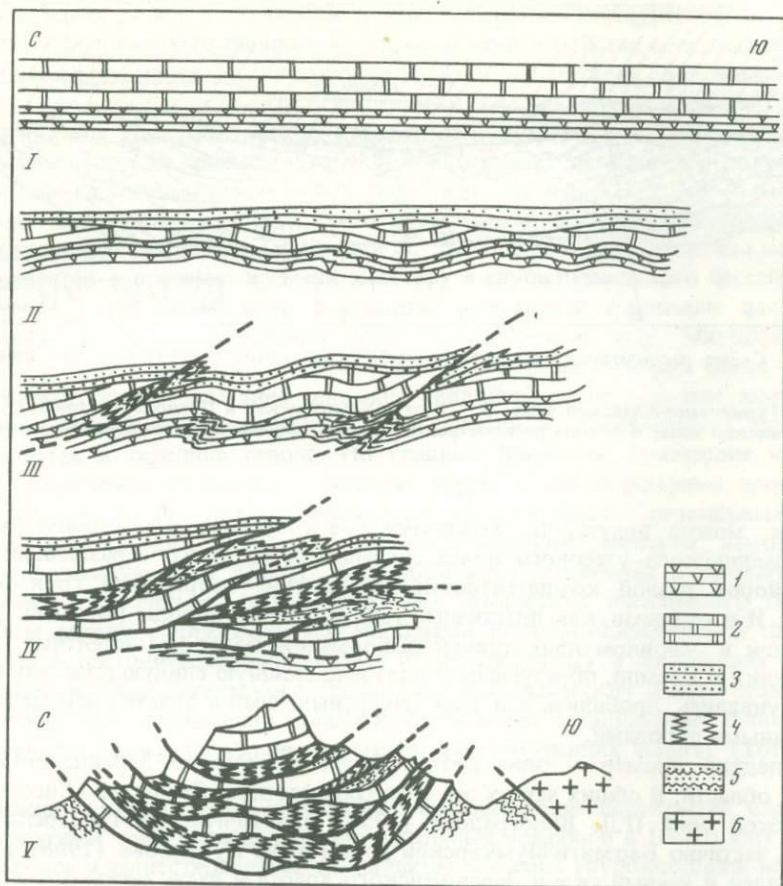
Последний пример — зона метаморфических сланцев Зеравшано-Гиссарской горной области. В общих чертах эта зона соответствует Зеравшано-Гиссарской тектонической зоне П.Д. Виноградова (1959) или Центрально-Гиссарской, Ягнобской и частично Барзанги-Шумкарской зонам М.М. Кухтикова (1968) и занимает водораздел и южный склон Зеравшанского хребта и часть северного склона Гиссарского хребта (рис. 9). Геологическое строение области описано в работах П.Д. Виноградова, М.М. Кухтикова, А.И. Лаврусевича, В.Р. Мартышева, Г.Н. Менаковой, З.З. Муфтиева, А.В. Пейве, Г.С. Поршнякова, Н.С. Торшина, А.С. Шадчина и многих других. Работами перечисленных исследователей создана стратиграфическая схема и установлены основные черты тектонического строения района. Однако исследование автора статьи позволило несколько иначе интерпретировать геологическое строение этой территории.

Одной из наиболее характерных черт данной зоны, которая вытянута в широтном направлении более чем на 350 км при максимальной ширине 30—40 км, является широкое развитие зеленых кварц-серицит-хлоритовых так называемых ягнобских сланцев. Основная полоса выходов сланцев известна под названием Магиан-Барзангинской зоны смятия (Волочкович и др., 1973). Как показали исследования автора, зона развития сланцевых толщ сформирована сложно построенным пакетом аллохтонных пластин¹, который, вероятно, залегает в покрове на образованиях иных структурно-фациальных зон. Особенно отчетливо аллохтонное строение выявляется в районе Ганза-Чимтаргинского горного узла в центральной части района. Поскольку строение всей зоны достаточно однотипно, я опишу стратиграфический разрез аллохтона (Марковский и др., 1959; Мартышев, 1970) для этого района (рис. 10).

Лландоверийский и венлокский ярусы² представлены толщей листоватых, мергелистых, темно-серых и бурых до черных известняков и доло-

¹ По-видимому, первым на аллохтонное строение этой области, в частности Ганза-Чимтаргинского массива, обратил внимание Г.С. Поршняков (1973).

² Лландоверийско-венлокский возраст пород установлен на основании находок ископаемых остатков в самой верхней части толщ и определяет верхний возрастной предел. Нижняя возрастная граница не установлена.



Р и с. 10. Схема образования структуры Зеравшано-Гиссарской зоны (зоны развития ягнобских сланцев)

I — к началу отложения осадков пушневатской свиты; II — после отложения осадков пушневатской свиты; III—IV — последовательные стадии деформации; V — современная структура (сильно схематизировано)

1 — вулканогенно-терригенные отложения (? — Sln-w); 2 — известняки и доломиты (Sld-D₂?); 3 — кремнисто-терригенные отложения пушневатской свиты (D₂-C₁?); 4 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 5 — верхнепалеозойский флиш; 6 — палеозой Гиссарского хребта

митов, кварцитов и эффузивов среднего-основного состава и их туфов. В верхних горизонтах разреза преобладают карбонатные породы, в более низких — кварциты и вулканогенные породы. Толща фациально изменчива. Мощность не известна, но не менее нескольких сотен метров.

	Мощность, м
Н и ж н е л у д л о в с к и й п о д њ а р у с. Тонко- и среднеслоистые черные и темно-серые кристаллически зернистые, местами полосчатые доломитизированные известняки	450-600
С р е д н е л у д л о в с к и й п о д њ а р у с. Толстослоистые и массивные светло-серые и серые известняки	400-450
В е р х н е л у д л о в с к и й п о д њ а р у с. Светлые полосчатые и тонкослоистые известняки	300
Н и ж н и й д е в о н (возможно, часть среднего). Массивные белые, светло-серые и розоватые кристаллические известняки порядка	800

Все вышеперечисленные горизонты образуют непрерывный разрез мелководных, в значительной степени рифовых карбонатных отложений, которые подстилаются вулканогенно-терригенно-карбонатной толщей пород. На различные гори-

зонты описанного разреза с угловым несогласием (до 30°) налегают отложения пушневатской свиты среднего девона—нижнего карбона (?)¹.

Средний девон—нижний карбон, пушневатская свита. Отложения этого возраста представлены в нижних частях разреза (до 200–300 м) черными и зелеными кремнями и роговиками, черными известняками и красными и зелеными яшмовидными аргиллитами и туфо-алевролитами. Верхи разреза сложены чередующимися тонкослоистыми черными глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями и горизонтами глыбовых брекчий и конгломератов (видимая мощность 700–800 м).

Таким образом, разрез имеет трехчленное строение. Нижняя часть его — терригенно-вулканогенная, средняя — карбонатная (мощность порядка 2000 м) и верхняя — кремнисто-терригенная.

На пересечении зоны через Ганза-Чимтаргинский массив могут быть выделены по крайней мере четыре тектонические пластины, сложенные породами приведенного разреза и надвинутые одна на другую. Пластины образуют достаточно пологие синклинали с плоскими днищами и с падениями пластов на крыльях 30 – 40° , в краевых частях до 70° ; на южном крыле запрокинутые залегания или крутые.

Каждая более высокая гипсометрически пластина имеет более простые форму и внутреннюю структуру в сравнении с подстилающими. Так, самая верхняя представляет собой простую синклиналь с углами падения на крыльях 10 – 30° , несколько осложненную надвигами. Пластины, расположенные ниже, деформированы сильнее. Становятся заметными более сложная форма залегания пород, расчешуивание. Толщи известняков средней части разреза растаскиваются на отдельные будины (линзы), терригенные и вулканогенные породы сминаются в складки, рассланцовываются, происходит их сучивание во фронтальных частях покровов. Складчатые дислокации, вообще говоря, не свойственны структуре в целом — отдельные пластины смяты в простые, иногда асимметричные синклинали и антиклинали. Их интенсивное смятие с образованием асимметричных, запрокинутых к югу складок происходит только вблизи южного борта аллохтона, где одновременно наблюдаются более крутые элементы залегания вплоть до вертикальных, запрокидывание слоев, повышенное тектоническое сучивание пород, дигитация покровов. Интенсивная складчатость проявляется только локально — в горизонтах тонкослоистых пород, которые сминаются дисгармонично по отношению к массивным в сжатые или изоклиналиные лежащие складки, часто с растащенными крыльями.

В частных покровах обычно сохраняется первичная последовательность напластования пород. В разных пластинах могут быть представлены различные части разреза или весь разрез полностью, что наблюдается редко. Наложение пластин и чешуй одна на другую, как правило, происходит по одним и тем же стратиграфическим горизонтам — по терригенно-вулканогенным породам нижней трети разреза на разных ее уровнях. Деформация этих залегающих в подошве покровов пород сводится к образованию толщ кварц-серицит-хлоритовых сланцев. Степень метаморфизма и мощность захваченных им пород меняется от места к месту. При удалении от подошвы покрова вверх по разрезу степень метаморфизма убывает, и постепенно сланцы сменяются слабо или почти не рассланцованными породами. Степень метаморфизма внутри сланцевых толщ может несколько меняться. В верхних пластинах и в маломощных небольшой протяженности чешуях рассланцеванию подвергаются только нижние, непосредственно примыкающие к поверхности шарьирования горизонты в пределах 100 м, реже более.

В нижних пластинах рассланцевание может захватывать толщ пород мощностью во многие сотни метров, местами до 1 км. Иногда метаморфизм захватывает всю толщу вулканогенно-терригенных пород до контакта их с вышележа-

¹ Некоторые исследователи (Кухтиков, 1968; Муфтиев, Шадчиев, 1970) считают, что отложения "пушневатской" свиты имеют верхнепалеозойский возраст. Этот вопрос в настоящее время не решен, и я пока придерживаюсь мнения о более древнем ее возрасте.

щими массивными известняками и доломитами. Сланцеватость обычно параллельна поверхности шарьирования и слоистости в нерассланцованных породах. Рассланцеванию и метаморфизму, как уже говорилось, подверглись главным образом вулканогенно-терригенные породы силура, при этом особенно легко подвергались процессам преобразования и вещество, и структуры вулканогенных пород. Но в том случае, когда покровы своей нижней плоскостью приведены в соприкосновение с туфогенными или яшмоидными горизонтами пушневатской свиты, в последних также происходило рассланцевание и метаморфизм. При этом метаморфизованные породы пушневатской свиты становятся практически неотличимы, или трудно отличимы от таковых силура. Следовательно, толщи кварц-серицит-хлоритовых метаморфических сланцев образовались в результате изменений пород различного возраста, но одинакового или близкого состава.

Возникновение кварц-серицит-хлоритовых сланцев за счет нижних вулканогенно-терригенных горизонтов разреза и туфогенно-терригенных пушневатской свиты связано исключительно с процессами динамометаморфизма в подошве аллохтонных пластин при их надвигании, что подтверждается рассланцеванием пород только в подошве тектонических чешуй и покровов, постепенными переходами от метаморфизованных толщ к неизменным породам вверх и вниз от плоскости шарьирования, отсутствием метаморфизма в породах средней части разреза и проявлением его в верхних горизонтах.

Строение разреза свидетельствует о том, что отложения, слагающие аллохтон, образовались в относительно мелководной зоне, первичное расположение которой в данный момент установить трудно и в которой на вулканогенно-терригенном основании с нижнего силура до среднего девона формировались рифовые и биогермные известняки. В среднем, возможно, верхнем девоне воздымание и размыв какой-то соседней зоны (о которой мы пока ничего определенного сказать не можем) вызвали прогибание рассматриваемого района и накопление мощных кремнисто-терригенных отложений пушневатской свиты. В это время не были еще созданы покровные структуры, слои были только смяты в широкие пологие складки. В позднем карбоне отложения будущей Зеравшано-Гиссарской зоны были сорваны со своего основания и надвинуты в область накопления верхнепалеозойского флиша, где они сейчас и расположены. Шарьирование вызвано общим горизонтальным сжатием, однако в структурообразовании играли, возможно, определенную роль и процессы гравитации при соскальзывании покровов в область флишевого прогиба.

Образование чешуйчатой и покровной структуры в виде системы протяженных и сравнительно просто построенных пластин связано со строением разреза. "Жесткая" пластина известняков и доломитов более чем 1,5-километровой мощности препятствовала развитию сложных складчатых структур. При горизонтальном сжатии на границе возникающих вначале синклиналей и антиклиналей, часто асимметричных, возникали надвиги, по которым части единой первоначальной пластины начинали напозать одна на другую. Движение сопровождалось метаморфизмом и рассланцеванием нижних горизонтов шарьированного разреза. Процессы метаморфизма, сопровождающиеся перекристаллизацией и переориентировкой минеральных зерен, облегчали структурообразование, т.е. образование покровно-чешуйчатой структуры и толщ кварц-серицит-хлоритовых динамосланцев происходило одновременно и взаимосвязанно.

* * *

Итак, рассмотрены три различные зоны, для которых характерны линейность и большая протяженность при очень незначительной ширине, сложная внутренняя тектоническая структура и происхождение в результате действия горизонтального сжатия, сопровождающегося образованием тектонических покровов. Однако, несмотря на сходство морфологических черт и общность происхождения этих зон, процесс их тектонической эволюции и конечные ее результаты различны. Движение покровов в позднем эоцене в Альпийской области сопровождалось накоплением наряду с флишем мощных олистростромовых толщ. В пьенинском утесовом поясе

при, казалось бы, сходных процессах движения покровов и замыкания бассейна не произошло значительного образования олистостромов, но при этом толщи пород, которые отложились в пьенинском бассейне, были превращены в тектоническую мегабрекцию (меланж с осадочной матрицей). На первый взгляд мегабрекцию пьенинского пояса трудно отличить от дикого флиша, и однако суть их резко различна. В Зеравшано-Гиссарской горной области главным результатом тектонических, в основном постседиментационных, движений было формирование сложно построенного пакета аллохтонных пластин (покровов) с сохранившейся последовательностью напластования и образование мощных (до 1 км и более) толщ кварцсерицит-хлоритовых "динамосланцев", превращенных во многих местах в милониты.

Каковы же причины, обусловившие столь существенные различия во внутренней структуре этих зон? Анализ геологического строения показывает, что причин существовало несколько.

1. Особенности строения разреза и состав слагающих его пород. Эта причина особенно отчетливо проявляет себя при сравнении структуры пьенинского пояса и Зеравшано-Гиссарской горной области. В пьенинском поясе разрез состоит из двух резко различных частей: довольно маломощной нижней, сложенной компетентными кремнями и известняками, и верхней — более мощной, сформированной пластичными мергелями и флишем. Такое строение предопределило образование на начальных этапах деформации образование складчатых структур. При последующей деформации в нижних, более "жестких" горизонтах разреза складки трансформировались в надвиги; отдельные чешуи вдавливались и протыкали пластичные толщи, которые вследствие сжатия и складчатых деформаций образовывали скучивание материала. В Зеравшано-Гиссарской зоне наличие мощной "плиты" карбонатных пород не давало возможности отложениям сминаться в сколько-нибудь напряженные складки. При образовании пологих складок и коленообразных перегибов в мощной толще карбонатных пород возникали разрывы (надвиги), по которым отдельные части надвигались одна на другую. Возникновение надвигов облегчалось пережимками с меньшей, чем полная, мощностью карбонатной "плиты", которые возникли в результате небольшого смятия и размыва перед отложением осадков пушневатской свиты. Вероятно, именно в местах, где мощность известняков и доломитов была наименьшей, и произошло образование разрывов. Наличие же пластичных и легко поддающихся метаморфизму и рассланцеванию вулканогенных пород в основании разреза облегчало процессы шарьирования.

2. Геоморфология бассейна седиментации и его окружения. Для образования толщ дикого флиша (олистостромов)¹, как уже говорилось, необходимо существование геоморфологически выраженного уступа на границе зоны дезинтеграции и бассейна седиментации. В пьенинском бассейне, судя по общей палеогеографии и отсутствию значительных масс олистостромов, такого уступа не существовало. Однако, как только началось надвигание покровов на мелководье чорштынской серии, в результате обрушения ее северного уступа и фронтальной частидвигающихся покровов, сложенных породами более южных серий, начали формироваться глыбовые брекчии ярмутских слоев. Отсутствие олистостромов внутри пьенинского пояса, которые могли бы быть синхронны времени надвигания, связано с тем, что фронтальные части тектонических чешуй и покровов не имели возможности выйти на поверхность морского дна, будучи перекрыты мощными, сминающимися в складки и скучивающимися отложениями верхних горизонтов разреза.

3. Время и условия проявления горизонтального сжатия и образования покровов. В случае проявления горизонтальных движений в период осадконакопления при наличии уже упоминавшихся условий образуются толщи олистостромов. Если же главные движения произошли в то время, когда седиментационная ванна практически уже наполнена осадками, может возникнуть структура типа пьенинского пояса. При этом нужно отметить,

¹"Дикий флиш" — флиш с включением олистостромов и олистолитов.

что, хотя внутренняя структура пьенинского пояса и зон развития дикого флиша чрезвычайно схожи, они имеют совершенно различный генезис. Глыбы, пластины и блоки более древних пород, заключенных в более молодую флишевую массу, попали туда в период ее накопления и представляют собой отторженцы пород иных структурно-формационных зон, тогда как те же включения в мергелях и флише пьенинского пояса представляют части собственного разреза, тектонически внедрившиеся в результате двухстороннего сжатия жесткими массивами с образованием гигантского, линейно вытянутого "диапира". При более или менее свободном шарьировании под влиянием одностороннего сжатия и частично гравитационного соскальзывания образуются в принципе просто построенные пакеты аллохтонных пластин, как это наблюдается в Зеравшано-Гиссарской зоне. Кроме того, покровные структуры этой зоны были сформированы в отличие от зон дикого флиша и Пьенинских утесов после завершения в ней этапа осадконакопления.

Резюмируя сказанное, можно сделать вывод, что причинами, которые обусловили различие во внутреннем тектоническом строении зон, возникших за счет действия горизонтального сжатия, являются различия в палеогеографии и общей палеотектонике бассейнов, в пределах которых это сжатие проявилось. Иными словами, стиль будущей тектонической структуры заложен в палеогеографических и палеотектонических условиях, которые существовали во время образования отложений, подвергшихся впоследствии деформации.

Выявленные закономерности тектонической переработки рассмотренных зон могут быть использованы при расшифровке структур как складчатых, так и платформенных областей разного возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Д.Н. 1967. Очерк геологии Западных Карпат. — В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава.
- Белостоцкий И.И. 1964. О тектонических покровах и гравитационных структурах Динарид. Ст. 2. Гравитационные структуры. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 1.
- Беляевский Н.А. 1974. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра".
- Биркенмайер К. 1956. Седиментационная характеристика ярмутских (маастрихтских) слоев в пьенинской клипповой зоне (Центральные Карпаты). — Бюлл. Польск. акад. наук, отд. 3, 4, № 10.
- Биркенмайер К. 1963. Очерк по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений пьенинской утесовой гряды в Польше. — Бюлл. Геол. ин-та, 181. Геол. исслед. в Карпатах, т. 10.
- + Бэйк М., Джонс Д. 1974. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии. — Геотектоника, № 6.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. 1958. Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат. — Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 1.
- Богданов Н.А. 1975. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., "Наука".
- + Буртман В.С. 1973. Геология и механика шарьжей. М., "Недра".
- Виноградов П.Д. 1959. Зеравшано-Гиссарская зона. — В кн.: Геология СССР, т. 24. Таджикская ССР. М., Гостоптехиздат.
- Волочкович К.Л., Гаврилин Р.Д., Ифантопуло Т.Н. 1973. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М., "Наука".
- Вялов О.С. 1965. Глубинные разломы и тектоника Карпат. — Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 9.
- Глибока свердловина "Свалыа-І" в п'єнинській (утьосовій) зоні. Карпат. — Допов. АН УРСР, 1963, геол., № 5. Авт.: Вялов О.С., Дабаган Н.В., Витрак С.П., Шакин В.А.
- Геологическое строение СССР. 1968, Т. 2. Тектоника. М., "Недра".
- Клоос Э. 1958. Деформация оолитов в складках Южных гор, Мэриленд. — В кн.: Вопросы структурной геологии. М., ИЛ.
- + Книппер А.Л. 1975. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — Труды ГИН АН СССР, вып. 267.
- + Кнопов Л. 1972. Дрейф материков и конвекция. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Пер. с англ. М., "Мир".
- + Колеман Р. 1974. Вне дренне перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит. — В кн.: Новая глобальная тектоника. Пер. с англ. М., "Мир".
- Круглов С.С. 1971. Зона пьенинских утесов. — Труды УкрНИГРИ, вып. 25.

- Ксеншкович М., Самсонович Я., Роле Э. 1968. Очерк геологии Польши. М., "Недра".
- Кульчицкий Я.Л. 1967. Основные черты геологического строения Мармарошской и пьенингской зон Украинских Карпат. — В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов, Изд-во Львовск, ун-та.
- Кухтиков М.М. 1968. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш".
- Леонов М.Г. 1970. О разрушении фронтальных частей надвигов. — Докл. АН СССР, 193, № 3.
- Леонов М.Г. 1972. Верхнеэоценовый дикий флиш Южного склона Большого Кавказа и некоторых других районов Альпийской области. — Автореф. канд. дисс. М., ГИН.
- Леонов М.Г. 1974. Разрывные нарушения Дзиркульского массива (Грузия). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 49, вып. 6.
- + Леонов М.Г. 1975. Дикий флиш Альпийской области. — Труды ГИН АН СССР, вып. 99.
- Лешко Б. 1963. Геология клипповой и флишевой зон Восточной Словакии. — Сов. геол., № 1.
- Лукиянов А.В., Леонов М.Г., Щерба И.Г. 1975. Олигостромовая формация и вопрос о псевдолитах. — Литол. и полезные ископ., № 4.
- + Макарычев Г.И. 1974. Проблема становления "гранитного" слоя земной коры на примере западного Тянь-Шаня. — Геотектоника, № 5.
- + Марков М.С. 1975. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М., "Наука".
- Марковский А.П., Мартышев В.Р., Григорьев А.В. 1959. Силурийские отложения Таджикистана. — В кн.: Геология СССР, 24. Таджикская ССР. М., Гостоптехиздат.
- Мартышев В.Р. 1970. К вопросу о расчленении, возрасте и распространении Зеравшан-Гиссарской горной области и Каратегина. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 168.
- + Монгер Дж., Саутер Дж., Габриелс Х. 1974. Эволюция Канадских Кордильер в свете тектоники плит. — Геотектоника, № 2.
- Муфтиев З.З., Шадчиев А.С. 1970. К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 168.
- Новикова А.С. 1975. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., "Наука".
- + Новые аспекты тектоники Урала. — В кн.: Труды совещания по тектонике байкальских и палеозойских складчатых сооружений. 1974. М., "Наука". Авт.: Иванов С.Н., Смирнова Г.А., Ефимов А.А., Камалетдинов М.А., Минкин Л.М., Молдавцев Ю.Е., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Самыгин С.Г.
- Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. Пер. с англ. М., "Мир".
- Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиналичного процесса. — "Советская геология", 1972, № 12. Авт.: Пейве А.В., Штрейс Н.А., Москаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И.
- Пейве А.В. 1967. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, № 5.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В. 1973. Тектоника и развитие Урала и Апсалач — сравнение. — Геотектоника, № 3.
- Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1973. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов и складчатых комплексов в складчатых поясах. — Геотектоника, № 3.
- Поршняков Г.С. 1973. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., Изд-во ЛГУ.
- Роджерс Дж. 1968. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. — Геотектоника, № 3.
- Руженцев С.В. 1968. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. — Труды ГИН АН СССР, вып. 112.
- Руженцев С.В. 1971а. Геология южной части Сакмарской зоны Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Руженцев С.В. 1971б. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. — Труды ГИН АН СССР, вып. 223.
- Руженцев С.В. 1972. Шарьяжи, их морфология и генезис. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Тектоника. М., "Наука".
- Руженцев С.В. 1974. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. — Автореф. докт. дисс. М.
- Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Науки", 1971. Авт.: Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г.
- Суворов А.И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. — Труды ГИН АН СССР, вып. 179.
- Суворов А.И. 1969. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахстана). — Сов. геол., № 9.
- Суворов А.И. 1971. К проблеме формирования континентальной земной коры. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Суворов А.И. 1973. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Наука".

- Хаин В.Е.* 1972. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах. — Геотектоника, № 4.
- Alexandrowicz S.* 1966. Stratigrafia środkowej i górnej kredy w polskiej części pienińskiego pasa skalkowego. — Zeszyty nauk Acad. Górń. — Hytn., 78, Kraków.
- Andrusov D.* 1953. Étude géologique de la zone des klippen internes des Karpatés occidentales. — Geol. páze, sosit 34. Bratislava.
- Andrusov D.* 1974. Coupes géologiques à travers la zone des klippen piénines de vallée du Vah (Carpathes slovaques). — Geol. zbor. Slov. akad. vied, 25, N 2. Bratislava.
- Avias J.* 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Coleonian massives. — Tectonophysics, 4, N 2.
- Bird J., Dewey J.* 1970. Lithosphere plate — continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. — Bull. Geol. Soc. America, 81, N 4.
- Birkenmajer K.* 1963. Zagadnienia sedimentacji utworów fliszowych pienińskiego pasa skalkowego Polski. — Kwart. geol., 5.
- Birkenmajer K.* 1965. Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skalkowego Polski. — Roczn. Poln. Tow. geol., 35, N 3, Kraków.
- Birkenmajer K.* 1970. Przedoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skalkowym Polski. — Stud. Geol. Polon., 31. Warszawa.
- Birkenmajer K., Lefeld J.* 1969. Exotic Urganian from the Pieniny Klippen Belt of Poland. — Bull. Acad. Polon. sci., Ser. géol. et géogr., 17, N 1.
- Boccaletti M., Guazzone G.* 1974. Plate tectonics in the Mediterranean region. — In: Geologia Italy. Tripoli.
- Brother R.N.* 1974. Kaikoura orogeny in North-Land, New Zealand. — N.Z. geol. geoph., 17, N 1.
- Churkin M.* 1974. Paleozoik marginal ocean basin — volcanik are systems in the Cordilleran foldbelt. — Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 19.
- Churkin M., Mc Kee E.H.* 1974. Thin and layered subcontinental crust of the Great Basin western North America inherited from Paleozoic marginal ocean basins? — Tectonophysics, 23, N 1—2.
- Corbin P., Oulianoff N.* 1927. De la difference et de la ressemblance des shistes cristallins de deux versants de la valle de Chamoni. — Bull. Soc. géol. France, sér. 4, 27.
- Cumming L.M.* 1967. Platform and klippe tectonics of Western Newfoundland. — Roy. Soc. Canad., Spec. Publ. 10.
- Davies H.L.* 1971. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. — Bull. Bur. Mineral Resources geol. and geophys. Dep. Nat. Developm. commonwealth. Austral., N 28.
- Davies H.L., Smith J.E.* 1971. Geology of eastern Papua. — Bull. Geol. Soc. America, 82, N 12.
- Dercourt J.* 1970. L'expansion oceanique actuelle et fossile, ses implication geotectonique. — Bull. Soc. geol., France, ser. 7, 12, N 2.
- Dewey J.* 1971 A model for the Lower Paleozoic evolution of the southern margin of the early caledonides of Scotland and Ireland. — Scott. J. geol., 7, pt. 3.
- Dewey J.* 1974. Continental margins and ophiolite obduction: Appalachian — Caledonian system. — In: The geology of cont. margins New York — Heidelberg-Berlin.
- Dewey J., Bird J.* 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. — J. Geophys. Res., 76, N 14.
- Egeler C.G., Simon O.I.* 1969. Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Betique, Espagne). Amsterdam.
- Gale G., Roberts D.* 1973. Trace element geochemistry of Norwegian lower palaeozoic basic volcanics and its tectonic implications. — Earth. Plan. Sci. let., 22, N 4.
- Hantke R.* 1961. Tectonik der helweticischen Kalkalpen zwischen Obwalden und Stgaller Rheintal. — Viert. eljhrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 106, H. 1.
- Horne G.S.* 1970. Complex volcanic — sedimentary patterns in the Magog belt of Newfoundland. — Bull. Geol. Soc. America, 83, N 9.
- Hutcher R.D.* 1972. Development model for the Southern Appalachians. — Bull. Geol. Soc. America, 83, N 9.
- Kay M.* 1966. Comparison of the lower Paleozoic volcanic and non-volcanic geosynclinal belts in Nevada and Newfoundland. — Bull. Canada Petrol. Geol., 14, N 4.
- King Ph.* 1950. Tectonik frame work of southeastern United States. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 34, N 4.
- Kotański Z.* 1963. O triasie Skalki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. — Acta geol. polon., 13, N 2. Warszawa.
- Książkiewicz M.* 1960—1963. Evolution structurale des Carpatés Polonaises — In: Livre à la mémoire du prof. P. Fallot., T. 2. Paris.
- Książkiewicz M.* 1972. Karpaty. — In: Budowa geologiczna Polski. T. 4, cz. 3. Warszawa, Wydaw. Geol.
- Kündig E.* 1956. Geology and ophiolite problems of East Celebes. Verhandl. Koninkl. nederl. geol.-mijn-bouwkundig genootschap. — Geol. ser Deel, 16.
- Kvale A.* 1957. Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. — Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt., 37, H. 2.
- Maxwell J.C.* 1974. Early western margin of the United States. — In: The geology of the Continental, Margins. New York — Heidelberg — Berlin.
- Mitchell A.H., Reading H.G.* 1971. Evolution of island arcs. — J. Geol., 79, N 3.
- Nabholz W.* 1953. Das mechanische Verhalten der granitischen Kern-Körper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese. — In: Comptes rendus de la 19 session Congrès Géologique International, fasc. 3. Alger.

- Petö P.* 1974. Plutonic evolution of the Canadian Cordillera. — *Bull. Geol. Soc. America*, 85, N 8.
- Ratchifje N.M.* 1965. Bedrock geology of the Great Barrington area. Massachusetts Pensylv. State. Univ. Pittsburg.
- Paleozoic rocks of north central Nevada. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1958, 42, N 6. Aut.: Roberts R.J., Holts P.E., Gilluly J., Ferguson H.G.
- Rodgers J., Neale E.R.W.* 1963. Possible Taconic klippen in western Newfoundland. — *Amer. sci.*, 261, N 8.
- Scheibner E.* 1969. Some notes to the pienny lineament. — *Acta Geol. et Geogr. Univ. Comeniana, geol.*, N 18, Bratislava.
- Sikora W.* 1971. Очерк тектогенеза пьенинской утесовой зоны в Польше в свете новых геологических данных. — *Rocz. polon. Tow. geol.*, 41, N 1. Kraków.
- Stevenson R.K.* 1970. Cambro-ordovician flysch sedimentation and tectonics in West Newfoundland and their possible bearing on a proto-Atlantic ocean. — *Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper*, N 7.
- Stonley R.* 1974. Evolution of the continental margins bounding a former southern Tethys. — In: *Geol. of the Cont. Margins*. New York-Heidelberg-Berlin.
- Strand T., Kulling O.* 1972. The Scandinavian Caledonides. London.
- Nappes and gneiss domes in west-central New England. — In: *Studies of Appalach. geol. north and meritime*. New York, 1968. Aut.: Thompson J.B., Robinson P., Clifford T.N., Trask N.J.
- Tolwiński K.* 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu solidow. — *Acta geol. Polon.*, 4, N 2. Warszawa.
- Tuke M.F., Baird D.M.* 1967. Klipper in northern Newfoundland. — *Roy. Soc. Canada. Spec. Publ.*, 10.
- Williams H., Kennedy M.J., Neale E.R.W.* 1973. The northeastward termination of the Appalachian orogen. — In: *The ocean basins and margins*, vol. 2. Montreal.
- Zen E.* 1967. Time and space relationships of the Taconic allochthon and autochthon. — *U.S. geol. Surv., Spec. Paper*, 97.

Глава II

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПЛАТФОРМЫ

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Геологосъемочными, геоморфологическими, буровыми и главным образом геофизическими работами на территории Восточно-Европейской платформы выявлено и закартировано большое число разломов осадочного чехла и кристаллического фундамента. Изучение особенностей строения и развития разломов послужило причиной признания большинством геологов их ведущей роли в строении основных тектонических элементов платформы, глубоком влиянии на процессы осадконакопления, размещении магматических очагов и многочисленных скоплений полезных ископаемых.

Еще в 1883—1894 гг. А.П. Карпинский подчеркивал необходимость признания роли дизъюнктивных дислокаций в геологической истории Европейской России. На ее территории он впервые выделил ряд весьма протяженных разломов и, в частности, наметил южную систему разломов Большого Донбасса. А.П. Палов (1887) доказывал существование Жигулевского разлома и ряда нарушений в зоне Сокско-Шешминских дислокаций, В.Д. Ласкарев (1905) развивал представления о дизъюнктивных границах Украинского щита.

В 1920—1930 гг. В.Н. Чирвинский, В.Б. Порфирьев и Д.Н. Соболев наметили несколько поясов тектонических нарушений, охватывающих Украинский щит и Днепровско-Донецкую впадину; Е.И. Тихвинская (1938) высказала предположение о существовании диагональных систем перекрещивающихся нарушений на территории Татарской АССР, в узлах пересечения которых формировались структуры осадочного чехла. Однако в 1930—1940 гг. большинство геологов разделяло представления о развитии на платформе преимущественно пликативной идиоморфной складчатости, отсутствии разломов не только в осадочном чехле, но и в кристаллическом основании.

В 1950—1960 гг. в связи с возрастающими объемами нефтепоисковых работ и в особенности региональных геофизических исследований появилась разнообразная фактическая информация, не укладывающаяся в рамки господствующих представлений. В обобщении этих материалов основополагающее значение имели работы Н.С. Шатского (1948—1960), указавшего на большую глыбовую подвижность платформы и выделившего новый тип мобильных платформенных структур — авлакогены, и исследования А.В. Пейве (1945—1960), выявившего так называемые глубинные разломы, характеризующиеся большой протяженностью, глубиной и длительностью развития. Именно после этого цикла работ на основе комплексного анализа имеющегося материала были подтверждены и в основном впервые обоснованы многочисленные разломы в пределах Вятских, Сокско-Шешминских, Большекинельских, Жигулевских, Саратовских, Советско-Степновских, Доно-Медведицких и многих других дислокаций (К.Б. Аширов, Л.М. Барина, Н.Н. Быстрицкая, Н.Н. Грязнов, Н.Н. Егоров, Н.Н. Поповин, К.А. Машкович, Н.Н. Шафиров, и др.).

Одновременно на основе региональных обобщений имеющихся геологических и геофизических данных по различным областям и по платформе в целом были предприняты попытки выделения крупнейших глубинных разломов и их систем (Борисов, 1967; Палеозоиды Евразии..., 1972; Валеев, 1961—1970а,б,в; Гавриш,

1969; Гафаров, 1963б; Геологическое строение фундамента..., 1967; Глубинная тектоника..., 1971; Наливкин и др., 1962; Новикова, 1964, 1968; Основные черты строения..., 1968; Розанов, 1968; Суворов, 1973; Чебаненко, 1963, 1966; Фотиади, 1958; Чирвинская, 1966; Ярош, 1966).

Современные представления основаны на концепции блокового строения платформы, однако до сих пор горизонтальные смещения отвергаются или в большинстве случаев даже не предполагаются, хотя они известны в других частях земного шара — складчатых областях, зонах активизации и океанах (Пейве, 1956, 1960, 1965; Крпоткин, 1961, 1967; Моуди, Хилл, 1960; Буртман, 1963; Суворов, 1963; Руженцев, 1963; и др.). Х. Беньофф (1966) на основе массовых определений параметров очагов современных землетрясений пришел к выводу о том, что более 3/4 тектонических землетрясений связано преимущественно со сдвиговыми движениями. А.В. Пейве (1961) на основании анализа доказанных горизонтальных движений земной коры по многим глубинным разломам пришел к выводу, что признание глыбового характера структуры земной коры и большой роли горизонтальных перемещений ее отдельных блоков является главным звеном современной теоретической тектоники.

Первые робкие попытки обнаружения возможной горизонтальной составляющей были сделаны рядом исследователей одновременно с обоснованием некоторых разломов платформы. Еще в 1887 г. А.П. Павлов при выделении Жигулевского разлома высказал предположение о его возможно сдвиговой природе. К сожалению, эта точка зрения на происхождение одного из крупнейших разломов платформы впоследствии была забыта. В 1962 г. А.И. Клещев (неопубликованная работа) пришел к выводу о возможно сдвиговом характере движений Камского глубинного разлома и формировании Алтунино-Шунакского и Алькеевского грабенов благодаря горизонтальным напряжениям растяжения с разрядкой вдоль систем мелких поперечных сдвигов. В это же время была выделена система поперечных сдвигов в зоне Вятского авлакогена, по которым происходило смещение его отдельных разорванных отрезков (Валеев, 1961). Позднее к возможным сдвигам, наряду с ранее установленными Камским и Жигулевским глубинными разломами, были отнесены Большекинешельский и Сергиевский разломы и оперяющие их нарушения (Валеев, 1964—1968).

М.И. Островский (1963) и И.М. Уразаев (1970) выделили ряд небольших ортогональных сдвигов фундамента на территории Удмуртии. К.Ф. Тяпкин (1965) и А.В. Чекунов (1967) высказали предположение о сдвиговой природе большинства поперечных глубинных разломов Украинского щита, а Ф.И. Хатьянов (1969) отметил горизонтальные смещения блоков с разрывом мелких девонских грабенов на территории Башкирии. Горизонтальная составляющая тектонических движений обосновывалась авторами в основном косвенными данными — структурным рисунком разломов, морфологией и положением связанных с разломами тектонических элементов, вещественным составом и физическими характеристиками отдельных блоков фундамента и смещением осей дислокаций осадочного чехла. Методика анализа позволяла лишь высказать общие представления о возможном характере и направлениях горизонтальных смещений, так как прямые наблюдения в закрытых районах платформы, за исключением триангуляционных съемок, невозможны.

Особый интерес приобретают возможности интерпретации геофизических аномальных полей, позволяющие непрерывно проследивать вторичные плановые деформации аномалиеобразующих тел на всем протяжении сместителя. С использованием данного метода на территории платформы было выделено несколько крупных сквозных систем глубинных сдвигов, определены направления и амплитуды возможных горизонтальных смещений крупных пластин земной коры, составлены карты равных амплитуд горизонтальной составляющей (Валеев, 1970а,б; Гафаров, 1973). Почти одновременно с попытками обоснования крупнейших сдвигов были высказаны соображения о широком развитии надвиговых покровов на платформе: в кристаллическом фундаменте щитов — А.С. Новиковой (1971) и в осадочном чехле — В.А. Лобовым (1970).

Таким образом, в настоящее время имеются достаточно веские доказательства не только вертикальных глыбовых, но и достаточно крупных горизонтальных смещений земной коры в отдельные циклы тектогенеза на территории Восточно-Европейской платформы

Методы изучения разломов

Методика трассирования разломов прежде всего основывается на материалах анализа гравитационного и магнитного полей платформы, причем в этом случае наиболее легко выделяются сбросы, тогда как прослеживание сдвигов, надвигов и взбросов требует применения более сложных и специфических приемов.

Сбросы фиксируются путем выделения линейных зон повышенных горизонтальных градиентов и границ сочленения областей с различным строением аномалийных полей. Нередко со сбросами сопряжены узкие полосовые магнитные максимумы, отражающие зоны внедрения интрузий основного состава в гранитном слое. Сбросовая природа данной группы разломов обычно определяется их сопряженностью с геосинклинальными трогами, тафрогенными в структуре фундамента и авлакогенами, грабенами и грабен-синклиналями на его поверхности и в осадочном чехле. Обычно отмечается закономерное падение плоскостей разломов к осевым зонам указанных структур, сопровождаемое резким изменением глубин залегания опорных поверхностей, увеличением мощности осадков и фациальным изменением их состава на опущенном крыле разлома. При подсечении плоскости сбрасывателя скважинами в их разрезе отмечается локальное выпадение отдельных пачек, горизонтов и толщ.

В плане сбросы обычно располагаются параллельно друг другу в виде протяженных и довольно широких эшелонированных систем. Сбросы или их разорванные вследствие более поздних горизонтальных движений отрезки в результате ошибочных, с методической точки зрения, осреднений и плавных закруглений нередко группируются в единые, весьма протяженные шовные линии, что в значительной степени упрощает и искажает их истинную конфигурацию. Восстановление действительного рисунка разломов данного типа, особенно глубинных, имеет, как будет показано ниже, огромное значение при выделении сопряженной с ними системы сдвигов.

Следующей методической ошибкой, по-видимому, следует считать определение положения разлома по оси полосовых магнитных максимумов, что приводит обычно к резкому несовпадению линии разлома в фундаменте с его отражением в виде флексуры в осадочном чехле. Наконец, при достаточной ширине максимума (5–10 км), фиксирующего ширину линейного интрузивного тела, внедрившегося в полость разлома, в следующие этапы геологической истории довольно часто проявляются два параллельных разлома, соответствующих крыльям древнего раздвига.

Распознавание взбросов более затруднено. Разломы, контролирующие одиночные горсты без сопряженной с ним грабенообразной структуры, имеют характер взброшенный блок. Расшифровка направлений падения разломов в закрытых районах представляет собой трудную задачу, но она разрешима при комплексном использовании данных гравиметрии, магнитометрии и бурения. По материалам структурного бурения устанавливается положение крутого крыла блока в верхней части чехла, по данным гравиметрии определяется осредненное положение плоскости сместителя в осадочном чехле по границе с поверхностью фундамента, по магнитометрии — его положение в гранитном слое. Порядок расположения проецируемых границ для сбросов и взбросов различен. При нормальном сбросе в направлении падения флексуры с тем или иным смещением от угла падения сместителя, располагаются гравитационная и затем магнитная ступени, а при взбросе ступени располагаются в том же порядке, но со смещением в обратном направлении от падения флексуры.

Известны многочисленные случаи и более сложных соотношений, когда во времени происходит смена кинематического типа разлома, превращение сбросов, сбросо-сдвигов во взбросы и взбросо-надвиги. В особенности это явление характер-

но для продольных нарушений грабенов и авлакогенов. В фундаменте и нижней части чехла по углам падения в направлении оси грабенов, резкому изменению глубины залегания и мощности осадков, внедрению линейных интрузий и выпадению отдельных горизонтов и толщ довольно однозначно устанавливаются сбросы, тогда как в верхней части разреза мы наблюдаем обратное падение слоев, увеличение их мощности на противоположном крыле разлома, повторение в разрезе скважин отдельных пачек и свит. Положение проектируемой плоскости сместителя, установленной различными методами, следующее: в направлении падения флексуры располагается гравитационная ступень и в обратном направлении — магнитная.

Наибольшие затруднения возникают при попытках обнаружения горизонтальной составляющей тектонических движений. Методы изучения сдвигов подробно разработаны в работе В.С. Буртмана, А.В. Лукьянова, А.В. Пейве, С.В. Руженцева (Горизонтальные перемещения..., 1963). Однако в условиях платформы многие из них нельзя использовать, в особенности главный — определение горизонтальной составляющей по смещению геологических тел, обнажающихся на поверхности. Поэтому в основу определений сдвигов была положена геофизическая модификация этого метода — определение смещений аномалиеобразующих тел. Трассирование сдвигов, определение направления и амплитуды смещения сегментов земной коры вполне возможно на основе регистрации специфических вторичных деформаций магнитного и гравитационного полей. Возникновение поздних постскладчатых горизонтальных смещений земной коры приводит к вторичным деформациям магнитовозмущающих тел в виде определенных изменений очертаний, простираний и взаимного положения магнитных аномалий. Подобные же изменения фиксируются в региональном гравитационном поле, что позволяет, учитывая доминирующее влияние осадочного чехла на распределение аномалий силы тяжести, трассировать сдвиги и выше поверхности кристаллического фундамента.

В результате анализа магнитного поля ΔT_a установлено четыре типа вторичных нарушений, свидетельствующих о возможности горизонтальных движений земной коры: деформации в виде затяжек изолиний с образованием осложнений типа "плеча"; образование множественных уступов, отражающих положение оперяющих нарушений второго порядка; подворачивание, волочение и сужение аномалиеобразующих тел в виде "шейки"; полный разрыв и смещение некогда единых аномалийных тел в случае превышения амплитуды сдвига над их поперечными размерами. В связи с независимым положением трассируемых сдвигов по отношению к региональному полю в полосе горизонтальных смещений наблюдаются различные сочетания рассмотренных случаев.

Горизонтальные смещения земной коры приводят к образованию связанных с ними структур растяжения (геосинклинальных трогов, грабен-синклиналей, авлакогенов, рифтов, тафрогенов), борта которых нарушены поперечными сдвигами с разрывом и распадом прибортовых сбросов на множество отрезков. Часто наиболее крупные сквозные сдвиги рассекают грабенообразные структуры на отдельные сегменты, планово не совпадающие между собой. Внутри авлакогена вдоль сдвига происходит разрыв и смещение осей дислокаций.

В связи с интенсивными нефтепоисковыми работами некоторые крупнейшие структуры разбурены по довольно плотной сети глубоких скважин, что дает возможность выявления в первом приближении горизонтальной составляющей по смещению границ распространения и зон равных мощностей отдельных свит и серий рифея и девона, взаимному положению интрузивных тел и вещественно-структурных зон фундамента. Использование данной группы методов в комплексе с геофизическими позволяет проводить реконструкции палеотектонических движений. Для этих целей были составлены серии карт мощностей отдельных стратиграфических единиц осадочного чехла, совмещенные с палеогеологическими картами-срезами подстилающих образований и схемами разломов фундамента. Предлагаемая методика палеотектонических реконструкций позволяет рассматривать особенности тектонических преобразований определенного этапа развития анализируемой структуры на фоне предыдущих фаз и циклов с их последовательным суммированием и восстановлением общей истории формирования разломов.

Большое значение при определении типа разлома имеет его конфигурация и парагенетические взаимоотношения с другими нарушениями. Сдвиги в отличие от довольно широких и эшелонированных систем сбросов, как правило, прослеживаются в виде одиночных протяженных швов или реже — кулисообразных систем, располагаясь вкрест простирания или под некоторым углом к сбросам. В местах плавных изгибов и на затухающих окончаниях образуется множество более мелких оперяющих нарушений. Если сбросы обычно контролируют одну определенную структуру, например геосинклинальный трог или авлакоген, то сдвиги образуют сквозную группу нарушений, секущую крайне разнородные тектонические элементы (щиты, массивы, авлакогены, геосинклинали).

К сожалению, известные методы выделения сдвигов недостаточно используются геологами и геофизиками при изучении блоково-глыбовой структуры Восточно-Европейской платформы. Сложная сеть сдвиговых нарушений, находящаяся в определенных соотношениях с более изученными системами сбросов и оказывающая решающую роль при формировании некоторых крупнейших тектонических структур платформы, в большинстве случаев остается вне рассмотрения.

Не менее сложно в условиях платформы проследить и надвиги. В открытых районах щитов и массивов и в складчатых районах надвиги фиксируются при обычном картировании и бурении структурных скважин (Новикова, 1971; Петров, 1970), тогда как на территории Русской плиты они обычно не выделяются. Лишь в последние годы в результате ревизии представлений об оползневом, ледниковом или гравитационном происхождении некоторых структур чехла с установленным аллохтонным залеганием небольших покровов начинают все более определенно высказываться идеи об их образовании под воздействием тангенциальных напряжений (Лобов, 1970; Голубев, 1972; О надвиговой природе..., 1974). Однако не все надвиги фиксируются на дневой поверхности, и поэтому основными методами выделения данной группы разломов остаются методы анализа гравитационного и магнитного полей. На территории платформы в магнитном и реже гравитационном полях некоторых районов выделяются группы аномалий, чрезвычайно напоминающие по своим формам и взаимоотношениям типичные надвиговые покровы складчатых областей. Это — системы в той или иной степени дугообразных тел, как бы накладывающихся в виде черепицы друг на друга. Дуги — иногда прихотливо изогнутые отрезки — разобщены поперечными разломами, по-видимому, сдвигами, или перекрываются соседними телами. Аномалийное поле автохтона срезается во фронтальной части предполагаемого аллохтона и часто имеет иное строение и простирание. При небольшом одиночном надвиге в его тыловой части обычно обнаруживается продолжение тех же аномалийных зон автохтона. Иногда при небольшой толщине покрова и при достаточно резком магнитном поле автохтона наблюдается его "просвечивание" в ослабленной форме.

В заключение отметим, что при выделении разломов важно использование комплекса геологических, геоморфологических и геофизических признаков, позволяющих уточнить, если и не кинематический тип разлома, то его положение в пространстве: зоны милонитизации и катаклаза, тектонических брекчий, минеральные источники, проявления метасоматоза, контакты разновозрастных геологических комплексов, орогидрографические линеаменты, внедрения интрузий, распространение эффузивов, роев даек, зон дифрагирования и поглощения волн, резких изменений глубин преломляющих и отражающих площадок и т.д.

Системы разломов протогеосинклинального этапа развития

Восточно-Европейская платформа, как и другие древние платформы земного шара со сложным многоступенчатым строением, отражает необратимый эволюционно-диастрофический характер развития земной коры от ее архейского нуклеарного, ранне- и среднепротерозойского протогеосинклинального и орогенного, позднепротерозойского (байкальского) раннеплатформенного и дофанерозойского пре-

имущественно позднеплатформенного этапов. Естественно, история формирования разломов, масштабы их проявления и кинематические типы резко изменялись от этапа к этапу.

Складчатый фундамент Восточно-Европейской платформы выходит на поверхность в пределах Балтийского и Украинского щитов, залегает на небольших глубинах в центральных частях Воронежского и Белорусского массивов. В связи со специфическими физическими свойствами горных пород докембрия складчатые системы, протоплатформы и тафрогены находят отражение в формах, напряженности и простирающихся аномалийных геофизических полей. Выделение складчатых комплексов основано на данных радиогеологии, характеристике региональных геофизических полей и их минералого-петрографическом составе по материалам бурения (Архангельский, 1941; Фотиади, 1958; Гафаров, 1963а; Шатский, 1964; Геологическое строение..., 1967; Варданыц, 1968 гг.).

Магнитное и в меньшей степени гравитационное поле Восточно-Европейской платформы разделяется на обширные области ослабленных мозаичных аномалий и облекающие линейные системы полосовых максимумов и минимумов. Архейским и частично свекофенским гнейсовым протоплатформенным массивам (Беломорскому, Днепровскому, Южно-Скандинавскому) и их возможным возрастным аналогам Русской плиты (Двинскому, Жигулевскому, Татарскому, Новгородскому и др.) соответствуют области мозаичных аномалий. Карельские протогеосинклинали, выполненные метаморфическими граувакками, вулканогенными, железисто-кремнистыми и кремнисто-доломитовыми формациями, образуют чередующиеся субпараллельные узкие синклиновые и антиклиновые зоны, зажатые между протоплатформенными глыбами. Границы протогеосинклиналей и отдельных трогов резко выражены в виде полосовых магнитных максимумов и гравитационных ступеней, определяющих зоны прохождения региональных разломов. Магнитные минимумы отвечают антиклинориям и антиклиналям. Выделены следующие системы раннепротерозойских сбросов, совпадающих с установленными и предполагаемыми протогеосинклиналями (Гафаров, 1963а; Шуркин, 1968; Валеев, 1970а,в): Кольская, Карельская, Мезенская, Моломско-Чепецкая, Белорусская, Валдайская, Прибалтийская, Криворожская, Курская, Рязано-Саратовская, Сурско-Камская, Вятская, Московская, Бугульминско-Жигулевская, Донская, Оренбургская (рис. 11).

На основании обобщения имеющихся данных средняя протяженность раннепротерозойской протогеосинклинальной системы разломов достигает 700 км, ширина 150 км, коэффициент нарушенности в среднем равен 0,15–0,20 или 15–20 разломов на 100 км профиля. В основном преобладают диагональные направления разломов. Системы образуют в той или иной мере изогнутые дуги, вершинами накладываются на прилегающие архейские массивы. Разломы прослеживаются в виде параллельных эшелонированных групп и контролируют серию геосинклинальных трогов. В качестве примера типичной протогеосинклинальной системы разломов можно привести Прибалтийскую. В связи с приуроченностью к разломам многочисленных магматических проявлений, падением плоскостей сместителей в направлении осевых зон трогов, общим характером их рисунка эта группа нарушений относится к разломам растяжения типа сбросов, реже раздвигов. Поскольку многие из разломов контролируют зоны фациальных изменений, по-видимому, следует полагать, что они были заложены в раннегеосинклинальную стадию развития нижнего протерозоя.

Разломы архейских массивов в основном приспособляются к протогеосинклинальным системам в связи с их неоднократной переработкой в период активизации протогеосинклиналей. В результате возникает перекрещивающаяся сеть нарушений, в основном сбросов третьего и второго порядков. Плотность разломов снижается по сравнению с протогеосинклинальными системами в 1,5–2 раза и не превышает 6–10 на 100 км.

В размещении протогеосинклинальных систем разломов обнаруживается известная упорядоченность, заключающаяся в их четкой "центростремительной" вергенции с образованием сложного тектонического узла в районе верховьев Днепра и

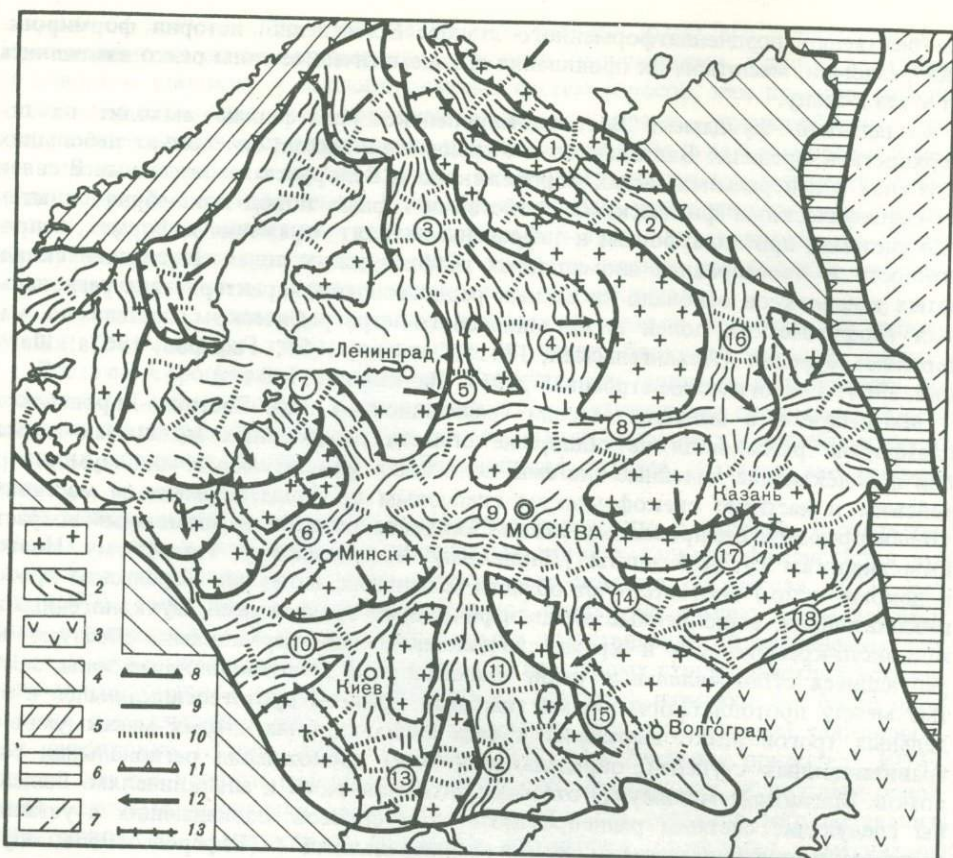


Рис. 11. Системы разломов раннепротерозойского протеогейсинклинального и среднепротерозойского орогенного этапов развития

Системы раннепротерозойских сбросов (цифры на карте): 1 – Кольская, 2 – Мезенская, 3 – Карельская, 4 – Онего-Вагская, 5 – Валдайская, 6 – Белорусская, 7 – Прибалтийская, 8 – Моломско-Чепецкая, 9 – Московская, 10 – Днестровская, 11 – Курская, 12 – Криворожская, 13 – Приднепровская, 14 – Пачелмская, 15 – Донская, 16 – Вятская, 17 – Сурско-Камская, 18 – Оренбургская. 1 – архейские протоплатформы; 2 – раннепротерозойские протеогейсинклинальные системы сбросов; 3 – области, лишенные "гранитного" слоя; 4 – байкалиты; 5 – каледониды; 6 – герциниды; 7 – Западно-Сибирская плита; 8 – предполагаемые среднепротерозойские шарьяжи и надвиги; 9 – граница Восточно-Европейской платформы; 10 – предполагаемые среднепротерозойские сдвиги; 11 – поздние каледонские и герцинские надвиги и шарьяжи; 12 – главные направления тектонических напряжений в среднем протерозое; 13 – дизъюнктивные границы протоплатформ

Волги (рис. 11). Подобные, но несколько меньшие, узлы сочленения намечаются в районе Рижского залива, Лапландии и Восточного Предтиманья.

Наряду с продольными нарушениями, контролирующими отдельные элементы протеогейсинклинали, по многочисленным смещениям осей магнитных аномалий и разрывам сопряженных с ними сбросов обнаруживается поперечная наложенная система сдвигов. Отдельные продольные сбросы, протяжением до 100–200 км, оказались столь часто нарушенными более поздними поперечными нарушениями, что распались на отдельные отрезки длиной до 20–30 км. Амплитуда горизонтальной составляющей относительно невелика и колеблется в пределах 5–10, реже 20 км. Сдвиги образуют относительно короткие (до 50 км) одиночные швы, пересекающие одну-две соседние синклиновые зоны протеогейсинклинали. Сквозные разломы (до 100–200 км), захватывающие прилегающие архейские массивы, довольно редки. Сдвиги обычно группируются в виде сопряженных пар с право- и левосторонним смещением.

Возникновение этой системы сдвигов, судя по соотношению с ранней системой сбросов, которую она в значительной мере нарушает и осложняет, относится, по-

видимому, к более позднему, орогенному этапу развития протогеосинклиналей. Исключение составляют лишь крупные сквозные сдвиги, отдельные отрезки которых контролируют зоны внедрения магматических интрузий, синхронных с интрузиями, подчиняющимися продольным сбросам. В орогенный этап эти отрезки наращивались и объединялись между собой с образованием единого шва. Ниже будет показано, что это наращивание и объединение разновозрастных разломов в единую шовную зону составляет наиболее распространенный процесс формирования глубинного разлома первого порядка.

В тесном парагенезе с орогенной системой сдвигов находятся крупные региональные надвиги, обнаруживаемые на внешних дугах складчатых систем по характерному рисунку магнитных аномалий, срезанию и торцовому сочленению с их фронтальными частями аномалий автохтона, его "просвечиванию" при тонких пластинах аллохтона.

Кроме известных надвиговых покровов Балтийского и Украинского щитов (Петров, 1970; Новикова, 1971), не менее значительные предполагаемые надвиги устанавливаются по обрамлению Сурско-Камской и Вятской протогеосинклинальных систем. На представленной схеме показаны соотношения надвигов с определенными кинематическими группами нарушений, в особенности со сдвигами. Амплитуды горизонтальных перемещений по надвигам, распадающимся по поперечным сдвигам на отдельные чешуи второго и третьего порядков, по-видимому, достигает 30–50 км. Положение основных надвигов и их сочетание с протогеосинклинальными системами сбросов, часть которых в орогенный этап и была преобразована во взбросы и надвиги, свидетельствует о возникновении на этом этапе аналогичной сбросам "центростремительной" системы надвигов (см. рис. 11). По направлениям смещений отдельных покровов и главным направлениям тангенциальных напряжений орогенного этапа предполагается общее правостороннее вращение возникшей в позднем протерозое Восточно-Европейской плиты с осью, расположенной в районе Волжско-Днепровского узла. Внутренняя область вращения обрамляется огромной внешней зоной, включающей региональные надвиги и системы сопряженных с ними сдвигов Балтийского и Украинского щитов и Польско-Литовского массива. Внешняя зона обнаруживает противоположное левостороннее вращение.

В аномальном магнитном поле склона Балтийского щита и Московской синеклизы в тесной связи с раннепротерозойскими разломами установлены крупные кольцевые аномалии, весьма напоминающие вулканоплутонические кольцевые структуры — кальдеры проседания. Такие структуры широко развиты в пределах древних щитов и складчатых блоков ранней консолидации. Они известны на Кольском полуострове (Елисеев, 1953) и в грабене в районе г. Осло (Руттен, 1972 г.). Однако в отличие от последних описываемые структуры характеризуются большими размерами (в 5–10 раз) и значительно более древним возрастом. В настоящее время могут быть выделены следующие палеокальдеры: Колоденско-Талецкая (50 x 60 км), Вага-Устьинская (75 x 87 км), Кулойская (60 x 75 км) и Воскресенско-Лодвинская (35 x 90 км). Наиболее значительная кольцевая структура устанавливается в Среднерусском авлакогене в районе г. Котласа (125 x 125 км). На Воронежском массиве выделена небольшая кальдера в районе г. Усмань (18 x 25 км). По своим размерам кольцевые структуры, особенно Котласская, значительно превосходят ранее известные на земном шаре (Томсон и др., 1968) и приближаются к лунным. Нижнепротерозойские разломы образуют касательные по отношению к кольцевым структурам. Одновременно и те и другие нарушены и смещены более молодыми, во-видимому среднепротерозойскими, мелкими сдвигами с деформацией округлых первичных очертаний структур, их сплющиванием и вытягиванием.

Таким образом, карельский цикл тектогенеза вызвал заложение в радиальных зонах растяжений между архейскими массивами протогеосинклиналей, контролируемых системами глубинных сбросов. Не исключено, что их образование обязано распаду некогда единой панархейской материковой глыбы.

В среднепротерозойский орогенный цикл, в особенности в его завершающие фазы, произошла резкая смена режима тектонических напряжений растяжения напряжениями сжатия с образованием поперечных к протогеосинклинальным системам сбросов более поздних систем сдвигов и сопряженных с ними региональных надвигов. Припаивание отдельных глыб и блоков Восточно-Европейской плиты сопровождалось, по-видимому, крупными горизонтальными смещениями блоков с эффектом право- и левостороннего вращения.

Системы разломов раннеплатформенного этапа развития

В период завершения орогенного этапа тектонические движения не прекратились и ознаменовались довольно мощными внедрениями сложных плутонов рапакиви с габброидами и более поздними мелкими интрузиями и дайками габбро-диабазов (1650—1700 млн. лет) с использованием древних ранне- и среднепротерозойской систем разломов. После этого происходит формирование типично платформенного чехла, представленного позднепротерозойскими, в основном рифейскими, базальными терригенными, вулканогенно-терригенными, вулканогенными, континентальными формациями, сменяемыми в более поздние этапы байкальского цикла преимущественно прибрежно-морскими и морскими терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными формациями с общей суммарной мощностью отложений от 1—5 до 10 км и более. Накопление описываемых образований миогеосинклинального облика происходило в отдельных изолированных грабенах и авлакогенах, представляющих типичные структуры раннеплатформенного этапа развития. На территории платформы в настоящее время по результатам буровых работ и геофизических исследований выделены следующие авлакогены: Камско-Бельский, Сергиевско-Абдулинский, Вятский, Манчажский, Керецко-Лешуконский, Двинский, Среднерусский, Московский, Пачелмский, Пугачевский, Донецкий, Днепровский, Припятский, Овручский, Вольно-Полесский, Денисовский и Колвинский. На западной окраине Балтийского щита предполагаются Ботническо-Балтийский и Далекарийский авлакогены, а на южной окраине Украинского щита — Причерноморский (рис. 12, см. вкладку). Известна довольно большая группа мелких изолированных грабенов типа Веттерн, Венерн, Онежского и др. Авлакогены образуют основные структурные формы, осложняющие поверхность фундамента и во многом предопределившие всю последующую историю развития Восточно-Европейской платформы.

Наиболее важная особенность строения рассматриваемой группы структур — их значительная дискретность с существованием сложной сети продольных и поперечных разломов. По морфологическим особенностям, своему положению и связи с мобильными окраинами на востоке Русской плиты авлакогены образуют несколько групп и представляют весьма протяженные структуры, вполне сопоставимые с раннепротерозойскими протогеосинклиналями.

Сравнительный анализ пространственных соотношений раннепротерозойских протогеосинклиналей, рифейских и палеозойских авлакогенов свидетельствует о сложных неоднозначных взаимосвязях (Валеев, 1970а). С одной стороны, Пачелмский, Московский, Вятский, отдельные южные сегменты Среднерусского авлакогенов наследуют в какой-то мере предшествующие протогеосинклинали, с другой, Сергиевско-Абдулинский, Камско-Бельский, группа авлакогенов Большого Донбасса, Доно-Медведицкий, Вольно-Полесский (южные сегменты) секут протогеосинклинали, срезая и перерабатывая древние структуры. Двинский и Среднерусский (северные сегменты) авлакогены накладываются на архейские Беломорский и Северо-Двинский массивы.

Продольные нарушения авлакогенов группируются в виде весьма протяженных (500—2000 км) и довольно широких (50—250 км) систем (рис. 12). Амплитуда вертикальных смещений по отдельным разломам достигает 500—1000 м и более, плотность разломов в среднем равна 0,17—0,30. В верхней части осадочного чехла разломам отвечают флексуры амплитудой до 200—800 м (Вятская, Доно-Медведицкая, Керенско-Чембарская и другие зоны). В единые системы нередко входят

разломы нескольких авлакогенов (Большая Донбасская, Пачелмско-Пугачевская, Вятско-Медведицкая). В составе систем, контролирующих простые авлакогены, обычно выделяются два глубинных прибортовых разлома и серия мелких нарушений второго и третьего порядков (рис. 13, см. вкладку). Сложные авлакогены, представленные группой параллельных трогов и срединных выступов, контролируются четырьмя или шестью и более глубинными разломами (рис. 14, см. вкладку). На основании их сопряжения с грабенообразными структурами, падения плоскости сместителя в направлении трогов, резкого увеличения мощности осадков на опущенном крыле, локального выпадения отдельных пачек и толщ при подсечении плоскости сместителя скважинами продольные нарушения по кинематическому типу отнесены к сбросам.

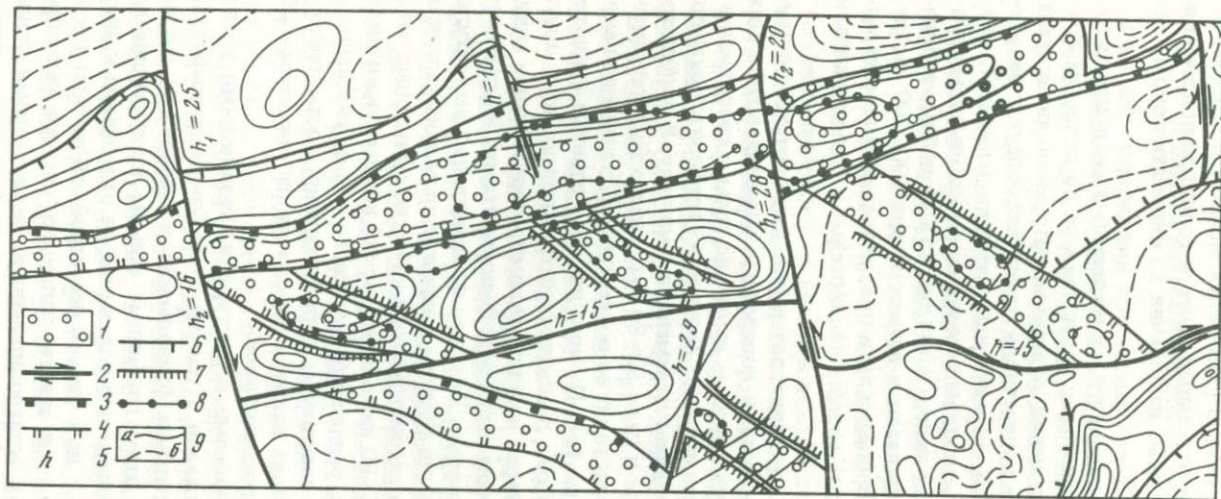
Глубинные системы сбросов, контролирующие авлакогены, как и протогеосинклинальные системы, осложнены поперечными нарушениями, по которым происходят разрывы и горизонтальные смещения отдельных отрезков авлакогена (рис. 14, см. рис. 12, 13). В узкой полосе поперечного сдвига наблюдается направленное смещение одноименных аномалий, характерные затяжки изолиний, подворачивание и волочение магнитных тел, торцовые сочленения разноименных аномалий, расположенных на разных крыльях сместителя (рис. 15). Подобные вторичные деформации магнитного поля устанавливаются на расстоянии 100–200 км, нередко 500 км. Отдельные сквозные глубинные сдвиги прослеживаются на расстоянии до 1000–1500 км, рассекая щиты, своды, авлакогены и геосинклинали (см. рис. 12).

Группа унаследованных авлакогенов (от раннепротерозойских протогеосинклиналей) в основном сохранила древнюю систему поперечных сдвигов, возникших еще в орогенный этап развития. Наиболее крупные из них не только розродились, но и значительно увеличили свою протяженность. Амплитуда горизонтальной составляющей этой группы сдвигов представляет переменную величину. В осевых зонах авлакогенов она достигает 30–40 км и даже 50–80 км, тогда как в направлении прилегающих сводов и массивов происходит ее постепенное снижение до некоторой постоянной, равной 5–10 км (рис. 16). Именно по этим сдвигам происходит распад авлакогенов на ряд сегментов, смещенных относительно друг друга.

Необходимо учесть, что имеется вторая группа среднепротерозойских сдвигов, которая хотя и осложняет внутреннюю структуру фундамента, но не участвует в движениях при формировании авлакогенов. Поэтому максимальные амплитуды горизонтальной составляющей (30–80 км) по сдвигам, возрожденным в байкальский цикл тектогенеза, по-видимому, следует рассматривать в качестве суммарных: от 5 до 20 км в среднепротерозойский и 25–60 км в байкальский циклы тектогенеза.

Таким образом, стиль деформаций раннеплатформенного этапа унаследован от орогенного, но резкое увеличение амплитуды горизонтальной составляющей привело к смене в орогенных зонах общих напряжений сжатия растяжением с обрушением блоков и заложением узких троговых рвов.

Наложенные авлакогены являются новыми структурами, возникшими в связи с образованием новых очагов напряжений в мантии, с глубокой переработкой земной коры и заложением самостоятельных байкальских и герцинских систем продольных глубинных сбросов. При этом глубинные сбросы протогеосинклинальных систем, занимающие обычно поперечное положение по отношению к авлакогенам, сохранили свою подвижность, но с резкой перестройкой режима тектонических напряжений и превращением их в сдвиги, например, система раннепротерозойских сбросов Украинского щита, контролировавших в свое время криворожские протогеосинклинальные системы. Эти разломы испытали даже не две, а три крупные смены режима тектонических напряжений: в протогеосинклинальный этап преобладали глубинные сбросы, в орогенный цикл некоторые из них, например Криворожский, превратились в надвиги со срезанием и перекрытием значительной части протогеосинклинали (предполагаемая амплитуда 100–150 км), в герцинский цикл, а возможно, и ранее (байкальский?), в связи с формированием огромной зоны растяжения (авлакоген Большого Донбасса) произошло их превращение в сдвиги.



Р и с. 15. Соотношение аномалий магнитного поля со сбросами и сдвигами Московского авлакогена

1* – Московский авлакоген и подчиненные ему мелкие грабены, выполненные рифейскими отложениями; 2 – предполагаемые сдвиги; 3 – глубинные сбросы, установленные по магнитным и гравитационным данным; 4 – сбросы, отражающиеся в гравитационном поле; 5 – амплитуда горизонтальной составляющей (в км); 6 – сбросы, отражающиеся в магнитном поле; 7 – флексур осадочного чехла; 8 – локальные поднятия; 9 – изолинии положительных (а) и отрицательных (б) магнитных аномалий

Р и с. 16. Соотношение аномалий магнитного поля с системой предполагаемых сдвигов Вятского и Камско-Бельского авлакогенов

С д в и г и: А – Кажимский, Б – Нагорненский, В – Моломско-Чепецкий, осложняющие Вятский авлакоген и Косинский грабен, Г – Моломско-Чепецкий, Мари-Турекский, Урмарский, Камский (располагаются последовательно с севера на юг), осложняющие Камско-Бельский авлакоген. Магнитные максимумы: а – Очерский, б – Игрыйский, в – Ижевский, г – Варзи-Ятчинский, д – Прикамский, 1 – изолинии магнитного поля (а – достоверные, б – менее достоверные); 2 – оси магнитных минимумов и максимумов; 3 – рифейские грабены и авлакогены; 4 – предполагаемые сдвиги; 5 – частные амплитуды горизонтальной составляющей (км)



A



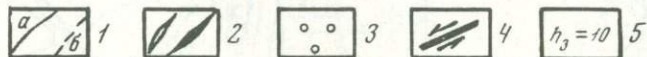
B

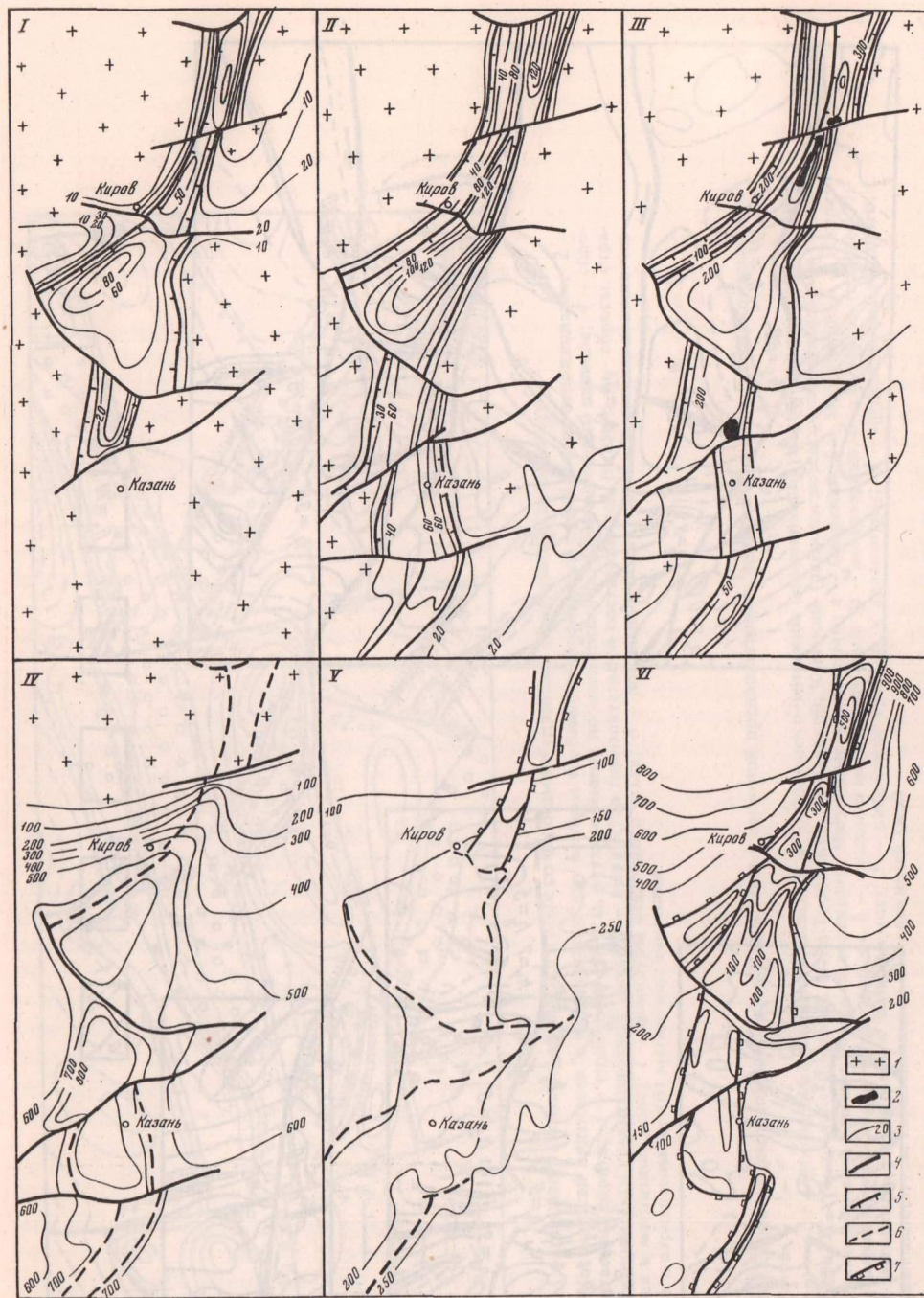


B



Gamma



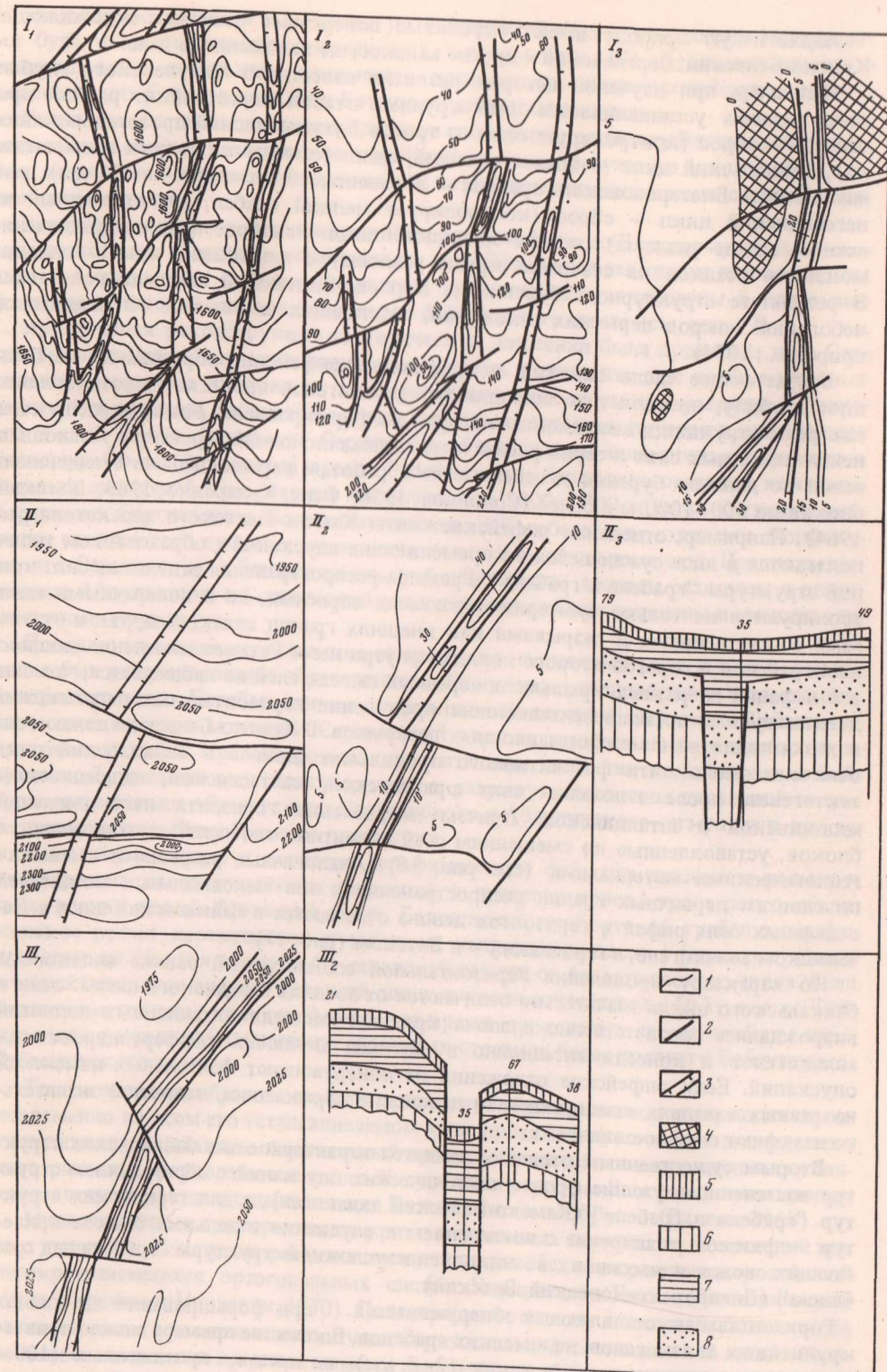


Р и с. 17. Схема развития Вятского авлакогена в герцинский и альпийский циклы тектогенеза

Карты мощности отложений: I – эйфельских, II – старооскольских, III – верхнекиньских, IV – верхнефранско-фаменских, V – окско-серпуховских, VI – верхнепермско-мезозойских, 1 – своды и выступы; 2 – эффузивные образования, 3 – изопахиты; 4 – предполагаемые сдвиги; 5 – сбросы; 6 – разломы, предположительно проникающие в осадочных чехол, 7 – возрожденные взбросы

Р и с. 18. Схемы строения и формирования грабенов Шугуровской и Бузулукской систем

Группа девонских грабенов западного склона Альметьевского свода (Алтунино-Шунакский, Сулюковский, Кузайкинский и др.): I₁ – схема рельефа фундамента, I₂ – мощность осадков терригенного девона, I₃ – мощность кикинских отложений; Хомутовский грабен: II₁ – структурная карта поверхности терригенной толщи девона, II₂ – мощность осадков терригенного девона, II₃ – поперечный профиль; Сергеевский грабен:



III₁ – структурная карта поверхности терригенной толщи девона, III₂ – поперечный профиль. I – изогипсы и изопахиты; 2 – сдвиги; 3 – сбросы; 4 – область отсутствия кикинских отложений; отложения: 5 – саргаевские, 6 – кыновско-пашийские, 7 – живетские, 8 – эйфельские

Аналогичную природу имеют глубинные поперечные разломы, осложняющие Камско-Бельский, Сергиевский и другие авлакогены наложенного типа.

Например, при изучении истории развития известного Жигулевского глубинного разлома устанавливается пять крупных этапов перестройки: ранний протерозой — сброс (контролирует один из трогов Бугульминской протогеосинклинали), байкальский цикл — правосторонний сдвиг (отмечается разрыв и смещение южной части Екатериновского грабена — Зольненского сегмента — на 25 км), раннегерцинский цикл — сброс (контролирует мелкий грабен, расположенный на южном крыле разлома), позднегерцинский цикл — взброс (резкое увеличение мощности осадков на северном крыле разлома) и альпийский цикл — надвиг. В результате структурного бурения на Карлово-Сытовской площади установлен небольшой покров пермских отложений, залегающих на мезозое (О надвиговой природе..., 1974).

Возрастающее число скважин, вскрывающих рифейские образования на большую глубину, позволяет по большинству авлакогенов провести палеотектонические реконструкции и восстановить историю их формирования. Границы распространения отдельных свит и серий рифея имеют дизъюнктивный характер с установленными по данным бурения и сейсмическим работам вертикальными смещениями блоков до 500—1000 м и более (Солонцов, 1958; Фаин, Кухаренко, 1963; Шатский, 1964). Например, отдельные рифейские свиты Камско-Бельского авлакогена располагаются в виде сужающейся во времени зоны опусканий с образованием типичной структуры "грабена в грабене". Границы распространения отдельных свит контролируются не только субмеридиональными сбросами, но и поперечными сдвигами со смещениями и разрывами как внешних границ авлакогена, так и отдельных грабенов и горстов второго порядка внутри него. Резкого изменения мощностей и фаций на разных крыльях поперечных сместителей не наблюдается, что свидетельствует о постседиментационном проявлении горизонтальных перемещений в эпохи поднятий и межформационных перерывов. В Камско-Бельском авлакогене отмечено около пяти фаз активного проявления сдвигов в байкальский цикл тектогенеза после отложения свит юрушевской, калтасинской, надеждинской, мишкинской и штандинской. Причем направления горизонтальных движений блоков, установленные по смещениям осей магнитных аномалий, подтверждаются геологическими материалами (см. рис. 16). Аналогичные разрывы и смещения по сдвигам первичных границ распространения и зон максимальных мощностей отдельных свит рифея и горизонтов девона отмечаются в байкальский цикл в Пачелмском авлакогене, в герцинский — в Вятском (рис. 17).

По характеру проявления горизонтальной составляющей ранние авлакогены байкальского цикла значительно отличаются от поздних герцинского цикла: сдвиги возрождались соответственно в эпохи крупных постседиментационных поднятий авлакогенов и конседиментационно в периоды активных дифференцированных опусканий. Если рифейские отложения не обнаруживают фациальных изменений на разных крыльях сместителей, то девонские образования, напротив, значительно изменяют свой состав.

Вторым существенным отличием является характерное для байкальских структур постепенное сужение фронта тектонических опусканий с образованием структур "грабена в грабене" (Камско-Бельский авлакоген), а для герцинских структур — фазовое расширение с вовлечением в опускания отдельных блоков прилегающих сводов и массивов с возникновением сложной структуры "грабена над грабеном" (Днепровско-Донецкий, Вятский).

Горизонтальная составляющая обнаруживается при формировании не только крупнейших авлакогенов, но и мелких грабенов. В качестве примера можно привести историю заложения серии узких (2—3 км), но весьма протяженных (100—150 км) грабенов, осложняющих отдельные элементы Волго-Уральской антеклизы в среднедевонскую и раннефранскую эпохи. Указанные грабены объединяются в Кулигинскую, Шугуровскую и Бузулукскую системы, представляющие северные окончания предполагаемого Бузулукско-Кушумского авлакогена. Грабены разорваны многочисленными мелкими поперечными сдвигами на отрезки длиной до 20—

30 км с горизонтальным смещением до 1—2, реже 3—5 км, что доказано материалами бурения многочисленных поисковых скважин (рис. 18). Девонские сдвиги — возрожденные небольшие фрагменты древних среднепротерозойских сдвигов, осложнявших Бугульминскую и Вятскую протогеосинклинали.

Указанные системы девонских грабенов располагаются между Вятским авлакогеном и Уральской геосинклиналью и формировались в результате относительно слабых затухающих напряжений, вызванных интенсивными движениями соседних крупнейших структур.

Выполненные палеотектонические построения по Камско-Бельскому и Пачелмскому авлакогенам позволили установить их разновременное заложение или во всяком случае возрождение отдельных сдвигов, осложняющих авлакогены в отдельные фазы тектонической активности единого байкальского цикла (см. рис. 17).

Аналогичная реконструкция тектонических движений была проведена и по Сергиевско-Абдулинскому авлакогену, где удалось установить еще слабо изученные явления взаимного влияния активно развивающихся сдвигов с разрывами "залеченных" нарушений, перехватом одним разломом отрезков другого и включением его в свой состав. Заложение Сергиевско-Абдулинского авлакогена произошло в раннерифейское (боровское) время. Распределение боровских песчаных континентальных отложений с суммарной мощностью до 3000—4000 м тесно связано с прибортовыми Сергиевским, Большекинельским и Белебеевским сдвигами. Конфигурация сдвигов того времени значительно отличалась от современной. Предполагается, что Сергиевский и Большекинельский сдвиги были единым разломом и современные Абдулинский и Сергиевский сегменты еще не были отделены и смещены относительно друг друга.

Позднее, в троичко-малокамышское время юго-восточный угол Альметьевского свода был регенерирован с образованием обширного грабенообразного опускания, контролируемого Белебеевским и возникшим на севере Байтуганско-Туймазинским сдвигом, перехватившим Сергиевский отрезок некогда единого южного прибортового разлома. Правосторонние горизонтальные движения земной коры по Байтуганско-Туймазинскому сдвигу привели к разрыву и смещению первичной структуры авлакогена с образованием Сергиевского и Абдулинского сегментов и нового Балтаевского грабенообразного понижения.

В малокамышскую и особенно серафимовскую фазы тектоногенеза размах и дифференциация тектонических движений в пределах нового трога резко усилились, возник новый Уфимский сдвиг. Балтаевский прибортовой грабен в серафимовское время наращивается в западном направлении вдоль Уфимского сдвига примерно на 20 км и отделяет Фоминовский выступ от Альметьевского свода. Если в малокамышское время Уфимский сдвиг торцово сочленяется с Байтуганско-Туймазинским сдвигом, то в серафимовское время происходит его дальнейшее наращивание с разрывом и смещением отдельных отрезков более древнего Байтуганско-Туймазинского разлома.

Таким образом, образование и затухание глубинных разломов происходит не одновременно на всем его устанавливаемом ныне протяжении, а в несколько фаз с постепенным наращиванием. Аналогичный процесс постепенного возрождения глубинного разлома предполагается и для Жигулевского сдвига. Еще ранее приводились доказательства фазового наращивания Вятской системы сбросов (Валеев, 1968).

Многочисленные примеры неоднократных взаимных перехватов и смещений можно привести из истории развития нижнепротерозойской и среднепротерозойской перекрещивающихся ортогональных систем Украинского щита (Тектоническая карта Украины и Молдавии, 1970). Подтверждение по всем известным авлакогенам закономерного увеличения амплитуды горизонтальной составляющей может быть использовано с целью предварительного выделения наиболее подвижных структур и на других платформах.

Достоверные и предполагаемые сдвиги группируются в крупнейшие планетарные системы нарушений, осложняющие не только внутреннюю структуру платформы, но и ее складчатое обрамление: Балтийско-Волжскую, Волго-Уральскую, Тимано-Уральскую, Украинско-Карпатскую, Украинско-Крымскую, Прикаспийско-Кавказ-

скую (см. рис. 12). Как внутри платформы, так и в складчатом обрамлении, несмотря на необычайно разновозрастный характер структур, направление смещений устойчиво сохраняется в течение чрезвычайно длительного промежутка времени (средний протерозой, рифей — кайнозой). Как свидетельствуют материалы ГСЗ, многие из них пронизывают не только земную кору, но и верхнюю мантию. Возможно, эти крупнейшие границы раздела возникли в начальные этапы дифференциации и формирования глубинных оболочек Земли. Нельзя исключить и второй вариант — постепенное наращивание разломов во времени по мере приращения протогоосинклиналей к платформам, а в позднем протерозое и фанерозое — складчатых сооружений байкалид, каледонид, герцинид и альпинид. В этом отношении для сквозных глубинных сдвигов (платформа — ороген) характерно формирование типичнейших структур "конского хвоста" на обоих флангах разлома: внутриплатформенное оперяющее окончание в складчатых сооружениях Урала, Кавказа, Крыма и Карпат (см. рис. 12). Об этом же говорят приведенные факты постепенного наращивания или возрождения крупнейших глубинных разломов любого типа, а иногда и целых систем, например, Вятской.

Системы разломов позднеплатформенного этапа развития

Основные генетические типы структур раннеплатформенного этапа — грабены, авлакогены и горстоподобные щиты, массивы, системы сводовых поднятий и своды — постепенно сменялись на поздних стадиях этапа синеклизами, наложенными впадинами и антеклизами. В вендский цикл тектогенеза непосредственно вслед за дифференцированными движениями большего размаха рифейского цикла произошла резкая перестройка структурных планов платформы. В результате весьма значительного расширения авлакогенов и вовлечения в опускания сводов и массивов возникли крупнейшие слабо дифференцированные Московская, Балтийская, Волынская и Ножовско-Ашинская синеклизы. В северо-западном секторе платформы этот процесс продолжался и в течение всего каледонского цикла. Юго-восточный сектор в целом был вовлечен в огромную область общих воздыманий. Именно в этой области сводовых поднятий, включающей в себя Волго-Уральскую и Сарматскую антеклизы, в раннегерцинский цикл тектогенеза произошло возрождение древних рифейских систем (Вятско-Медведицкая, Тиманская) и заложение молодых девонских сбросовых систем (Кушумско-Бузулукская, Большая Донбасская) с одновременным оживлением поперечных сдвиговых нарушений и возникновением группы поздних авлакогенов — Большого Донбасса, Доно-Медведицкого, Вятского, Бузулукско-Кушумского, Предтиманского. На остальной части платформы продолжалось унаследованное развитие синклиз и антеклиз.

В позднегерцинский и особенно в альпийский циклы тектогенеза, когда обрамляющие платформу геосинклинали были последовательно вовлечены в орогенные движения и причленены к жесткой плите, резко изменился режим тектонических напряжений и внутри платформы. В пределах возрожденных глубинных ограничений большинства авлакогенов возникли инверсионные сооружения различных типов — от складчатых зон типа Каратау и Донецкого кряжа (Камско-Бельский и Донецкий авлакоген), инверсионных Балаковского, Шкаповского и Башкирского сводов (Пугачевский, Сергиевско-Абдулинский и Камско-Бельский авлакогены) до крупных зон дислокаций типа Вятской, Жирновско-Иловлинской, Саратовской, Доно-Медведицкой, Сокско-Шешминской, Керенско-Чембарской (Вятский, Доно-Медведицкий, Пачелмский, Пугачевский, Сергиевско-Абдулинский и другие авлакогены). Между ними в дизъюнктивных границах древних сводов и массивов возникли крупные наложенные синеклизы, впадины и мульды (Ульяновская, Ветлужская, Лойкенская, Мелекесская, Аткарская, Украинская и т.д.). Причем большинство из них вместе с огромной наложенной Прикаспийской перикратонной синеклизой вошли в состав Восточно-Русской системы опусканий, протянувшейся в субмеридиональном направлении от Кавказа до побережий Баренцева и Белого морей (Шатский, 1964).

В инверсионных зонах, особенно вдоль резких флексурных границ с наложенными мульдами и впадинами, соотнями структурных и глубоких скважин были подсечены многочисленные плоскости нарушений, в целом подчиняющиеся древним системам разломов различных этапов протерозоя. Таким образом, в позднеплатформенный этап резкого оживления блоковой структуры земной коры по существу произошло лишь возрождение древних систем разломов (возможно, с незначительным увеличением их плотности) при полном отсутствии новообразованных систем. Из 26 установленных и предполагаемых систем глубинных сбросов, 16 были заложены в раннем протерозое, шесть в рифее, две в девоне и ни одной в позднегерцинский и альпийский циклы. Это дает довольно уверенные основания утверждать, что происходит постоянное резкое снижение количества новообразованных разломов при достижении в земной коре платформы определенной плотности нарушений, названной критической плотностью разломов (Валеев, 1970в). Существовавшая в девоне густая сеть разновозрастных нарушений оказалась способной в дальнейшем реагировать на любые напряжения подкоровых масс с возникновением новообразованных платформенных структур в рамках древних систем нарушений.

Анализ разломов, осложняющих верхние этажи осадочного чехла в зонах развития инверсионных структур, позволяет утверждать об их преимущественно взбросовой природе (повторение слоев в разрезе при подсечении плоскости сместителя, порядок расположения гравитационных и магнитных ступеней к флексуре чехла, резкая смена знака движений разноименных крыльев и т.д.). В нижних структурных этажах эти же разломы представляли собой типичнейшие сбросы, контролируемые авлакогены. Таким образом, на позднеплатформенном этапе развития, в тесной связи с тектоническим режимом геосинклинальных областей, охваченных орогенной, произошла новая резкая смена режима тектонических движений и главных направлений тангенциальных напряжений. Большинство авлакогенов было охвачено напряжениями сжатия с образованием инверсионных взбросовых структур и даже складчатых сооружений (Донецкий авлакоген). Амплитуда взбросов в различных зонах колеблется от 20—100 м (Вятские, Сокско-Шешминские, Туймазинско-Бавлинские, Большекинельские и другие дислокации) и до 300—500 м (Жирновско-Бахметьевский горст, Иловлинские и Саратовские дислокации). Исключение составляет южный сегмент платформы, охватывающий Украинский щит, Днепровский и Припятский авлакогены.

Припятский авлакоген завершил развитие лишь в верхнепермское время, в пределах Днепровского авлакогена вулканогенные формации отмечаются в юрских отложениях. Оба авлакогена не испытали инверсии и были осложнены лишь солевыми структурами и диапирами девонских и пермских галогенных формаций. На территории Украинского щита формировались наложенные мелкие грабенообразные впадины (Болышская, Сновидовичная, Ротмистровская) и грабен-синклинали (Ялыно-Конкская), выполненные юрскими эффузивами и вулканогенно-терригенными образованиями. Активно проявляла себя и меридиональная система глубинных сдвигов, с которыми связано распределение фаций и мощностей кайнозойских отложений на южном склоне щита, внедрения щелочных интрузий Приазовья и современные горизонтальные перемещения, устанавливаемые при повторных триангуляциях (Собакар, 1964; Тяпки, 1965).

На остальной территории платформы возрождение поперечных систем древних сдвигов также было довольно значительным, хотя кинематический тип каждого разлома на позднем этапе установить довольно трудно. Часть из них — Жигулевский, Сергиевско-Байтуганский, Туймазинский, Большекинельский и Камский — испытывали движения взбросового и даже надвигового характера. Во всяком случае такие движения испытывал Жигулевский разлом с образованием небольшого Карлово-Сытовского покрова (О. надвиговой структуре..., 1974). Другие разломы контролируют поперечные наложенные прогибы и грабены, между зонами инверсионных дислокаций или группами валов внутри зон (Мари-Турекский, Моломско-Чепецкий и др.).

Рисунок гидросети, подчиняющийся основным направлениям разломов слабые землетрясения, а по Камскому и Моломско-Чепецкому даже значительные, до 5—6 бал-

лов (Борисов, 1967), свидетельствуют о продолжении активной жизни большинства древних сдвигов в новейшее время.

В тесной парагенетической связи с взбросами находятся небольшие надвиговые покровы, например Карлово-Сытовский (палеоген), Карлинский (палеоген), Воротиловско-Тонковский (пермо-триас), Каневский (четвертичный). Довольно значительны в масштабах платформы многочисленные надвиги Украинского щита на Донецкий кряж и последнего на Воронежский массив с установленной амплитудой смещения до 1—4 км (пермо-триас). Особый интерес вызывают Карлинские и Воротиловские покровы, расположенные на флангах предполагаемой Воротиловско-Карлинской посткарельской региональной зоны надвигов. Эти надвиги после чрезвычайно длительного покоя вновь проявили себя в позднеплатформенный этап развития. В зоне Карлинских дислокаций бурением и в обнажениях устанавливается несколько аллохтонных пластин: нижнекаменноугольная, залегающая на образованиях среднего карбона, среднекарбоновая — на верхнепермских и казанская — на татарских и юрских.

Еще более значительные подвижки происходили в зоне так называемого Воротиловского горста, где по его южному обрамлению развито обширное поле тектонических брекчий, в состав которых входят породы от перми до кристаллического фундамента включительно (Нечитайло и др., 1959; Гарецкий, 1962). В этой зоне в разрезе Ройменской скважины установлено вторичное залегание франкских образований (290 м) на фаменских (172 м) и тех и других на визейских отложениях. Не исключено, что Воротиловско-Карлинская зона надвигов возродилась в пермо-триасе на всем протяжении, но, к сожалению, ее центральная часть почти не обнажена и совершенно не изучена бурением.

Таким образом, позднеплатформенный этап развития ознаменовался новой сменой режима тектонических напряжений. Сжатиями была охвачена почти вся территория платформы, особенно мобильные зоны авлакогенов, где возникли различные инверсионные сооружения. Эта смена режимов послужила причиной превращения рифейских и раннепалеозойских сбросовых систем в взбросовые с образованием небольших надвиговых покровов и некоторым оживлением наиболее крупных сдвигов. Однако, в отличие от ранее рассмотренных этапов развития, формирования новых самостоятельных систем нарушений не произошло, — вероятно, жесткое основание достигло предельной плотности нарушений (Валеев, 1970б,в).

* * *

Разломы Восточно-Европейской платформы объединяются в огромные системы, контролируемые раннепротерозойские протогеосинклинали кристаллического основания, а также рифейские и девонские авлакогены осадочного чехла. Продольные разломы по своему кинематическому типу относятся к сбросам, поперечные — в основном к сдвигам.

В течение доступного анализу огромного временного интервала земная кора платформы претерпела несколько крупнейших этапов перестройки, обязанных, по-видимому, общепланетарным изменениям режима тектонических напряжений, носящих пульсационный характер: 1) протогеосинклиальный этап (ранний протерозой) — преимущественное растяжение земной коры; 2) орогенный этап (средний протерозой) — сжатие; 3) раннеплатформенный этап (рифей, ранний палеозой) — растяжение; 4) позднеплатформенный этап (поздний палеозой, мезозой-кайнозой) — сжатие.

В первые три этапа были заложены основные системы разломов, на последнем установлено лишь возрождение древних систем. Предполагается, что к позднеплатформенному этапу жесткое основание платформы достигло критической плотности разломов.

При необычайной консервативности разломов в соответствии с установленными на отдельных этапах режимами тектонических напряжений отмечаются неоднократные превращения разломов одного кинематического типа в другой.

В целом, как в протогеосинклиальный и орогенный, так и платформенный этапы развития выявлены разломы всех кинематических типов (сбросы, взбросы, надвиги,

сдвиги), находящиеся в определенных парагенетических взаимоотношениях между собой.

В среднепротерозойский и особенно байкальский циклы тектогенеза происходили весьма значительные горизонтальные движения крупных пластин земной коры с образованием систем глубинных сдвигов, независимо рассекающих щиты, массивы, авлакогены и складчатые области. Вызванные этими движениями растягивающие напряжения привели к обрушению огромных линейных блоков земной коры с образованием геосинклинальных трогов, грабенов и авлакогенов.

На основании анализа геомагнитного и гравитационного аномалийных полей, дизъюнктивных ограничений авлакогенов и границ распространения отдельных свит и серий рифея и девона установлено, что амплитуда горизонтальной составляющей на всем протяжении поперечных сдвигов представляет переменную величину с довольно значительным возрастанием в осевых зонах авлакогенов и постепенным снижением в направлении прилегающих сводов и массивов.

В отдельные этапы в соответствии с режимом тектонических напряжений и кинематическим типом контролируемых разломов происходило формирование определенных генетических типов структур.

Фундамент Восточно-Европейской платформы

Систематизация типов разломов фундамента Восточно-Европейской платформы и выявление их пространственных и временных соотношений имеет важное методическое и практическое значение для проблем сравнительной тектоники древних платформ. Одним из наименее разработанных в этой проблеме остается вопрос о роли, величине и типах горизонтальных движений вдоль разломов фундамента, выделении их систем, об общей динамике и механизме подобных перемещений.

Основные сведения о крупных горизонтальных смещениях вдоль разломов фундамента Восточно-Европейской платформы были получены лишь за последние 10–15 лет в результате региональных геолого-геофизических исследований в пределах Балтийского и Украинского щитов и Русской плиты. Особое значение в развороте таких исследований имели работы А.В. Пейве (1961, 1967) о широком проявлении горизонтальных перемещений по разломам земной коры. Крупные глубинные надвиги, ранее отмеченные А.А. Полкановым (1935), описываются в этот период Х. Вярюненом (1959), Л.Я. Харитоновым (1960), В.О. Кратцем (1963) в пределах Балтийского щита, К.Ф. Тяпкиным (1965), В.А. Куделей (1965), А.В. Чекуновым (1967) и М.И. Доброхотовым (1969) – на Украинском щите и другими исследователями.

Структурные геолого-геофизические исследования в различных районах платформы в 60-х годах позволили выявить особенности глубинного строения многих разломов. Как было установлено данными ГСЗ на Балтийском и Украинском щитах (Литвиненко, Анкудинов, 1971; Глубинный разрез. . . , 1968; Соллогуб, 1970), в складчатых зонах свекофенно-карелид большую роль играют надвиги и сдвиги, непосредственно связанные с глубинными зонами земной коры и верхней мантии. А.С. Новиковой (1971) было показано, что зоны сочленения основных структурных элементов этих щитов в целом выражены крупнейшими системами глубинных надвигов, определяющими сложное чешуйчатое строение складчатых зон свекофенно-карелид в целом. Широкое проявление горизонтальных смещений вдоль разломов фундамента Русской плиты было подчеркнуто в последнее время Р.А. Гафаровым (1973).

Методика выявления и изучения горизонтальной составляющей смещений по разломам в фундаменте Русской плиты еще не может считаться достаточно разработанной и должна основываться на широком комплексе геолого-геофизических данных.

В пределах Воронежской и Белорусской антеклиз, в Волго-Уральской области и ряде других районов сравнительно полные данные о строении разломов фундамента получены по материалам бурения (Богданова и др., 1973; Зайцев, 1973; Пап, 1972). Глубинные разломы характеризуются здесь линейными полосами ка-

таклазитов и раздробленных пород, сопровождаются приразломными деформациями, разнообразными опережающими трещинами и разрывами с внедрениями магматических пород. Однако и в этих районах амплитуда и характер горизонтальных смещений по разломам фундамента во многих случаях могут быть установлены далеко неоднозначно и нуждаются в дополнительном обосновании (геофизическими данными и т.д.).

Важным методом выделения разломов с горизонтальным смещением является прослеживание погребенного продолжения глубинных разломов Балтийского и Украинского щитов в пределах Русской плиты путем экстраполяции закономерных соотношений разломов и распределения и характера магнитных и гравитационных аномалий.

Опыт использования магнитных и гравитационных аномалий для выявления морфо-кинематических признаков разломов (в основном типа сбросов) обобщен в целом ряде исследований (Борисов, 1962; Неволин, 1971; Глубинная тектоника. . . , 1971; Дедеев, 1972). Однако методика их применения для выявления горизонтальной составляющей смещений по разломам получила развитие лишь в самое последнее время (Валеев, 1970б; Гафаров, 1973; Суворов, 1973). Сдвиги, как правило, фиксируются кулисно или прерывисто расположенными цепочками гравитационных и магнитных аномалий. Горизонтальная составляющая и направление смещения по сдвигам устанавливаются по смещению коррелирующихся аномалий и по конфигурации локальных максимумов опережающих разломов, обычно образующих подвороты и дугообразные изгибы. Разломы типа надвигов, взбросов и покровные структуры, как правило, отображаются в аномальных магнитных полях в соотношениях торцового типа, наложенности систем аномалий разного плана и интенсивности друг на друга и т.д. Следует иметь в виду, что подобные соотношения систем гравитационных и магнитных аномалий в пределах платформ часто в значительной мере затушеваны позднейшими процессами гранитизации, метасоматоза и глыбовой переработкой фундамента, что обуславливает неоднозначность тектонической интерпретации геофизических данных. В связи с этим важное методическое значение имеет систематизация имеющихся геолого-геофизических данных о горизонтальных смещениях блоков фундамента Восточно-Европейской платформы по ряду крупных глубинных разломов и их региональной геофизической характеристике.

Основные черты внутреннего строения фундамента

Фундамент Восточно-Европейской платформы характеризуется значительной гетерогенностью строения и сложен, как хорошо установлено на Балтийском и Украинском щитах и многочисленными данными бурения на Русской плите (Богданова и др., 1971; Муратов, 1973), комплексами гнейсов архея (кольская, беломорская, конско-верховцевская, обоянская, отрадненская серии и другие с возрастом 2600 млн. лет и древнее), разнообразными осадочно-вулканогенными, в разной степени метаморфизованными комплексами нижнего и среднего протерозоя (2600–1750 млн. лет) и готским магматическим комплексом (1750–1200 млн. лет).

Строение и состав фундамента платформы отражаются гравитационными и особенно магнитными аномалиями различного типа.

В пределах Балтийского и Украинского щитов выделяются изометричные и угловатые архейские массивы (Беломорский, Мурманский, Южно-Шведский, Приднепровский, Подольский и др.) и протяженные сложноветвящиеся ниже-среднепротерозойские складчатые системы (свекофенно-карелиды). На их простирании в фундаменте Русской плиты также прослеживаются по данным бурения и геофизики целый ряд гетерогенных массивов, характеризующихся мозаичным магнитным полем, и линейно-дугообразных зон, прослеживаемых по системам полосовых максимумов и минимумов.

По особенностям внутреннего строения и геофизической характеристике среди архейских массивов фундамента платформы различается несколько основ-

ных типов. Среди них выделяются крупнейшие Беломорско-Северо-Двинский и Прикаспийский массивы (рис. 19, см. вкладку), во многом определяющие расположение и ориентировку огибающих их крупных складчатых систем свекофенно-карелид.

Мозаичный характер магнитных полей архейских массивов в основном обусловлен своеобразными куполовидными формами слагающих их древнейших эффузивно-осадочных образований (беломорская, конско-верховцевская серии и др.) и осложняющих их разнообразных интрузий. Среди архейских массивов есть разновидности, структура которых характеризуется и как бы замещается крупными телами гранитоидов (Центрально-Финляндский, Новгородский и др.). В то же время существуют древние массивы с ориентировкой протогоеосинклинальных складчатых комплексов архея внутри них, согласной с простираем опоясывающих зон карелид (Жигулевско-Пугачевский, Альметьевский, Саранский, Минский и др.). Архейские массивы в составе области свекофенно-карельской складчатости испытали разнообразные переработки (глыбовое дробление, гранитизация и т.д.). По этому признаку среди них выделяются как относительно непереработанные массивы (Приднепровский, Подольский, Беломорско-Северо-Двинский, массивы зоны КМА и др.), так и массивы, интенсивно переработанные ниже-, среднепротерозойской складчатостью. Во втором случае массивы образованы сложными полиметаморфическими комплексами, включающими комплексы архея и целый ряд продуктов его диафорической переработки и повторной гранитизации.

Среди складчатых зон свекофенно-карелид фундамента Восточно-Европейской платформы также выделяется несколько их типов. Наиболее протяженными и сложными по строению среди них являются Кольско-Мезенско-Вычегодская, Карело-Онего-Вагская, Камско-Вятская, Курская, Рязано-Саратовская зоны и др.

Между разнообразными складчатыми зонами свекофенно-карелид фундамента разных районов платформы наблюдаются (по данным бурения) различия в составе и строении слагающих их вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов нижнего и среднего протерозоя, в интенсивности магматизма и т.д. Но в то же время совершенно определенно выступает их единство по общей направленности тектонического развития, по сходству тектонических структур, однотипности формаций, а также магнитных полосовых аномалий и др.

Проведенное тектоническое районирование (см. рис. 19) показало, таким образом, значительную гетерогенность фундамента Восточно-Европейской платформы, образованного обширными архейскими массивами, консолидированными линейно-дугообразными сложно ветвящимися ниже- и среднепротерозойскими складчатыми зонами. В пределах последних вулканогенно-осадочные образования нижнего протерозоя (гимольская, сармановская серии и др.), во многом отвечающие комплексам океанической стадии более молодых складчатых систем (Палеозойды Евразии. . . , 1972), залегают непосредственно на базитах и ультрабазитах (меланократовом фундаменте) или на весьма своеобразных комплексах (основных гнейсах и кристаллических сланцах) протоокеанической стадии архея (нижняя часть кольской серии, отрадненская, обоянская серии и др.). В то же время высокоглиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы беломорской, большечеремшанской серий и их аналогов, испытавших гранитизацию в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций и отвечающих в основном комплексам переходной стадии архея, слагают обширные архейские массивы (Беломорско-Северо-Двинский, Новгородский, Жигулевско-Пугачевский, вероятно, Прикаспийский и др.). Несомненно, что формирование отдельных массивов с гранитным слоем протекало в эти древнейшие этапы на обширных пространствах с корой океанического типа.

Время образования континентальной коры с гранитным слоем Восточно-Европейской платформы определяется первым массовым появлением в конце раннего—среднего протерозое гранитоидного магматизма калиевого типа, отмечающего эпикарельский возраст ее фундамента. Однако вдоль западной окраины платформы от Скандинавии до Украины развитие комплексов континентальной стадии продолжалось и в готскую тектоническую эпоху (1700—1200 млн. лет) во время формирования гранитоидов типа рапакви и вулканоплутонических комплексов серии далапорфиров и субиотния Швеции, овручской свиты Украины и др. (Богданов, 1967).

Структурные геолого-геофизические исследования в пределах щитов и данные бурения и геофизики на Русской плите позволили выявить и установить среди разломов, разделяющих крупнейшие зоны фундамента, ряд основных, наиболее распространенных типов (надвиги, покровы, сдвиги и т.д.). Особое значение имеют новые данные о горизонтальных смещениях вдоль ряда крупных разломов.

Протяженные глубинные разломы (надвиги) ограничивают обширный Беломорский массив с северо-востока и юго-запада в восточной части Балтийского щита, отделяя его от смежных складчатых зон карелид. Зона сочленения Беломорского массива с Кольскими карелидами по геологическим и геофизическим данным (Глубинный разрез, 1968; Новикова, 1971; Глубинное строение земной коры. . . , 1968; Шуркин, 1968) характеризуется развитием многочисленных разломов, разрывов и широких полос бластомилонитов по архейским и протерозойским метаморфическим и магматическим породам. На Терском участке этой границы, где чрезвычайно широко распространены тектониты и бластомилониты (Шуркин, 1968), наблюдаются многочисленные надвиги, ориентировка которых указывает на перемещение жестких глыб беломорских гнейсов на север, в сторону карелид Кольского полуострова. Такие же пологие надвиги прослеживаются и западнее вдоль контакта, ограничивая с юга Печенгскую структуру (Литвиненко, Анкудинов, 1971). На многих участках к зоне сочленения беломорид и кольских карелид приурочены крупные массивы базитов и ультрабазитов (Монче-, Чуна- и Волчьих тундр, Серпентинитовый пояс и др.), что позволяет рассматривать ее в качестве регионального глубинного надвига. Важно подчеркнуть, что его восточное и юго-восточное продолжение следует вдоль всего северного и восточного ограничения обширного Беломорско-Северо-Двинского массива архея под платформенным чехлом в виде Кандалакшского и Кулой-Пинежского разломов (Гафаров, 1963а; Геологическое строение фундамента. . . , 1967), где к ним, судя по геофизическим данным, также приурочены массивы базитов и анортозитов.

Детальные структурные исследования и профили ГСЗ в зоне сочленения Беломорского массива и карелид Карелии показывают, что она представляет зону протяженного глубинного разлома. Вдоль него прослеживаются многочисленные разрывы и разломы в широкой полосе (шириной от 15—20 до 50—60 км) общего северо-западного простирания. Здесь наблюдается интенсивная бластомилонитизация всех метаморфических и магматических пород. К зоне этого глубинного разлома приурочены многочисленные разновозрастные тела базитов и гранодиорит-чарнокитов, подчеркивающие его чрезвычайно длительное многофазное развитие — от архея до среднего протерозоя (Шуркин, 1968).

Таким образом, рассматриваемый глубинный разлом является крупнейшим в восточной части Балтийского щита и сопоставимым по размерам лишь с глубинным надвигом на границе Беломорского массива и Кольских карелид. Мурманский массив в северной части Кольского полуострова, сложенный архейскими гранодиоритами, гнейсами и амфиболитами, являющимися в основном немагнитными образованиями, отмечается развитием в его пределах крупных полосовых магнитных аномалий северо-западного простирания, аналогичных линейным максимумам смежного Кейвского синклинория, с которым он граничит по крупному глубинному надвигу. Интенсивные полосовые магнитные аномалии в пределах Мурманского массива не могут быть обусловлены немагнитными архейскими гнейсами и гранитоидами, выступающими на поверхность, и связаны, судя по расчетам глубин до магнитных масс, складчатыми комплексами, залегающими на небольших глубинах (иногда менее 1 км). Вероятно, полосовые аномалии отражают здесь складчатые комплексы карелид, погребенные под сравнительно маломощным тектоническим покровом пород архея. Амплитуда горизонтальных перемещений рассматриваемого архейского массива достигала нескольких десятков километров. По геофизическим данным можно судить о погребенном юго-восточном продолжении Мурманского массива, видимо, перекрывающего с севера по Сафоновскому глубинному надвигу (Гафаров, 1963а,б) Мезенско-Вычегодскую зону карелид.

Восточная часть Карельской зоны карелид (Восточно-Карельская подзона), сочленяющаяся с Беломорским массивом, характеризуется особенно сложным чешуйчатым строением. Общий наклон чешуйчатых моноклиналей Восточно-Карельской подзоны к юго-западу указывает на надвиги структур карелид в сторону Беломорского массива. Однако в районе профиля ГСЗ Онежское озеро — Белое море (Глубинное геологическое строение. . . , 1972), наоборот, комплексы беломорид надвинуты на зону карелид Карелии. Эти данные указывают на сложный, многофазный и дифференцированный характер тектонических движений на стыке крупнейших структурных элементов восточной части Балтийского щита. В области Ветреного пояса в этой зоне сочленения, как показано А.С. Новиковой (1971), комплекс ультраосновных пород, так же как и основных эффузивов, находится в аллохтонном залегании. Структура же Ветреного пояса в целом сравнивается А.С. Новиковой с гигантской брекчией интенсивно развальцованных и раздробленных глыб перидотитов, габбро, спилитов, туфов, зеленых сланцев и т.д. В целом, в пределах Карельской зоны отмечается увеличение интенсивности деформаций с запада на восток. Эта асимметрия строения зоны, вероятно, связана с ее горизонтальным сжатием. Система субмеридиональных глубинных надвигов Карельской зоны находит далекое продолжение к юго-юго-востоку по геофизическим данным в пределах Онего-Вагской погребенной зоны карелид, где она смыкается с Сухонской зоной разломов северо-восточного простираения (Фотиади, 1958; Гафаров, 1963а).

Значительный интерес представляет пояс тектонических покровов в Северном Приладожье, сформировавшихся в полосе шириной около 40 км, протягивающейся в северо-западном направлении вдоль южного пологого крыла Сортавальско-Питкярантского поднятия (Геологическое развитие. . . , 1970). В строении тектонических покровов здесь принимают участие гранито-гнейсы основания и ассоциирующие с ними кристаллические сланцы сортавальской серии, слагающие линзовидные тела, окруженные породами ладожской серии нижнего и среднего протерозоя. Тектонические покровы гранито-гнейсов различной мощности испытали в этой зоне смещение с юга на север с амплитудой, превышающей первые десятки километров. Важно подчеркнуть, что система тектонических покровов Северного Приладожья находится в зоне крупных глубинных надвигов на границе свекофеннид Финляндии и Карельской зоны карелид, по которым свекофенниды на значительной площади сорваны с основания (Вярюнен, 1959; Войтович, 1973; Петров, 1970). В зоне надвига свекофеннид на карелиды развиты гипербазиты, базиты и гранитоиды, в том числе рапакиви, образующие крупный полого залегающий массив. Амплитуда смещения комплексов свекофеннид в зоне сочленения составляет 50—60 км, возможно, достигая 200—300 км в районе северной оконечности Ботнического залива (Войтович, 1973). Далекое юго-восточное продолжение этого регионального глубинного надвига прослеживается до района Рыбинского водохранилища и верховий р. Сухоны. На юге с ним сочленяются разломы по восточному ограничению Новгородского массива (Гафаров, 1963а, 1973), которые уходят и далее к юго-западу, в район сложного узла сочленения и сучивания зон карелид в районе Витебска и Полоцка.

В западной части Балтийского щита, в Южной Швеции вдоль восточного края Южно-Шведского массива прослеживается крупнейшая зона разломов, дробления и сланцеватости пород (Богданов, 1967). Южно-Шведский глубинный разлом в целом отсекает западный угол Восточно-Европейской платформы (Северо-Морской массив и др.), интенсивно передробленный сложной системой разломов северо-западного и северо-восточного простираения, наиболее активно, видимо, проявившихся в готский и дальсландский этапы дробления и глыбовой переработки фундамента (Богданов, 1967).

В пределах Украинского щита, в его центральной части, в Среднем Приднепровье прослеживаются линейные субмеридиональные зоны распространения криворожского (1700—2100 млн. лет) складчатого комплекса (К вопросу о строении. . . , 1971) в поле развития более древних складчатых комплексов докембрия, ограниченных крупными глубинными надвигами. Среди них выделяется по своим разме-

рам Криворожско-Кременчугская зона, ограниченная и осложненная с запада крупным продольным надвигом (Доброхотов, 1969). Криворожско-Кременчугский надвиг прослеживается и далеко на север, пересекая Днепровско-Донецкую впадину. Падение надвига почти всюду крутое на запад. Вертикальная амплитуда перемещения по надвигу составляет не менее 3–4 км (Доброхотов, 1969). В то же время в завершающие этапы формирования фундамента (1500–1700 млн. лет) этот крупный разлом проявлял себя как правосторонний сдвиг с амплитудой более 2 км (Куделя, 1965). Общая структура Криворожско-Кременчугской зоны — отчетливо чешуйчато-моноклиальная. Особо важные материалы о глубинном строении Криворожско-Кременчугской зоны были получены методом ГСЗ, выявившим резкое утолщение земной коры до 60 км в ее пределах (Соллогуб, 1970).

Крупнейшие разломы Балтийского и Украинского щитов находят, как уже отмечалось, свое продолжение в фундаменте Русской плиты по данным бурения и геофизики, где они образуют ряд сложных систем (см. рис. 19). Наиболее детально, по данным бурения, строение этих систем глубинных разломов фундамента изучено в пределах Воронежской, Белорусской и Волго-Уральской антеклиз.

Архейские массивы в составе фундамента Воронежской антеклизы, как правило, ограничены глубинными разломами (надвигами, сдвигами и т.д.). Крупный разлом, продолжающий Криворожско-Кременчугский глубинный надвиг, ограничивает с запада Сумский массив, а еще далее к северу — Белгородско-Михайловскую подзону распространения железистых кварцитов. Особенностью тектоники железорудных комплексов докембрия в зоне Курской магнитной аномалии, установленной по данным бурения целого ряда структурно-картировочных профилей (Зайцев, 1973), является развитие сложных деформаций, известных как "узлы аномалий" и обусловленных, видимо, чешуйчато-моноклиальными формами, связанными с многочисленными надвигами и сдвигами. Так, крупный сдвиг, который может быть назван Лыговско-Олымским, ограничивает с севера Сумский массив и прослеживается, несколько изгибаясь к северу, далеко на восток (до г. Усмань), пересекая Белгородско-Михайловскую подзону, Курско-Карачанский линейный блок архея и Тим-Ястребовско-Новооскольскую подзону (Зайцев, 1973). Севернее Курска, в верховье р. Сейм, с ним сочленяется Верхне-Сейсмский сдвиг северо-западного простирания, который протягивается на юго-восток к северной периферии Россошанского массива архея, где он сложно замещается разломами юго-юго-восточного и субширотного простирания. Чешуйчатые синклиновые формы железорудных комплексов курской серии разорваны и смещены вдоль этих сдвигов с амплитудами до 20–40 км. Аналогичный характер имеют сдвиги и в более северных районах Курской зоны, где они часто являются уже продольными по отношению к чешуйчато-моноклиальным формам.

Особый интерес представляет анализ строения и природы Восточно-Воронежского пояса метабазит-гипербазитов, характеризующегося в целом интенсивной раздробленностью пород. Этот пояс весьма сходен с зоной тектонитов Ветреного пояса. Обращает на себя внимание расположение тел базит-гипербазитов в соответствии с простиранием разломов этой зоны. А.С. Новикова (1971) сопоставляет их с элементами разреза океанической коры. Согласно такому предположению, в раннедокембрийское время (нижний протерозой) на месте Восточно-Воронежского пояса (базит-гипербазитов) находился сегмент земной коры протоокеанического типа, западной границей которого служил Лосевско-Мамоновский глубинный разлом (Зайцев, 1973). После отложения вулканогенно-осадочных пород Воронцовской серии в этой зоне произошли интенсивные горизонтальные движения с образованием структур типа меланжа. Современные массивы гипербазитов представляют собой, таким образом, останцы фронтальной части крупного глубинного надвига к западу.

Сложная система разломов устанавливается по сравнительно детальным данным бурения и геофизики в фундаменте Белорусско-Мазурской антеклизы. Вдоль Белорусско-Литовской зоны погребенных свекофенно-карелид А.М. Пап (1972) проследил систему линейных блоков северо-восточного простирания, сложенных гнейсами и кристаллическими сланцами архея, железистыми кварцитами и вулканогенно-

песчано-сланцевыми толщами нижнего протерозоя, разделенных множеством крупных продольных разломов (типа глубинных надвигов и сдвигов, Минский, Шучинский разлом и др.), которые обуславливают сложное чешуйчатое строение зоны. Обращает на себя внимание насыщенность Белорусско-Литовской зоны множеством тел базитов и гипербазитов, обычно прослеживающихся вдоль разломов, а также интрузий гранитоидов. Многие из поперечных секущих сдвигов, осложняющих Белорусско-Литовскую зону, протягиваются, круто изгибаясь к северу, далеко на восток и юго-восток, нарушая смежные складчатые зоны и массивы, и коррелируются с крупными сдвигами в пределах зоны КМА. По крупному субширотному Центрально-Белорусскому (Минско-Могилевскому) сдвигу, прослеживающемуся южнее Минска, северная часть Минского архейского массива (Гафаров, 1973) смещена относительно южной и, видимо, надвинута на восток, на смежную зону свекофенно-карелид. Зона разлома фиксируется здесь множеством тел базит-гипербазитов. Сдвиг северо-восточного простирания, прослеживающийся через Белозерск на Старобин, ограничивает также Минский массив с юга.

Характерна Московская (Среднерусская) система крупных субширотных глубинных разломов в центральных районах Русской плиты, которая прослеживается далеко на восток и северо-восток (Симоненко, Толстихина, 1965). С севера с ней сочленяется Сухонская система глубинных надвигов и сдвигов в фундаменте Московской синеклизы. В Подмосковье к ней приурочены глубокие рифейские грабены широтного простирания. По сложному кулисному смещению полосовых магнитных аномалий вдоль Московской зоны и особенностям размещения линейных тел базитов и анортозитов намечается проявление существенных сдвиговых продольных смещений при ее формировании. Аналогичным образом значительные сдвиговые смещения блоков фундамента намечаются вдоль Рязано-Саратовской зоны карелид, к осевой части которой приурочен Пачелмский авлакоген. Между северо-западным окончанием последнего и восточным окончанием Московского грабена по геофизическим данным отмечаются сдвиговые смещения амплитудой 15–25 км (Островский, 1970). Обращает на себя внимание насыщенность Рязано-Саратовской зоны множеством кулисно расположенных разломов (Пачелмский и др.), массивов основных и ультраосновных пород и полос бластомилонитов. В целом эта зона отличается по данным ГСЗ (Глубинное геологическое строение . . . , 1972) четко выраженным утолщением (корнем) гранитного слоя и нарушением его, так же как и базальтового слоя, разломами, проникающими на глубины 49–56 км до поверхности Мохоровичича.

Восточным продолжением разломов Рязано-Саратовской зоны служат разломы северного ограничения Прикаспийского массива архея (Уральский, Оренбургский и др.). Он нарушен сложной системой разломов, особенности строения и распространения которых намечаются лишь по геофизическим данным (Неволин, 1971; Гафаров, 1973).

Фундамент востока Русской плиты, изученный особенно в Волго-Уральской области тысячами скважин, нарушен множеством разломов разного типа, характеристика которых дана в ряде работ (Богданова и др., 1973; Валеев, 1970а, б, в). Нами рассмотрены лишь некоторые примеры с целью характеристики основных систем разломов. Данными бурения во многом уточнено строение известного Жигулевского разлома, представляющего собой крупный глубинный надвиг субширотного простирания, по которому архейский Жигулевско-Пугачевский массив надвинут к северу на смежную Камско-Вятскую складчатую зону карелид (Гафаров, 1973). Вдоль Жигулевского глубинного надвига и его восточного продолжения скважинами вскрыты небольшие внутриформационные тела дифференцированных ультрабазитов (Богданова и др., 1973). Движения по этому разлому, испытывавшему, видимо, ряд трансформаций в своем развитии, продолжались и на платформенном этапе, о чем свидетельствуют вскрытия осадочных комплексов чехла (рифей и венда) под взбросо-надвигами наклоненных блоков ("kozyрьками") фундамента (Лобов, 1970).

Крупный Граханско-Елабужский (Прикамский) глубинный разлом северо-восточного простирания прослеживается вдоль северо-западного ограничения

Альметьевского массива. С севера к нему причленяются многочисленные кулисные субмеридиональные разломы (Удмуртский, Глазовский и др.). Как показывают данные бурения, фундамент в зоне этого глубинного разлома (вдоль Сарайлинского прогиба и Граханско-Елабужского вала), а также западнее, в Приказанском районе интенсивно раздроблен, сложен линейными блоками (тектоническими пластинами) с протяженными полосами бластомилонитов, имея, таким образом, сложное чешуйчатое строение. Характерен общий региональный наклон блоков фундамента на северо-запад. Особый интерес представляет установление среди них пластин и тел габбро-анортозитов (Богданова и др., 1973). Так, крупный габбро-норит-анортозитовый Туймазинский блок, наклоненный на северо-запад, протягивается вдоль южного борта Альметьевского массива архея. Целая серия пластин анортозитов установлена вдоль Граханско-Елабужского разлома и северо-западнее — в Приказанском районе, а также вдоль Вятской зоны разломов. Протяженные пластины анортозитов прослеживаются, судя по данным бурения (в Чигирине, Рехино, Сысоло и др.) и геофизическим данным, вдоль глубинных надвигов по восточному и юго-восточному ограничению крупнейшего Беломорско-Северо-Двинского массива, надвинутого, видимо, как и на Балтийском щите, на смежные складчатые зоны карелид.

Северным продолжением Прикамского глубинного надвига служит Удмуртский глубинный разлом субмеридионального простираения. По относительному положению магнитных и гравитационных аномалий И.М. Уразаевым (1970) было показано, что рассматриваемый разлом падает на восток под углом 30° . На севере Удмуртский глубинный надвиг кулисообразно подставляется северо-северо-западным Кудымкарским разломом (Гафаров, 1963а), ограничивающим с запада Камский архейский массив. Пересекающийся с ним на севере под острым углом Кельтма-Косинский разлом (Гафаров, 1963а) принадлежит уже Мезенско-Вычегодской складчатой зоне карелид.

Некоторые общие особенности строения и развития систем разломов с горизонтальным перемещением крыльев

Анализ внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы (см. рис. 19) показывает, следовательно, большую роль протяженных разломов в ограничении и развитии основных складчатых зон и массивов. Общие черты тектоники фундамента, его складчато-глыбовая структура в значительной мере определяются пространственными и временными закономерностями расположения и соотношения разнообразных глубинных разломов, образующих несколько систем, которые характеризовались чрезвычайно длительным развитием (от верхнего архея до позднего протерозоя). Крупнейшими из них на платформе являются Кольско-Мезенско-Вычегодская, Карельско-Онего-Вагская, Сухонская, Московско-Кировско-Сыктывкарская, Белорусско-Литовская, Криворожско-Кременчугская, Рязано-Саратовская, Камско-Вятская, Жигулевско-Пугачевская и другие зоны разломов.

Большой интерес представляет структурный анализ пространственных закономерностей размещения складчатых зон фундамента и ограничивающих их крупных разломов. В их расположении и ориентировке намечаются определенные закономерности, заключающиеся в первую очередь в том, что, сочленяясь друг и другом по простираению и образуя обширные виргации против углов архейских массивов, эти зоны составляют огромные прямолинейные и дугообразные, сложно ветвящиеся складчатые системы, сопровождаемые крупными глубинными надвигами и парагенетически тесно связанными с ними сдвигами.

На большей восточной и северной частях платформы дугообразные складчатые системы нижнего и среднего протерозоя и ограничивающие их глубинные разломы обращены выпуклостью на восток и юго-восток, но сходятся уже с субширотным простираением в центральной части платформы, вдоль Московской зоны, характеризующейся целым рядом продольных глубинных сдвигов и сочленяющейся на западе, в районе Полоцка и Великих Лук, в виде сложного узла со складчатыми зонами

свекофенно-карелид западной и юго-западной частей платформы. Подобные сложные "узлы" и сочленения систем магнитных аномалий, видимо, наиболее обоснованно могут истолковываться как крупнейшие тектонические скупивания складчатых зон нижнего и среднего протерозоя.

В южной и западной частях платформы, в пределах Украинского щита, в Прибалтике, Польше и Швеции доминируют северо-западные и субширотные складчатые зоны и разломы, обычно сложно ветвящиеся, изогнутые выпуклостью преимущественно на юг и юго-восток.

Проблема пространственных и временных закономерностей распространения структур типа надвигов, покровов и сдвигов в фундаменте Восточно-Европейской платформы, а также общей динамики и механизма горизонтальных перемещений по разломам может решаться в настоящее время в основном на примере ее щитов и некоторых, наиболее изученных бурением районов Русской плиты (Воронежская, Белорусская антеклизы, Волго-Уральская область).

В восточной части Балтийского щита отмечаются преобладающие направления горизонтального перемещения крупных блоков докембрия, выражающиеся в надвигах на границе свекофенид и карелид, в увеличении интенсивности деформаций в пределах асимметричной Карельской зоны сжатия с запада на восток, в надвиге Беломорского массива с юга на север на зону Кольских карелид, а также в надвигах на последние Мурманского и Гранулитового массивов с севера на юг. С протяженными региональными надвигами здесь парагенетически связаны столь же значительные глубинные сдвиги. Более подробное их описание приводится ниже.

Аналогичные закономерные структурные соотношения намечаются и для ряда архейских массивов фундамента центральных и восточных районов Русской плиты к северу и востоку от Московской и Рязано-Саратовской зон (Гафаров, 1973). Так, восточные и юго-восточные окраины крупнейших Беломорско-Северодвинского, Окско-Волжского, Альметьевского и Жигулевско-Пугачевского архейских массивов надвинуты на смежные дугообразно-линейные складчатые зоны карелид. Вдоль крупных надвигов по восточному и юго-восточному ограничению названных архейских массивов (Вятско-Сысольский, Прикамский, Туймазинский, Шарлыкский и др.) прослеживаются, по данным бурения и геофизики, линейные тектонические пластины анортозитов, обычно наклоненные на северо-запад и ярко подчеркивающие тем самым направление тангенциального сжатия и горизонтальных перемещений крупных подвижных глыб фундамента к востоку и юго-востоку по типу правосторонних смещений. Пространственно с ними тесно связаны по направлению перемещений системы крупных продольных сдвигов в пределах Московской и Рязано-Саратовской складчатых зон карелид, видимо, еще на нижнепротерозойском этапе их развития.

К югу от Московской зоны северо-западные продольные надвиги в пределах Восточно-Воронежской и Курской зон, обращенные к западу, входят, так же как и северо-восточные надвиги вдоль Белорусско-Литовской зоны, Минского и Бобринского массивов, в состав крупнейшей дугообразной системы глубинных разломов, обращенной выпуклостью на север. Характерна ее нарушенность региональными поперечными сдвигами субширотного простирания, проявившимися в среднем протерозое, и, видимо, рифее и рассекающими как архейские массивы, так и нижне-, среднепротерозойские складчатые системы.

В западной части платформы (Польше, Прибалтике, юго-западной Швеции и т.д.) достаточно четко устанавливается преобладание субширотных простираний основных разломов и реже субмеридиональных (Южно-Шведский разлом и др.). Однако в целом общие закономерности строения систем разломов здесь сильно затушеваны процессами тектонического скупивания и сжатия, выражающимися в сложноветвящемся расположении складчатых комплексов и обширном проявлении гранитоидов в свекофенидах Южной Швеции, Финляндии, Польши и Прибалтики. Таким образом, по положению и простиранию основных надвигов и сдвигов и структурным соотношениям архейских массивов со складчатыми системами нижнего и среднего протерозоя, а также по направлению горизонтальных смещений крупных глыб-пластин фундамента намечаются в общих чертах основные области

и системы тангенциального сжатия и тектонического скупивания, крупнейшей из которых является система правосторонних смещений восточной и северной частей платформы.

Большая роль горизонтальных движений при формировании структуры фундамента все более подкрепляется новыми данными о том, что многие крупнейшие складчатые дуги фундамента, возможно, являются вторичными, так как они связаны с процессами продольного горизонтального сдвига и сжатия. С этой точки зрения сложные "узлы" и сочленения систем магнитных аномалий в пределах платформы (район Полоцка верховья рек Днепра и Волги и др.) могут более обоснованно истолковываться в целом ряде случаев как крупнейшие тектонические скупивания складчатых зон нижнего и среднего протерозоя, а не как их обрушение и "обрезания" более молодыми складчатыми системами и разломами. Вместе с тем структурные простирания внутри архейских массивов иногда резко ограничиваются складчатыми зонами карелид. Это говорит о том, что края ранее сформировавшихся древних массивов, несомненно, дробились и деформировались под воздействием тангенциальных сжатий в заключительные этапы формирования фундамента. Таким образом, фундамент платформы образовался за счет консолидации гетерогенных архейских массивов ниже- и среднепротерозойскими складчатыми системами. Однако, как показывают новые данные по геологии докембрия щитов и геофизики, на этот генеральный процесс развития континентальной земной коры с гранитным слоем (складчатого фундамента) платформы накладывался в нижнем и среднем протерозое другой важнейший процесс горизонтальных движений, приводящий к сложному латеральному перераспределению складчатых комплексов глубокого докембрия.

* * *

Анализ новых геолого-геофизических данных свидетельствует о широком проявлении в фундаменте Восточно-Европейской платформы горизонтальных перемещений по разломам значительной амплитуды (десятки километров). Они характеризовались чрезвычайно длительным развитием (от верхнего архея до позднего протерозоя). По-видимому, наиболее интенсивно горизонтальные смещения проявились в заключительные этапы развития ниже- и среднепротерозойских складчатых зон (свекофенно-карелид) и формирования фундамента платформы. При этом в среднем протерозое и рифее широкое развитие получили поперечные глубинные сдвиги.

Структурные геолого-геофизические исследования в пределах щитов позволили выявить особенности глубинного строения многих разломов с горизонтальным перемещением. Как было установлено данными ГСЗ на Балтийском и Украинском щитах, в строении ниже-, среднепротерозойских складчатых зон большую роль играют сдвиги, надвиги и надвиговые структуры, непосредственно связанные с глубинными зонами земной коры и верхней мантии. Зоны сочленения основных структурных элементов этих щитов в целом выражены крупнейшими системами глубинных надвигов и сдвигов, определяющими сложное чешуйчатое строение складчатых зон свекофенно-карелид (Новикова, 1971). Несомненно, что общепризнанные зоны глубинных разломов фундамента Русской плиты также принадлежат к категории глубинных надвигов и сдвигов. Они в основном определяют и структурный рисунок складчатых комплексов основания Восточно-Европейской платформы в целом.

Чрезвычайно важным и интересными являются пока немногие данные о крупных шарьяжных перекрытиях (тектонических покровах) в строении фундамента, установленных на Балтийском щите (Лодожские купола, Гранулитовый массив, зона Ветреного пояса, вероятно, Мурманский массив и др.), и больших сдвиговых смещениях по глубинным разломам. Данные бурения и геофизики показывают, что такого рода структуры широко развиты и в фундаменте Русской плиты. О них свидетельствуют определенные закономерности размещения и сочленения архейских массивов со складчатыми зонами карелид, отображающиеся в магнитных полях в соотношениях торцового типа, наложенности систем аномалий разного плана и т.д.

Проблема пространственных и временных закономерностей распространения структур типа надвигов, покровов и сдвигов в фундаменте Восточно-Европейской платформы, а также общей динамики и механизма горизонтальных перемещений по разломам может решаться в настоящее время в основном на примере ее щитов. На Балтийском щите отмечаются преобладающие направления горизонтального перемещения крупных блоков (увеличение интенсивности деформаций в пределах асимметричной Карельской зоны сжатия с запада на восток, надвиги Беломорского массива и Мурманского массива на Кольские карелиды и др.).

Аналогичные структурные соотношения намечаются и для ряда архейских массивов фундамента центральных и восточных районов Русской плиты (Северо-Двинский, Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский и др.), выражающиеся в надвигах их восточных и юго-восточных краев на смежные складчатые зоны карелид.

По положению и простираанию основных надвигов и сдвигов и структурным соотношениям архейских массивов и нижне-, среднепротерозойских складчатых зон, а также по направлению горизонтального смещения обширных глыб-пластин в фундаменте платформы намечается ряд крупнейших систем тангенциального сжатия и тектонического скупивания, сформировавшихся в завершающие этапы свекофенно-карельской складчатости.

Балтийский щит

Первые указания о разрывных нарушениях различного порядка на Балтийском щите относятся к прошлому столетию и принадлежат В. Бетлингу, А.П. Карпинскому, В. Рамсею. В 1912–1913 гг. Седерхольмом была составлена карта разрывов и сбросов Фенноскандии.

Начиная с 20-х годов в работах зарубежных исследователей — К. Вегмана (Wegmann, 1929а, б), Х. Вярюнена (1959; Väyrynen, 1938, 1939), Э. Микколы (Mikkola, 1936) и других — значительная роль отводится надвигам и горизонтальным перемещениям масс горных пород под действием тангенциального напора со стороны поясов складчатых цепей и орогенным движениям. Так на севере Фенноскандии были выделены стабильные блоки фундамента и тектонический аллохтон метаморфических и вулканогенных пород, установлена большая роль надвигов в структуре южной и западной частей Лапландского гранулитового массива и его обрамления. Особенно широкое развитие надвигов было выявлено в главной зоне карелид Финляндии и непосредственно вдоль юго-западного обрамления древнего Карельского кратона. При этом обращалось внимание на связь глыбово-чешуйчатых перемещений масс горных пород с внедрением, подобно офиолитам, некоторых синкинематических гранитов вдоль зон надвигов.

Важное значение горизонтальных перемещений масс горных пород в формировании внутренней структуры гранито-гнейсового комплекса центральной части Кольского полуострова отводилось в работах А.А. Полканова (1935, 1940) и Л.Я. Харитоновой (1966). Большое значение надвигам и сдвигам в Имандра-Варзугской структуре и ее обрамлении придавал С. Бубнов (Bubnoff, 1952), связав с ними образование S-образного изгиба комплекса гнейсов в районе оз. Имандра и внедрение большой интрузии основных пород. В последние годы в пределах Карелии и Кольского полуострова на основании анализа геолого-геофизических данных с применением дистанционных методов выявлена огромная роль разломов и горизонтальных движений по ним в формировании различного типа докембрийских структур (Петров, 1970; Тектоника восточной части..., 1974).

При написании настоящего раздела учтены многочисленные литературные данные из опубликованных работ (Велин, 1972; Глубинное геологическое строение..., 1972; Войтович, 1973; Вярюнен, 1959; Геология и глубинное строение..., 1968; Головин, 1971; Гилярова, 1972; Докембрий Скандинавии, 1967; Козлов, 1967; Кратц, 1963; Магнуссон, 1963; Опыт тектонического..., 1971; Петров, 1970; Пушкарев, Шуркин, 1967; Тектоника восточной части..., 1974; Тектоника Европы,

1964; Токарев, 1967; Харитонов, 1966; Хольтедаль, 1958; Bubnoff, 1952; Mikkola, 1936; Väyrynen, 1938, 1939; Wegmann, 1929 a, b).

Критерии выявления и типизации разломов разработаны на примере восточной части Балтийского щита с применением аэрофотоматериалов и учетом опыта изучения разломов и движений по ним в фанерозойских складчатых областях (Пейве, 1967; Разломы..., 1963; Суворов, 1968, 1973).

Сущность методических приемов заключается в выявлении по комплексу данных динамо-кинематических типов разломов, имеющих специфические морфологические особенности и сопровождающихся определенными опережающими разрывными и складчатыми деформациями с характерным структурным рисунком. Соответствующая динамо-кинематическому типу разломов аномальная концентрация напряжений находит отражение в вещественном составе внутриразломных пород и опережающих структур, локализации сопутствующих процессов, интрузий и т.д. В связи с этим многие морфологические особенности разломов и структурных рисунков проявлены в конфигурации физических полей, что позволяет широко использовать последние не только при выявлении, но и при типизации разломов.

Таковыми для шарьяжей являются протяженные в пределах широких зон субпараллельные, дугообразные цепочки аномалий ΔT и Δg , градиентные ступени со сменой физических полей и конфигурации аномалий в крыльях; аномалии фронтальной зоны перекрывают и срезают аномалии автохтона (такое же соотношение аномалий характерно для покровов и чешуй внутри аллохтона). Сходными признаками, но проявленными более локально, отмечаются надвиги. Для взбросов характерна более прямолинейная конфигурация аномалий и ступеней поля ΔT и Δg . Вдоль зон сдвигов наблюдаются прерывистые градиентные ступени, единичные локальные аномалии Δg , реже ΔT . Направление сдвигов крыльев устанавливается по смещению коррелирующихся аномалий и по конфигурации локальных аномалий ΔT и Δg , обусловленных опережающими структурами (дугообразные изгибы и подвороты аномалий; ориентировка аномалий под углом $\leq 45^\circ$ к зоне сдвига и направлению движения). Для криволинейных сдвигов характерно цепочечное кулисообразное расположение локальных аномалий ΔT и Δg , сходящихся под острым углом в направлении вращения внешних блоков.

В связи с неравномерной изученностью Балтийского щита некоторые разломы, особенно в пределах Швеции и юго-западной Финляндии, выявлены по отдельным признакам и рассматриваются как предполагаемые. Значительные затруднения возникают при определении амплитуды горизонтальных смещений, так как в перемещенных крыльях среди ультраметагенных комплексов пород не всегда возможно выявить хорошо коррелируемые геологические тела.

В последние годы большинство исследователей приходят к выводу об одновозрастности свекофеннид и карелид, имеющих двух- или трехъярусное строение (Кратц, 1963; Тектоника восточной части..., 1974; Тектоника Европы, 1964) и образованных в результате неоднократной самостоятельной складчатости в нижнем и среднем протерозое или, что вероятнее, в процессе единого многофазного карельского тектогенеза с последующей орогенией. В качестве (свекофенно-) карельского основания рассматривается (катархей-) архейский структурный комплекс, имеющий также гетерогенное многоярусное строение в связи с неоднократным проявлением интенсивного тектогенеза. В результате неоднократной смены различных тектонических режимов в пределах Балтийского щита сформировалась сложная блоковая и блоково-чешуйчатая структура с многочисленными разломами, среди которых доминируют шарьяжи, взбросо-надвиги и сдвиги. Главнейшие из них, приуроченные к границам складчатых зон и блоков с различным строением, показаны на рис. 20.

Шарьяжи. Выделяется Кольская и Оулу-Ладожская зоны шарьяжей; менее протяженная (около 50 км) зона сходного типа наблюдается в Северной Карелии в районе Топозера. Кольский шарьяж, протяженностью более 700 км, простирается через весь Кольский полуостров от Терского берега до оз. Иннари

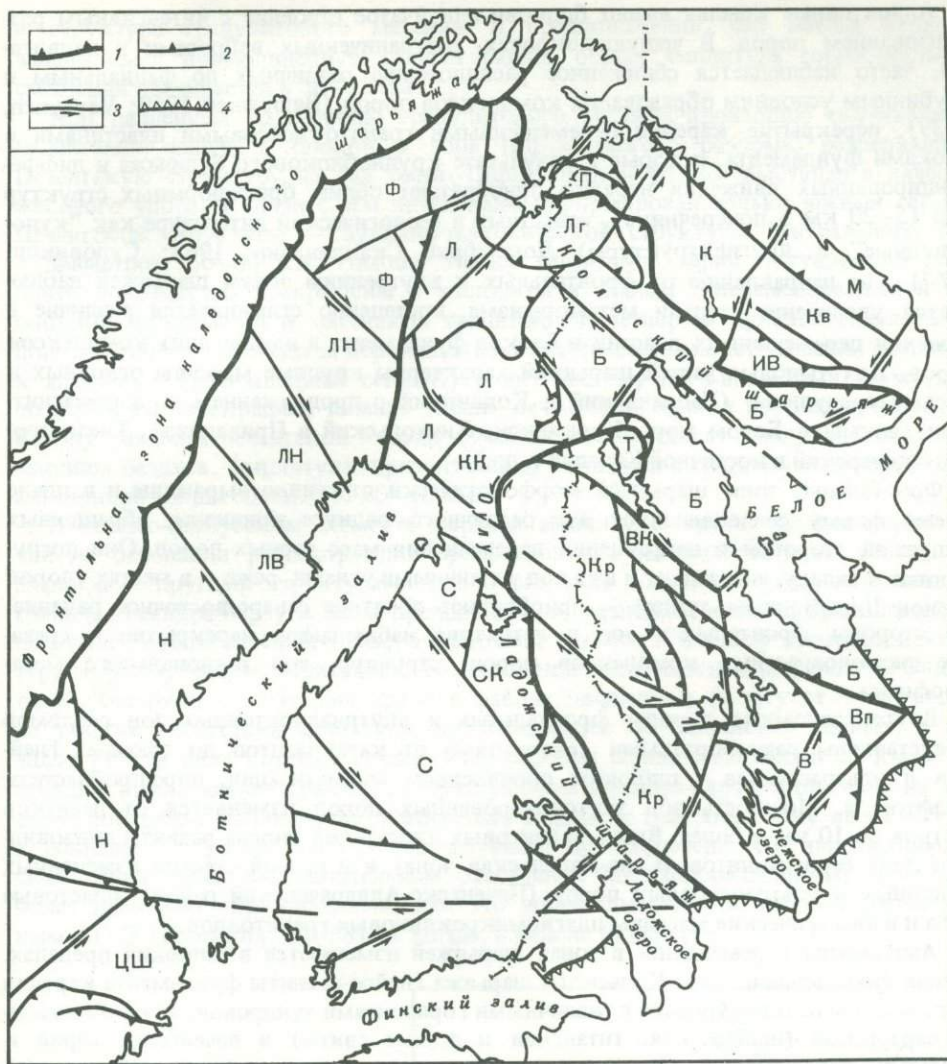


Рис. 20. Схема главных разломов (с преобладающим горизонтальным движением) Балтийского щита

Главные зоны и блоки: М – Мурманский, К – Центрально-Кольский, Кв – Кейвская, П – Печенгская, ИВ – Имандра-Варзугская, Б – Беломорский, Т – Тикшозерский, ВК – Восточно-Карельская, Вп – Ветреного пояса, В – Водлозерский, С – Свекофенский, СК – Саво-Карельская, КК – Кайнуу-Карельская, Л – Лапландская, Лг – Лапландская гранулитовая, Ф – Финмаркен, ЛН – Лен Норботтен, ЛВ – Лен Вестерботтен, Н – Норланд, ЦШ – Центральной Швеции. Разломы: 1 – шарьяжи, 2 – взбросы и надвиги, 3 – сдвиги, 4 – граница распространения платформенного чехла

на севере Норвегии и далее к северо-западу, где он перекрыт фронтальной зоной каледонского шарьяжа. Оулу-Ладожский шарьяж в виде широкой зоны надвигов и взбросов прослеживается на расстоянии более 600 км из района оз. Оулуярви (в Финляндии) в Северное Приладожье и далее, по геофизическим данным, под платформенным чехлом на склоне щита. К северу от оз. Оулуярви зона шарьяжа сменяется кулисообразной зоной взбросов и взбросо-сдвигов субмеридионального простираения. На всем протяжении шарьяжи разграничивают крупные блоки и складчатые зоны с различным приповерхностным, а иногда и глубинным строением. Строение, морфология, ширина шарьяжей, амплитуды смещений резко меняются по простиранию, особенно в связи с поперечными разломами и блокировкой.

Аллохтонные крылья имеют блоково-чешуйчатое строение с интенсивным линзированием пород. В чешуях-покровах, разграниченных взбросами и надвигами, часто наблюдается сближенное расположение различных по фаціальным и глубинным условиям образования комплексов пород (Вяюрюнен, 1959; Väyrynen, 1939), перекрытие карелид перемещенными гранито-гнейсовыми пластинами и блоками фундамента, которые в результате крупноблокового будинажа и дифференцированных движений нередко приобретают облик брахиформных структур (до 15–20 км в поперечнике), известных в геологической литературе как "куполовидные" и другие структуры) Докембрий Скандинавии, 1967; Судовиков, 1967). По направлению от фронтальных к внутренним зонам шарьяжей наблюдается увеличение степени метаморфизма, постепенно сглаживается различие в строении перемещенных пластин и блоков фундамента и вмещающих комплексов пород. Для тыловых частей шарьяжей характерны крупные массивы основных и кислых гранулитов (Лапландский и Колвицкий с продолжением по аэромагнитным данным в Белом море, Куркиекско-Хиитольский в Приладожье, Тикшозерско-Пяозерский в восточной Карелии и др.).

Фронтальные зоны шарьяжей морфологически отчетливо выражены и в плане имеют форму сочленяющихся дуг различного радиуса кривизны, обращенных выпуклой стороной в направлении перемещения масс горных пород. Они погружаются к западу, юго-западу и югу под различными углами, реже – в местах упоров (район Чуна-Волчьих тундр) – приобретают обратное северо-восточное падение. Со стороны фронтальных зон в автохтоне наблюдается перекрытие и срезание разновозрастных комплексов пород, структур, зон регионального метаморфизма.

Внутриразломные породы фронтальных и внутриаллохтонных зон разломов представлены разнообразными тектонитами от катаклазитов до очковых гнейсов и ультрасланцев с широким проявлением мигматизации, порфиробластеза, диафтореза. Мощность зон тектонизированных пород изменяется от десятков метров до 10 км и более. Вдоль надвиговых плоскостей иногда развиты линзовидные тела серпентинитов (Саво-Карельская зона) и в разной степени измененных основных и ультраосновных пород (Печенгско-Аллараченский район), пластовые тела и изометрические массивы плагимикроклиновых гранитоидов.

Амплитуды перемещений в зонах шарьяжей изменяются в широких пределах. Вдоль фронтальной зоны Кольского шарьяжа гнейсо-граниты фундамента карелид перемещены на один уровень с различными горизонтами тундровой, верхами имандра-варзугской (ильменская, титанская и другие свиты) и печенгской серий и местами перекрывают их. Учитывая мощность протерозойских образований данные ГСЗ (Геология..., 1968), амплитуды вертикальных смещений по фронтальной зоне вдоль юга Печенгской и Имандра-Варзугской структур превышают 7 км. Вертикальные смещения, равные 3–6 км, устанавливаются на других участках фронтальных зон и внутри аллохтонов. Поскольку поверхности перемещений имеют наклонное падение (20–50, реже до 70°) и с глубиной выполаживаются до субгоризонтальных, амплитуды горизонтальных смещений в 2–3 раза должны превышать вертикальные и при 4–5 эшелонированных чешуях могут составлять 40–50 км. Близкие значения амплитуд устанавливаются при реставрации палеотектонического строения ко времени образования шарьяжей.

В пределах Кольской зоны шарьяжей максимальные горизонтальные перемещения масс горных пород определяются в местах крупных дугообразных изгибов фронтальных зон на востоке и западе Кольского полуострова. В Печенгско-Аллараченском районе в строении аллохтона выделяется до пяти крупных срезающих и перекрывающих друг друга пластин-чешуй и блоков (рис. 21, 22), разделенных разломами взбросо-надвигового типа (Порьиташский, Руоссельский, Мохтозерский, Козьяурский, Вирнеяурский). Наиболее интенсивные горизонтальные перемещения по взбросо-надвигам и левым сдвигам северо-восточной ориентировки наблюдаются вдоль северо-восточного края гранулитового блока, в результате которых на этом участке образовался S-образный изгиб

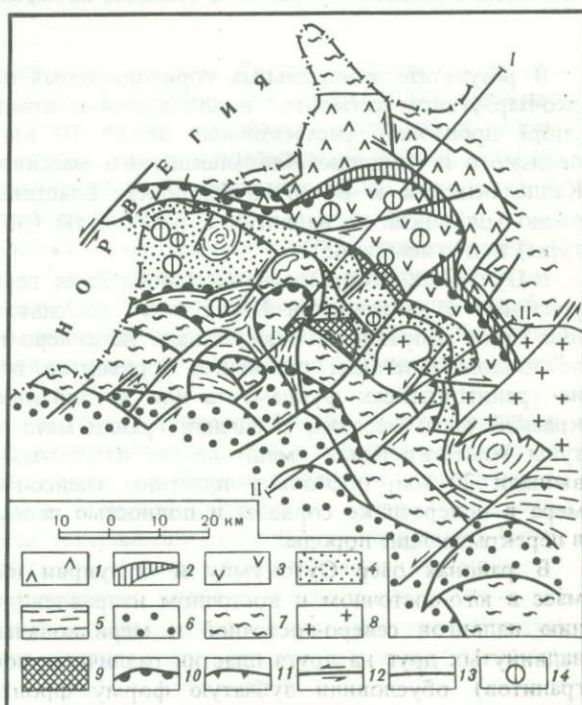
в структуре гранулитового массива. В предположении, что массив первоначально имел прямолинейную конфигурацию, общая амплитуда горизонтальных смещений оценивается в 50–60 км.

Под давлением со стороны гранулитового массива произошло сучивание и надвигание чешуй и блоков в зоне Порыташского разлома, разделяющего Печенгскую структуру на две части. Порыташский разлом выступал в качестве жесткого упора, в связи с чем интенсивно деформирован только южный сегмент Печенгской структуры — вулканотектонической структуры центрального типа с диаметром 60–80 км. Нижние толщи печенгской серии и тундровая серия почти повсеместно превращены в милониты и сланцы с перемещенными в них блоками фундамента и массивами гранитоидов, четвертая вулканогенная толща под давлением с юго-запада перемещена по пластическим подстилающим филлитам к юго-западу (юго-западный сегмент) и юго-востоку (юго-восточный сегмент) и по надвигам перекрывает нижние толщи печенгской серии и породы фундамента. В зону раздвигания печенгской серии (участок оз. Руоссель) внедрились крупные массивы базитов. Амплитуда горизонтальных смещений по надвигам четвертой вулканогенной толщи составляет 30–40 км.

В Терско-Варзугском сегменте шарьяжа амплитуда горизонтальных перемещений на основании реконструкций ориентировочно оценивается в 60–70 км. По аналогии с другими структурами подобного типа допускается, что юго-западная граница Имандра-Варзуги была предопределена разломом и имела прямолинейное очертание, субпараллельное северо-восточной границе и общему протерозойскому структурному плану. Примерное ее положение намечается в направлении Ондомозеро–Сегозеро — оз. Имандра и в районе последнего (к югу от Чуна-тундр), на участке отсутствия аллохтона, прослеживается по комплексу данных, в том числе ГСЗ, в виде крутопадающей зоны разлома мощностью около 25 км. В настоящее время южная граница распространения имандра-варзугской серии на Терском побережье наблюдается значительно дальше к северо-востоку на 60–70 км и совпадает с фронтальной зоной шарьяжа. Не исключено, что имандра-варзугская серия здесь на значительном расстоянии по взбросо-надвигам перекрыта более древними образованиями, как это устанавливается по геологическим данным и ГСЗ (Геология..., 1968) на западе, в районе р. Варзуги.

Рис. 21. Схема главных разломов сдвигового, надвигового и взбросового типов Печенгско-Аллареченского района

Печенгская осадочно-вулканогенная серия: 1 — первая — третья толщи, 2 — четвертая осадочная (филлитовидная) толща с базит-гипербазитовыми интрузиями, 3 — четвертая вулканогенная существенно диабазовая толща; 4 — тектониты (милониты, blastomилониты, динамосланцы и другие) с реликтами осадочно-вулканогенных пород печенгской и тундровой серий; 5 — гнейсо-сланцы (частью мигматизированные) тундровой серии; 6 — гранулитовый комплекс Лапландии; 7 — гранито-гнейсовый комплекс фундамента (переработанный); 8 — позднеорогенные гранитоиды; 9 — интрузии базитов. Разломы: 10 — надвиги, 11 — взбросы, 12 — сдвиги; 13 — геологические границы, в том числе тектонизированные; 14 — палеовулканы и палеосубвулканы. I—I и II—II — линии сейсмогеологических разрезов



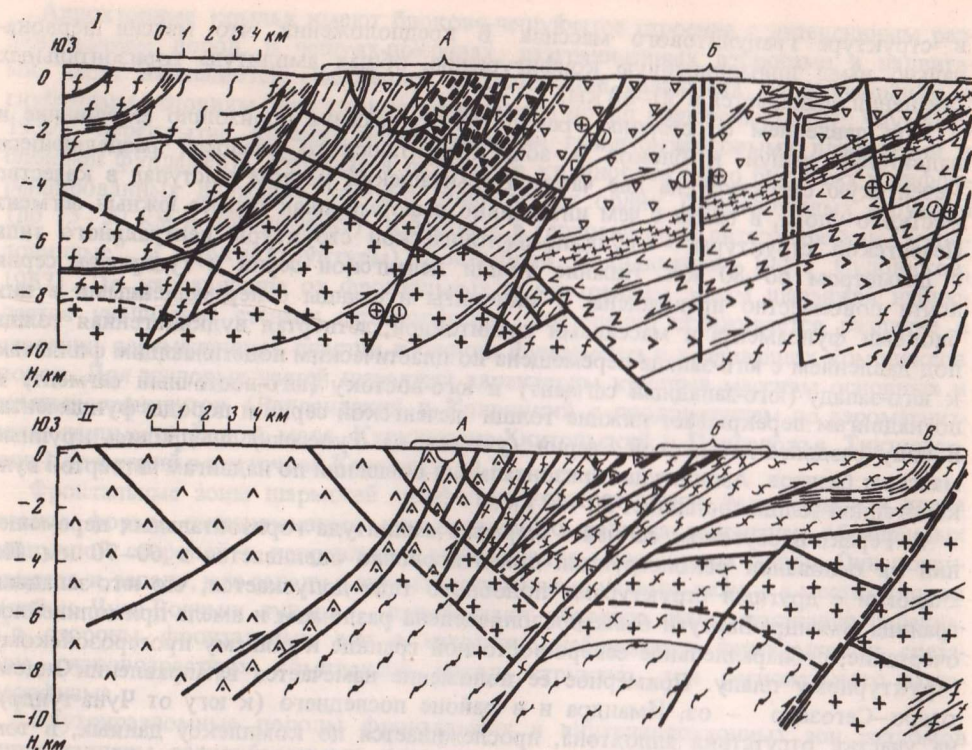


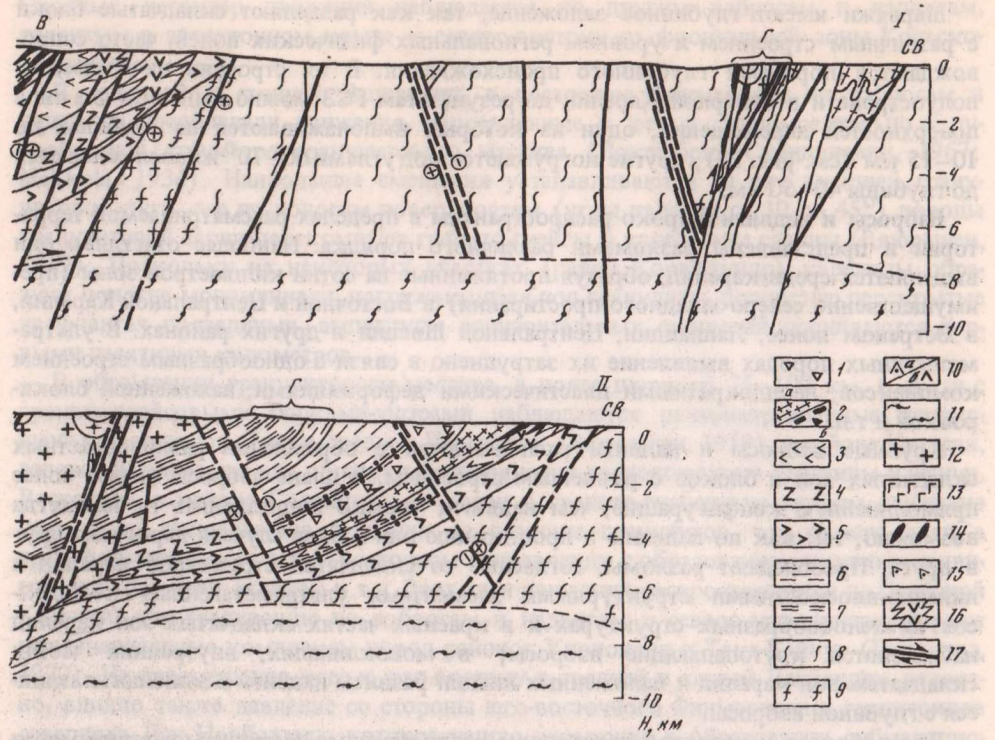
Рис. 22. Сейсмогеологические разрезы по линии I-I и II-II (см. рис. 21). Составил А.И. Петров с использованием материалов И.В. Литвиненко, И.С. Лениной и др.

Профиль I-I, зоны разломов: А - Порьятшская, Б - Луоттинская, В - Пахтинско-Кириеджипорская, Г - Сантаявинская; профиль II-II, зоны разломов: А - Мохтьозерская, Б - Хихнаярвинско-Аллареченская, В - Руосельская, Г - Порьятшская. Печенгская серия: 1 - четвертая вулканогенная толща, 2 - четвертая: а - осадочная (продуктивная), б - (вулканогенно-) осадочная толща, 3 - третья вулканогенная толща, 4 - третья осадочная, вторая вулканогенная и вторая осадочная толщи, 5 - первая вулканогенная и первая осадочная толщи, 6 - сланцы, ультрамилониты и милониты с реликтами первичного субстрата по породам печенгской серии в Порьятшской

В результате значительных горизонтальных перемещений в Печенгском и Терско-Варзугском сегментах в аллохтонном крыле на участке Чуноутундровского упора произошло растаскивание на 60-70 км гранулитового комплекса Лапландского и Колвицко-Кандалакшского массивов. В связи с давлением с запада Кандалакшская и Восточно-Колвицкая пластины перемещены относительно Западно-Колвицкой по надвигам и развернуты (по ориентировке внутренней структуры) под углом до 45°.

В Оулу-Ладожском шарьяже преобладали горизонтальные движения, ориентированные в направлении Карельского массива. В северном Приладожье движения были направлены с юго-запада на северо-восток и нашли отражение в аллохтонном залегании различных горизонтов ладожской серии непосредственно на гранито-гнейсах фундамента или ятулийских образованиях, развитых вдоль краевой части массива, смещений границ метаморфических фаций и т.д. Амплитуды горизонтальных смещений по отдельным поверхностям несомненно превышали 20 км, поскольку пластины гнейсо-гранитов фундамента такого размера в поперечнике сорваны и полностью перемещены по взбросам и надвигам в перекрывающие породы.

В районах озер Оутокумпу и Оулуярви интенсивно проявились движения масс в юго-восточном и восточном направлениях, которые привели к образованию надвигов северо-восточной и меридиональной ориентировки. Чередование надвинутых друг на друга пластин различных пород (кварцитов, сланцев, гнейсо-гранитов) обусловили зубчатую форму фронтальной зоны на границе Саво-



зоне разломов; тундровая серия: 7 - кристаллические сланцы и гнейсо-сланцы, сланцеватые амфиболиты, частью мигматизированные; кольская серия: 8 - гнейсы различного состава, частично мигматизированные, 9 - гнейсо-граниты и граниты с наложенной мигматизацией; габбро-диоритовый (гранулитовый) комплекс: 10 - а - габбро-диориты, габбро-пироксениты, габбро-амфиболиты, габбро-диориты, б - гиперстенные диориты с мелкими телами габбро-диоритов и гранитов, 11 - "гранулитобазитовый" слой земной коры; иризуивные породы: 12 - гранитоиды (орогенные); 13 - диоритовые порфириты Порьятшской зоны разломов; 14 - ультраосновные породы; 15 - габбро-амфиболиты, амфиболиты, 16 - палеосубвулканы, сложенные породами основного состава; 17 - разломы и смещения по ним

Карельской складчатой зоны и Карельского массива. Горизонтальную составляющую смещений в районе Оутокумпу Х. Вярюнен (Väyrynen, 1939) оценивал в 60 км. Такой же порядок, вероятно, имеют амплитуды смещений в районе оз. Оулуярви, к юго-востоку от которого, как и в предыдущем районе, установлены перемещения по надвигам ятулийских пород западных фаций через ятулийские породы восточных фаций (Вярюнен, 1959).

В Северо-Карельской зоне шарьяжа суммарная амплитуда горизонтальных смещений составляет не менее 50 км. Она оценивается тем, что в районе Пяозеро-Тикшозеро протерозойские осадочно-вулканогенные образования в виде чешуй и пластин, разделенных гранитами и гнейсо-гранитами, перемещены к северо-востоку в область развития беломорид, по-видимому, из когда-то единой прямолинейной Северо-Карельской складчатой зоны.

Возраст шарьяжей определяется как среднепротерозойский (позднеятулийский), поскольку ятулийские и калевийские образования повсеместно участвуют в строении аллохтонных и автохтонных крыльев. Крупные горизонтальные перемещения связаны с орогенным этапом в развитии Балтийского щита, который, возможно, следует рассматривать как завершающий карельский тектогенез. Образование шарьяжей происходило относительно кратковременно и почти полностью завершилось к концу среднего протерозоя ко времени становления гранитов рапакиви, позднеорогенных гранитоидов западнолицкого, стрельнинского и других типов, которые размещаются в зонах надвигов или в поперечных к ним разломах (типа трансформных) и часто не несут заметных деформаций.

Шарьяжи имеют глубинное заложение, так как разделяют складчатые блоки с различным строением и уровнем региональных физических полей, часто сопровождаются породами глубинного происхождения. В их строении на Кольском полуострове и в Северной Карелии по результатам ГСЗ можно выделить два типа поверхностей перемещения, одни из которых вышлагаживаются на глубинах до 10–15 км (см. рис. 22), другие погружаются под углами 60–70° и прослеживаются до глубины 40–50 км.

Взбросы и надвиги широко распространены в пределах рассматриваемой территории и представлены разломами различного порядка. Наиболее отчетливо они выделяются среди карелид, образуя протяженные на сотни километров зоны (преимущественно северо-западного простирания) в Восточной и Центральной Карелии, в Ветреном поясе, Лапландии, Центральной Швеции и других районах. В ультраметагенных породах выявление их затруднено в связи с однообразным строением комплексов, неоднократными пластическими деформациями, наложенной блокировкой и т.д.

Крупные взбросы и надвиги располагаются в обрамлении разновозрастных складчатых зон и блоков с различным строением. В плане взбросы имеют более прямолинейную конфигурацию, чем надвиги; однако подразделить их не всегда возможно, так как по падению и простиранию они в ряде случаев переходят друг в друга. Преобладают разломы, согласные со складчатой структурой карелид и линейно-плоскостными структурными элементами ультраметагенных комплексов. В желобообразных структурах и в краевых частях складчатых зон карелид наблюдаются крутопадающие взбросы; в моноклиналях, внутренних частях складчатых зон карелид и наложенных впадин развиты надвиги и вышлагаживающиеся с глубиной взбросы.

Для взбросов и надвигов характерны разнообразные тектониты в зависимости от типа деформаций. При пластических деформациях внутриразломные породы представлены мигматитами с пластовыми и линзовидными телами гранитов, двуслюдяными и другими гнейсо-сланцами, иногда с графитом; при хрупких деформациях в осадочно-вулканогенных породах образуются бластомилониты, милониты, порфиробластические, тонколистоватые и другие сланцы с магнетитом, сульфидами, графитом, в гранито-гнейсах — различные диафториты, метасоматиты, эпидотовые катаклазиты. Вдоль отдельных поверхностей смещения наблюдаются уплощенные тела серпентинитов и основных пород. Мощность тектонитов в зонах взбросов и надвигов изменяется от десятков метров до нескольких километров; при сближенном субпараллельном расположении разломов возникают мощные до 10 км зоны зеленокаменных сланцев.

По большинству взбросов и надвигов предполагаются значительные перемещения масс пород, однако конкретная оценка амплитуд смещений может быть дана лишь для некоторых разломов. По Мурманскому взбросу амплитуда смещений одноименного блока в юго-западном направлении составляет не менее 3 км, исходя из мощности перекрытой в лежачем крыле кейвской серии (Геология..., 1968).

В Имандра-Варзугской моноклинали смещения по продольным взбросо-надвигам, образующим чешуйчатую внутреннюю структуру, направлены с юго-запада на северо-восток и обусловлены давлением со стороны Кольского шарьяжа. Наиболее крупные движения намечаются по взбросо-надвигу, ограничивающему моноклинали с северо-востока, в результате которых в висячем крыле срезаны различные горизонты имандра-варзугской серии; в лежачем крыле перекрыты разновозрастные структуры, сложенные ультраметагенными и супракрустальными комплексами пород. Амплитуда горизонтальных смещений, судя по дугообразному изгибу надвига на участке к югу от Малых Кейв, составляет 25–30 км. На участке Панских и Федоровых тундр к зоне разлома приурочено пластообразное тело основного-ультрасосновного состава, полого погружающееся, по данным ГСЗ, до глубин 10–12 км и переходящее в слой с высокими скоростями. Не исключено, что оно является отторженцем коры океанического типа, наличие которой в основании Имандра-Варзугской структуры не противоречит результатам ГСЗ.

Сходный характер движений наблюдается по другим взбросам и надвигам, развитым в автохтонном крыле к северо-востоку от фронтальной зоны Кольского шарьяжа.

В северной и средней Лапландии, в восточном Финмаркене по взбросам и надвигам преобладали движения, направленные к югу и западу радиально к дугообразной структуре гранулитового массива (Докембрий Скандинавии, 1967; Mikkola, 1936). Наибольшие смещения устанавливаются на юге внешней гранулитовой дуги, где по пологим поверхностям (углы падения от 10 до 45°) породы гранулитовой серии перекрывают гранито-гнейсы и карельские сланцы (Вяйрюнен, 1959). Поскольку на некоторых участках (район Корва-тундр) карелиды образуют пологие моноклинали, погружающиеся под гранулиты, полностью перекрытые на флангах последними, амплитуды горизонтальных смещений оцениваются первыми десятками километров.

В обрамлении гранулитового массива, в поясе шириной 75–100 км, в связи с гранито-гнейсовыми блоками-упорами наблюдаются разнонаправленные перемещения масс пород. Так, в средней Лапландии (Вяйрюнен, 1959), в районе Киттеля, зеленокаменные сланцы образуют беспорядочно расположенные пластины и чешуи. Восточнее, в районе Соданкюля, в связи с гранито-гнейсовым упором движение шло не по направлению давления со стороны гранулитов, т.е. на юго-запад, а трансформировалось в юго-восточном направлении с образованием крупных надвигов, изгибов осей складок и т.д. Этот план движений распространяется до Северной Карелии, где гранитоиды по взбросам и надвигам с северо-запада перекрывают разнофациальные комплексы пород районов Куолоярви и Така-Кайнуу (Гилярова, 1972). На перемещение масс к юго-востоку в средней и южной Лапландии, вероятно, влияло также давление со стороны юго-восточного Финмаркена и гранитоидов северного Лен Норботтена, которое нашло отражение в образовании субмеридиональной зоны скупивания и взбросов на границе указанных структур.

В восточной Карелии и Ветреном поясе по направлению смещений различается две группы взбросов и надвигов. По одним из них, приуроченным к карелидам со стороны и вдоль края Беломорского блока, перемещение масс шло к юго-западу. Амплитуды смещений по ним оцениваются от первых километров, при сохранении во взброшенных блоках протерозойских супракрустальных образований (восточное крыло Шомбозерской и Шуйозерской структур), до 10 км и более в случае надвигания беломорид на карелиды, как это устанавливается по геологическим данным и ГСЗ (Глубинное геологическое строение..., 1972), вдоль северо-восточной границы Ветреного пояса. Другая группа взбросов и надвигов прослеживается со стороны Карельского массива и Водлозерского блока с крутыми и средними углами падения к юго-западу и западу и сформировалась под действием давления, ориентированного в северо-восточном направлении. Амплитуды взбросов и надвигов гранито-гнейсов на карелиды имеют тот же порядок, что и по разломам первой группы. Значительные амплитуды смещений предполагаются со стороны Водлозерского блока, где намечается чешуйчато-моноклиналиное строение карелид с крупными дугообразными надвигами и взбросами, к которым приурочены многочисленные тела основных—ультраосновных пород.

В краевой и внутренней частях Карельского массива преобладают крутопадающие в западных румбах взбросы, реже надвиги, приуроченные к краевым частям наложенных впадин и узких сжатых структур типа трогов. Амплитуды смещений, направленных к юго-востоку и востоку, судя по мощности супракрустальных пород, зажатых среди взброшенных гранито-гнейсов, достигают 3–4 км (Гимольская, Костомукшская и другие структуры).

В свекофеннской складчатой области Финляндии взбросо-надвиги связаны с воздыманием центрального гранитного блока и массивов гранитоидов рапакиги. Наиболее интенсивно они проявляются на границе с Саво-Карельской складчатой зоной и обнаруживают совпадение плана смещений с движениями в Оулу-Ладожском шарьяже. Крупные надвиги и взбросы установлены также в свекофеннидах Швеции (Докембрий Скандинавии, 1967; Магнуссон, 1963), где они разграничивают блоки Центральной Швеции, южного и северного Норланда. Вдоль южной

границы свекофеннид Центральной Швеции намечаются значительные горизонтальные перемещения по широтной зоне со стороны гранитоидов готской складчатой области. Несмотря на широкое проявление взбросов-надвиговых перемещений масс пород в свекофеннидах, в настоящее время недостаточно данных, которые позволили бы оценить их амплитуду.

Время активного проявления движений, по большинству указанных выше взбросов и надвигов, как и шарьяжей, определяется средним протерозоем и соответствует заключительной инверсионной стадии карельского тектогенеза и орогении.

По глубинности заложения с учетом результатов ГСЗ (Геология..., 1968; см. рис. 22) намечаются взбросы и надвиги, которые затухают или выгораживают и срезаются более крутопадающими разломами в основании приповерхностных структур и гранито-гнейсового слоя, а также глубинные, прослеживающиеся до поверхности Мохоровичича. В верхней части земной коры они часто совпадают, поскольку глубинные разломы выступают в качестве упоров, вдоль которых происходит сжатие перемещенных масс пород (взбросо-надвиг северо-восточного ограничения Имандра-Варзугской структуры).

Сдвиги. Пространственно и часто генетически они связаны с шарьяжами, надвигами, взбросами, по отношению к которым занимают поперечное положение. Менее уверенно выделяются продольные к складчатым структурам сдвиги, существенно преобразованные при последующих движениях во взбросы и надвиги.

Сдвиги представлены крутопадающими и вертикальными прямолинейными сколовыми зонами, которые в соответствии с их порядком ограничивают несколько блоков или являются внутриблоковыми, внутривещуичатыми и т.д. Среди внутриразломных пород преобладают различные типы метасоматитов, мощностью от нескольких метров до первых километров; характерна приуроченность к сдвигам позднеорогенных гранитоидов рапакиви (Балтийская широтная зона) и других ультраосновных пород (Сегозерско-Хаутоварский, Водлозерско-Кожозерский сдвиги).

Смещения по сдвигам носят сложный сбросо- и взбросо-сдвиговый характер, поэтому горизонтальная составляющая чаще всего оценивается приблизительно или устанавливается лишь направление перемещений. По разломам северо-восточного простираения, доминирующим в восточной части щита, преобладают левые сдвиги с амплитудами смещений от первых километров до 40–60 км. Так, на востоке Кольского полуострова в пределах аллохтона намечается левый сдвиг с амплитудой 50–60 км Пулонгского и Ондомского массивов основных пород, представляющих ранее, вероятно, единое тело. Левые сдвиги устанавливаются в центральной части Кольского полуострова по Цагинско-Харловскому разлому. В районе Левозера по нему на 2–3 км смещен полмоспоросозерский комплекс пород; южнее амплитуда левого сдвига границы имандра-варзугской серии и ранее единого массива основного–ультраосновного состава Федоровых и Панских тундр составляет около 10 км.

Существенную роль сдвиговые перемещения по разломам северо-восточного простираения играли в образовании дугообразного изгиба гранулитового комплекса Лапландии и структуры обрамления (см. рис. 21). Наиболее надежно левые сдвиги по субпараллельным разломам устанавливаются по смещению границ комплексов пород и аномалий гравитационного и магнитного полей в Аллареченском районе. Амплитуды смещений по отдельным разломам составляют от 5 до 18 км и в целом достигают 40–45 км. Такой же порядок левых сдвигов (40–50 км) предполагается по Кандалакшско-Панаярвинской зоне в районе Пяозеро–Тикшозеро по смещению карелид этого района относительно сходных структурных комплексов Восточной Карелии. В районе Ковдозера амплитуда левого сдвига по этому разлому массива основных–ультраосновных пород составляет 8 км и, вероятно, возрастает в северо-восточном направлении, проявляясь в структуре аллохтона Кольского шарьяжа в виде сдвигов и надвигов гранулитовых чешуй Колвицко-Кандалакшского массива. Значительные левые сдвиги, судя по размерам и конфигурации оперяющих структур, намечаются по Сегозерско-Хауто-

варскому и Водлозерско-Кожозерскому разломам; по другим разломам этого типа, например в беломоридах и в зоне сочленения их с карелидами, амплитуды сдвигов по смещению коррелируемых тел не превышают 8–10 км.

В областях развития свеко-карелид преобладают правые сдвиги северо-западного простирания. В Карельском массиве в результате сдвигов и взбросо-надвигов смещены и обособлены некоторые, ранее, вероятно, единые, протерозойские прогибы. По смещению сходных фациальных комплексов протерозойских осадочно-вулканогенных пород и гранитоидов амплитуды сдвигов на северо-востоке Куолоярвинской структуры составляют 4–5 км; по разломам, разграничивающим среднюю и южную Лапландию, — около 15–20 км. Амплитуда сдвига массива гранитоидов Центральной Финляндии по отношению к развитым южнее комплексам пород ориентировочно оценивается в 30–40 км и, вероятно, отражает масштаб горизонтальных перемещений в свекофеннидах.

Крупные правосторонние сдвиги по конфигурации оперяющих структур намечаются по Балтийскому широтному поясу разломов с чередованием вдоль них участков сжатия и растяжения с внедрением массивов гранитов рапакики и "трещинных" тел основных пород (Полканов, 1956). По другим широтным разломам, например, в районе Сегозера, непосредственные смещения геологических тел составляют 5–15 км. Указанные амплитуды определяются преимущественно по смещению протерозойских образований и отражают заключительные фазы активного развития сдвигов в среднем протерозое, хотя многие из них развивались унаследованно на протяжении длительного времени.

О глубине заложения сдвигов можно предполагать по косвенным признакам. Протяженные на сотни километров сдвиги, ограничивающие региональные структуры или пересекающие различные геоструктурные зоны, проникают на значительные глубины, как это подтверждается данными ГСЗ (Кандалакшско-Паноярвинский сдвиг и др.). Внутриблоковые и внутривещуичатые сдвиги, по-видимому, не распространяются за пределы гранитного слоя, как и сопряженные с ними взбросо-надвиги.

Охарактеризованные типы разломов группируются в системы определенной пространственной ориентировки, которые часто парагенетически связаны между собой и образуют динамопары. В качестве таковых в восточной части щита выступают шарьяжи и взбросо-надвиги северо-западной ориентировки и поперечные к ним сдвиги с простиранием 25–30°, реже 45–50°; в Карельском массиве тесно сопряжены взбросо-надвиги субмеридиональной запад-северо-западной ориентировки и правосторонние сдвиги систем северо-западного (295–305°) и субширотного простираний; в западной части щита и особенно в Саво-Карельской зоне правосторонние сдвиги системы 295–305° образуют динамопары с субперпендикулярными к ним взбросо-надвигами. Однопорядковые разломы (особенно сдвиги), принадлежащие к одной системе, обнаруживают периодичность с расстоянием между ними, примерно равным мощности гранито-гнейсового слоя, двух- и четырехкратной мощности земной коры. Не исключено, что периодичность разломов, как и их протяженность, являются отражением глубинности их заложения (Петров, 1974).

В истории развития горизонтальных движений по разломам намечается ряд этапов, которые, вероятно, отвечали перестройке регионального плана структур и деформаций (Тектоника восточной части..., 1974). Наиболее древние левосторонние сдвиги и сдвиго-взбросы северо-восточного простирания устанавливаются в виде реликтов в фундаменте карелид Мурманского, Кольского, Карельского и других блоков и, вероятно, связаны с ранней архейской складчатостью, сформировавшей структурный план северо-восточного простирания.

Последующий этап ознаменовался интенсивными движениями по разломам северо-западного простирания, которые носили длительный (с позднего архея до среднего протерозоя) стадийный характер с чередованием эпох сжатия и растяжения. В зонах развития крупных блоков (Кольского и Беломорского, Беломорского и Водозерско-Карельского и др.) образовались линейные про-

таженные структуры (Имандра-Варзугская, Карельская-Ветреного пояса и другие) типа рифтогенных, выполненные мощными вулканогенными (основного и среднего состава) и подчиненно осадочными толщами с интрузиями основных и ультраосновных пород. В основании этих структур, как показывают данные ГСЗ (Геология..., 1958), частично или полностью отсутствует низкоскоростной ($V_r = 6,4$ км/сек) гранито-гнейсовый слой. На участках раздвигов и погружения более мелких блоков сформировались трогообразные и изометрические прогибы. Правосторонние сдвиговые смещения по главной системе разломов северо-западного простирания ($295-305^\circ$) проявились в образовании оперяющих разломов северо-северо-западной и меридиональной ориентировки, которые в сочетании с первыми предопределили конфигурацию свекокарельских подвижных областей, прогибов, впадин, трогов и размещение магматизма.

Доплатформенное развитие разломов заканчивается образованием шарьяжей, взбросо-надвигов, сдвигов и связано с завершающими стадиями карельского тектогенеза и с широко проявленной орогенией. В условиях регионального сжатия по разломам преобладает направленное с юго-запада на северо-восток латеральное перемещение масс и унаследованное с предыдущего этапа горизонтальное движение отдельных блоков и глыб в юго-восточном направлении. Эти движения, повсеместно проявленные с позднего ятулия, завершились ко времени окончательного формирования гранитов рапакиви и подобных им позднеорогенных гранитоидов и привели к консолидации территории Балтийского щита.

Намечаются некоторые общие особенности латерального перемещения крупных блоков и глыб на поздних стадиях доплатформенного развития территории. Наибольшие движения к северо-востоку испытывает Беломорский блок с надвигами (реже поддвигами) на Кольский блок. Поверхности перемещения, падающие под средними и крутыми углами к юго-западу, во времени мигрируют в северо-восточном направлении и обнаруживают черты сходства с зонами Заварицкого-Беньюффа. В частности, в направлении погружения поверхностей наблюдается увеличение степени метаморфизма от зеленосланцевой фации высоких давлений (в зонах скупивания) до гранулитовой фации умеренных давлений (Тектоника восточной части..., 1974). Над глубоко погруженными частями поверхностей этого типа наблюдается подъем огромных масс глубинных пород (основные гранулиты), которые местами (Центральная часть Лапландского гранулитового массива) на глубине 3-4 км, по данным ГСЗ (Геология..., 1968), непосредственно переходит в слой с высокими скоростями ($V_r = 6,6-6,7$ км/сек). Поперечные сдвиги сюдварангерского типа, вмещающие гранитоиды и характеризующиеся в целом относительным разуплотнением, обнаруживают сходство с трансформными разломами.

Общее перемещение к северо-востоку характерно для Карельского и Водлозерского блоков. Сближение их с Беломорским блоком привело к образованию взбросо-надвигов со стороны этих блоков на карелиды главной Карельской зоны, к раздавливанию и выжиманию последних. Особенно рельефно беспорядочная чешуйчатая структура, образованная под давлением со стороны сближающихся свекофеннид и Лапландского гранулитового массива, проявлена в средней Лапландии.

Западная часть щита, включающая область развития свекофеннид, ограниченных на юге Балтийского щита широтным поясом разломов и на северо-востоке — разломами северо-западной ориентировки, в виде остроугольного клина с вершиной в районе Ладожского озера в течение длительного времени сохраняет тенденцию к перемещению в юго-восточном направлении. С этими движениями связано образование правых сдвигов по Балтийскому поясу разломов, Оулу-Ладожского шарьяжа и, по-видимому, дугообразной в плане, обращенной выпуклостью к юго-востоку, общей структуры свекофеннид. Давление со стороны свекофеннид также нашло отражение в неравномерном перемещении к северо-востоку Карельского массива — с вращением его на несколько градусов по ча-

совой стрелке частично связаны правые сдвиги по Кандалакшско-Паноярвинскому и Сегозерско-Хаутоварскому разломам и взбросо-надвиگی района Пянозеро-Тикшозеро.

С учетом вышеизложенного можно сделать некоторые общие предположения о динамике и механизме горизонтальных перемещений по разломам в нижнем и среднем протерозое. Для свеко-карельского тектогенеза характерно неоднократное чередование фаз растяжения и сжатия. Растягивающие усилия были ориентированы в поперечном (северо-восточном) направлении к простиранию прогибов и проявились в сбросовых и раздвиговых смещениях по продольным разломам. Правосторонние сдвиги северо-западного простирания ($295-305^{\circ}$), вероятно, связаны с эпизодическим сжатием, ориентированным по отношению к ним под углом 45° и менее, субпараллельно господствующим оперяющим разломам ($340-345^{\circ}$). Особенно интенсивно они проявились на завершающих стадиях карельского тектогенеза с преобразованием оперяющих разломов сбросового типа во взбросо-надвиگی. На орогенном этапе в восточной части щита в связи с давлением, направленным с юго-запада на северо-восток, образуются динамопары взбросо-надвигов и сдвигов, ориентированные соответственно перпендикулярно и параллельно максимальным сжимающим напряжениям.

Затухание и вышоложивание разнопорядковых разломов в основании гранито-гнейсового, гранулитобазитового и, возможно, более глубоких слоев верхней мантии позволяют предполагать, что горизонтальные движения по разломам связаны с неравномерным относительным смещением блоков и чешуй соответствующего размера в процессе проскальзывания их по границам раздела (перехода) сред с различными петрофизическими свойствами пород. В приповерхностных условиях взбросо-надвиговые смещения по границам разнородных комплексов пород с различной компетентностью нашли отражение в чешуйчато-моноклиальной структуре карелид. Перемещению масс пород способствовало образование протрузий ультраосновных пород, внедрение гранитоидов, проявление разнообразных сопутствующих процессов вдоль поверхностей перемещения.

* * *

Подводя итоги, необходимо отметить исключительную сложность проблемы "разломов" в интенсивно метаморфизованных докембрийских комплексах пород, которые в основной массе представляют собой вскрытые глубокие части сложных складчатых сооружений. Решение этой проблемы тем более привлекает интерес, что помогает понять особенности формирования разломов и перемещения масс пород в условиях значительных доступных для наблюдения глубин. Применение комплекса геологических и геофизических данных и дистанционных методов позволило более объективно подойти к решению поставленных задач, хотя некоторые построения и выводы, бесспорно, содержат элемент неоднозначности.

Рассмотренные данные позволяют сделать общий обоснованный вывод о том, что в докембрии в пределах территории Балтийского щита латеральные перемещения блоков и глыб-чешуй имели большое значение в развитии земной коры и нашли отражение (особенно в зонах сочленения блоков) в образовании крупных шарьяжей, надвигов, взбросов и сдвигов. Наиболее интенсивно горизонтальные смещения проявились в связи с заключительными фазами карельского тектогенеза и орогений в среднем протерозое и в значительной степени затушевали более ранние движения. Наряду с разломами, имеющими сопоставимые амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений, редко превышающие 10 км, выявляются и такие, по которым горизонтальные перемещения в несколько раз превосходили вертикальные и достигали 60-70 км, что указывает на ведущую роль латеральных движений на определенных этапах развития территории щита.

Украинский щит и смежные районы

Проблема горизонтальных сдвиговых перемещений земной коры на площади южных и юго-западных районов Восточно-Европейской платформы изучена еще очень слабо, вместе с тем некоторые предварительные обобщения и выводы по ним можно сделать уже сейчас, особенно в отношении величины перемещений, направления и т.д.

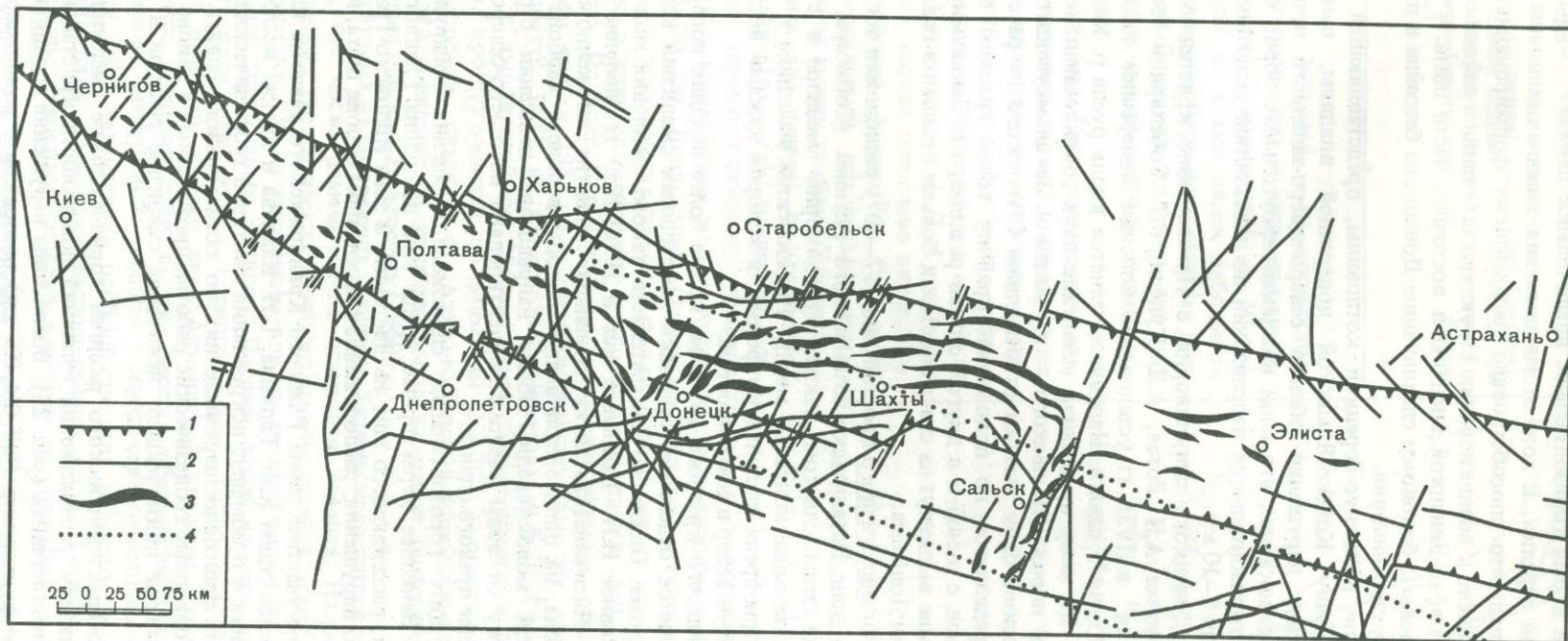
Рассмотрение признаков сдвиговых перемещений земной коры удобнее всего начинать с анализа общей схемы тектонического строения данной территории (рис. 23, см. вкладку), обращая особое внимание на внешние контуры и характер расположения основных структурных элементов.

В строении указанных основных структурных элементов или геологических регионов наблюдается целый ряд структурно-тектонических особенностей, которые трудно объяснить без привлечения данных о горизонтальных сдвиговых смещениях отдельных частей. К числу таких особенностей относятся следующие: 1) резкоугловатые линии внешних контуров некоторых геологических регионов, 2) ступенчатый характер строения бортовых зон региональных впадин и выступов, 3) кулисообразное расположение некоторых однотипных и разновозрастных геологических структур, 4) искривления и боковые отходы осевых линий складчатых и разрывных деформаций, 5) наличие возле зон глубинных разломов изогнутых складчатых структур, похожих на складки волочения, 6) изгибы и резкие повороты линий, оконтуривающих геофизические поля, и др.

В структуре, например, Днепровско-Донбасской ровообразной впадины (I), имеющей в плане почти прямолинейную форму и выдержанное юго-восточное простираие по азимуту $125-130^{\circ}$ ($305-310^{\circ}$), обнаруживается дугообразное искривление, обращенное своей выпуклой стороной на юго-запад. Величина искривления только для Днепровско-Донецкой и Донбасской частей составляет ~ 50 км.

На первый взгляд может показаться, что изогнутость впадины первичная, т.е. возникшая в самую начальную стадию ее формирования как результат развития двух дугообразных и близко расположенных ($80-100$ км) глубинных разломов, ставших позже ее бортовыми зонами. Однако более детальный анализ внутреннего строения Днепровско-Донбасско-Сальской впадины (рис. 24) позволяет обнаружить в ней два интересных факта, свидетельствующих против ее первичной изогнутости. Во-первых, наблюдаемое по ходу простираия впадины (с северо-запада на юго-восток) систематическое отодвигание ее зон бортовых разломов вправо, т.е. на северо-восток, во-вторых, наличие поперечных и диагональных разрывных нарушений, вдоль которых в последнее время отмечены заметные боковые смещения. По поперечным нарушениям зоны бортовых разломов впадины сдвинуты чаще всего на северо-восток (левые сдвиги), по диагональным — больше всего на юго-восток (правые сдвиги). Возможно, что эти движения и стали причиной искривления Днепровско-Донбасско-Сальской впадины. На первых порах впадина имела форму узкого желоба, заключенного между двумя зонами глубинных разломов. Позже возникли поперечные и диагональные разрывы, по которым происходили боковые смещения отдельных сегментов. Амплитуды отдельных боковых сдвигов не превышают $4-5$ км, но в сумме, т.е. для всей Днепровско-Донбасской впадины, их величина достигает почти $50-60$ км. Предполагается, что на эту величину Донбасская часть впадины постепенно сдвинулась на северо-восток по отношению к Припятской части впадины, если считать, что когда-то они располагались в одном створе (рис. 24, показано точками).

Рисуя такую динамику горизонтальных перемещений внутренних частей Днепровско-Донбасской впадины, мы приходим к подтверждению не только современных представлений о сдвиговой тектонике земной коры, но и более ранних мнений по этому вопросу Л.Ф. Лунгергаузена (1941) и В.Г. Бондарчука (1946-1955), предполагавших наличие горизонтальных смещений в центральных (приднепровских) и восточных (приазовских) районах Украинского щита.



Р и с. 24. Схема внутреннего строения Днепровско-Донбасско-Сальской ровообразной впадины
 1 – зоны бортовых разломов; 2 – региональные разломы; 3 – региональные складки; 4 – первичное положение впадин

В частности, В.Г. Бондарчук (1955) высказал мысль, что Украинский щит испытывал в палеозойское время горизонтальное вращательное движение, ориентированное против часовой стрелки. В ходе этого движения западная половина щита сместилась на юго-запад, что способствовало дальнейшему формированию Припятской впадины и привело к возникновению структур растяжения в районе северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины и восточной части щита — на северо-восток, что привело к боковому сдавливанию Донецкого бассейна и превращению его в структуру синклинория.

На западном крыле Кальмиус-Торецкой котловины, представляющей собой северо-восточную окраину Конско-Яльнской поперечной впадины, выявлена целая серия разрывных нарушений общего северо-северо-западного простирания. Буровые работы показали, что слои нижнекаменноугольных пород смещены в этих местах в горизонтальном направлении по плоскостям указанных разломов на расстояния до 8–10 км.

В зоне контакта Донецкого синклинория с Приазовским кристаллическим массивом исследованиями А.П. Ротая, А.Д. Кудели, Г.Т. Собакаря и геологов треста "Артемгеология" в 1955 г. установлено большое поперечное тектоническое нарушение типа левого сдвига. Нарушение тянется вдоль русла р. Кальмиус по азимуту 38–40°; по нему произошло смещение двух соприкасающихся блоков кристаллических пород: Стыльского — на западе и Закальмиусского — на востоке. Закальмиусский блок смещен относительно Стыльского на расстояние до 26 км, что определяется по положению крайних точек границы выхода кристаллических пород с одной и с другой сторон разлома, т.е. Закальмиусский блок несколько больше выдвинут на северо-восток и больше вдавлен в осадочные породы южных окраин Донбасса.

Второй левый сдвиг аналогичного простирания (37–40°) расположен восточнее, где он проходит по зоне Натальевско-Латоневского разлома (Собакарь, 1964). Блоки, образованные этим сдвигом, также неравномерно смещены в сторону Донбасса. В результате зона контакта между Приазовским массивом и Донецким синклинорием приобрела ступенчатую форму, в которой каждый восточный блок немного сдвинут на север и северо-восток.

В зоне Северодонецкого краевого разлома, кроме более поздних поперечных перемещений, намечаются отдельные признаки латеральных смещений вдоль самой зоны этого разлома. Одним из доказательств такого смещения можно рассматривать установленное И.И. Чебаненко еще в 1956–1957 гг. явление воздымания и надвигания Лисичанского антиклинального поднятия, сложенного породами среднего карбона, на полого залегающие породы верхнего карбона Старобельско-Миллеровской моноклинали. Общее направление движения структур, расположенных к югу от зоны разлома, ориентировано на северо-северо-запад, что соответствует схеме правого сдвига.

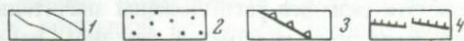
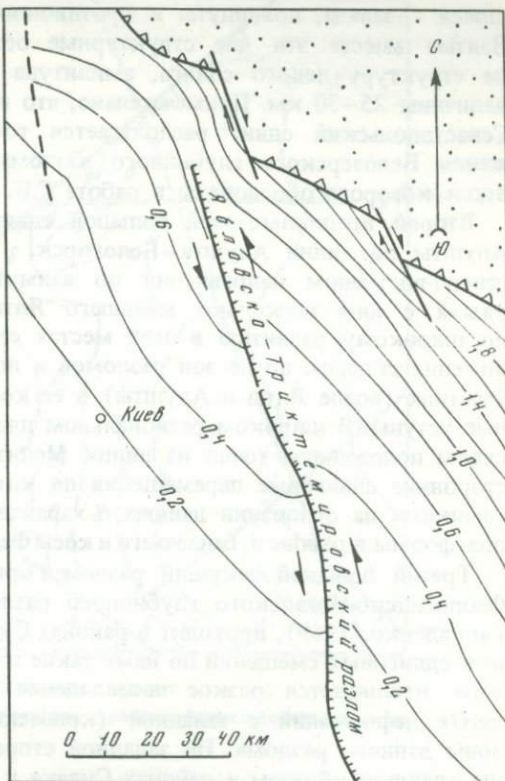
На Украинском щите горизонтальные сдвиговые смещения обнаружены в нескольких местах. Наиболее характерные среди них два: зона Главного Криворожского разлома, пересекающего щит на две части, и зона Ябловско-Трактемировского разрывного нарушения, расположенная на северном склоне щита, в 40 км восточнее Киева.

В приконтактных участках зоны Главного Криворожского разлома наблюдаются, согласно исследованиям К.Ф. Тяпкина, Г.И. Каляева и других исследователей, складки волочения и необычные искривления контуров геофизических полей, свидетельствующие о сдвиговых перемещениях по схеме правого сдвига на расстоянии до 25 км. Повторные геодезические работы, проведенные в районе Криворожского разлома, также подтверждают некоторое смещение реперов в том же направлении.

В зоне Ябловско-Трактемировского разлома горизонтальное смещение обнаруживается по характеру расположения изолиний поверхности кристаллических пород склона Украинского щита (рис. 25). Возле зоны нарушения изолинии рельефа кристаллического фундамента (0,2, 0,4, 0,6 км) разорваны и закономерно смещены в противоположные стороны: с восточной стороны разлома — на северо-

Рис. 25. Схема строения Ябловско-Трактемировского сдвига

1 — изолинии поверхности кристаллического фундамента; 2 — край Днепровско-Донецкой впадины; 3 — бортовые разломы Днепровско-Донецкой впадины; 4 — Ябловско-Трактемировский разлом (сдвиг)



запад, с западной — на юго-восток, что подтверждает в этом районе левый сдвиг с амплитудой до 10 км. На этой же схеме виден небольшой участок зоны бортового разлома Днепровско-Донецкой впадины, где она нарушена двумя диагональными разломами.

В пределах Причерноморской впадины горизонтальные сдвиги наиболее полно отражены на новейших тектонических и геофизических картах этой площади, составленных в 1966 г. М.В. Муратовым и Б.Л. Гуревичем. На этих картах отчетливо видно, что палеозойский фундамент Скифской (эпигерцинской) платформы, расположенной между глыбами Украинского щита (на севере) и Крымского поднятия (на юге), расчленен разломами преимущественно субмеридионального простирания на блоки, испытывавшие в мезозойское время горизонтальные подвижки на расстояния от 3—5 до 25—30 км. Вдоль зоны Одесского разлома, простирающегося по азимуту 340° , на этих картах четко выражен правый сдвиг со смещением до 25 км. Раньше о сдвиговой природе этого разлома писали А.В. Чекунов и И.А. Гаркаленко. По зоне Каховско-Белгородского разлома, обнаруженного В.Б. Соллогубом еще в 1955 г. и ориентированного так же, как и Одесский сдвиг, по азимуту 340° , на картах М.В. Муратова и Б.Л. Гуревича показан левый сдвиг с амплитудой до 20 км. Вдоль Белозерского и Мелитопольского разломов, простирающихся по азимутам $25-30^{\circ}$ и отделяющих собственно Причерноморскую впадину от Азово-Кубанской, прослеживаются левые сдвиги. Признаки смещений по этим разломам, на основе геофизических данных, одним из первых описал Г.Е. Харечко (1960).

Некоторые из поперечных разломов Украинского щита продолжают в Горный Крым, где также намечается их сдвиговая природа. На основании имеющихся фактических геологических и геофизических данных здесь¹ можно выделить четыре участка, где по косвенным признакам намечаются большие горизонтальные смещения типа левых сдвигов. Первый такой участок приходится на район Симферополя, где полоса Горного Крыма резко поворачивает на юго-запад и идет в обход южного края Альминской впадины. Работами М.В. Муратова и других исследователей в этих местах обнаружена целая система секущих разрывных нарушений общего северо-северо-восточного простирания по азимуту 24° . Характерная особенность этих разрывов — их расположение на контакте двух по-разному расположенных частей Горного Крыма. Примыкающие к ним с востока складки изогнуты на юго-запад, а складки, прислоняю-

¹ Более подробное описание разломов Горного Крыма будет дано в подготавливаемой к печати книге "Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР".

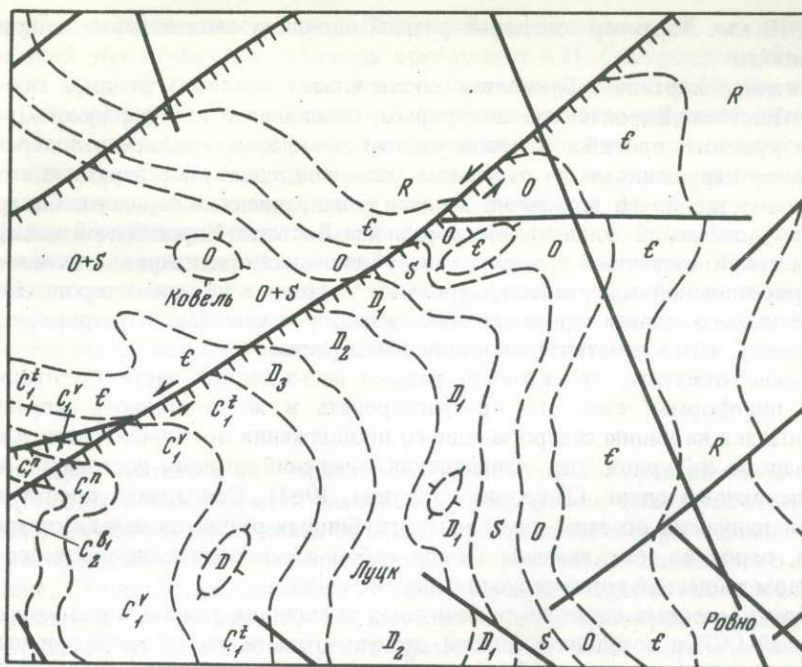
щиеся с запада, повернуты в противоположную сторону, т.е. на северо-восток. Взятые вместе эти две структурные особенности создают картину, похожую на структуру левого сдвига, амплитуда перемещения по которому достигает величины 25–30 км. Примечательно, что предполагаемый нами Симферопольско-Севастопольский сдвиг располагается точно на линии юго-западного продолжения Белозерского глубинного разлома, левосторонние сдвиговые смещения вдоль которого обоснованы в работе Г.Е. Харченко (1960) и других геофизиков.

Второй предполагаемый большой сдвиг Горного Крыма проходит в районе Алушты по линии Алушта–Белогорск, где он также простирается в северо-северо-восточном направлении по азимуту 24–25°. Наличие Алуштинского и рядом с ним несколько меньшего Ялтинского сдвигов можно предполагать по широкому развитию в этих местах секущих разрывов, по характеру расположения складок возле зон разломов и по форме береговой линии, где на обоих участках (возле Ялты и Алушты) в ее контурах наблюдаются почти прямолинейные уступы. В широком региональном плане Алуштинский левый сдвиг попадает своим положением точно на линию Мелитопольского глубинного разлома, левосторонние сдвиговые перемещения по которому уже давно предполагаются геофизиками на основании данных о характере конфигурации края докембрийской платформы в районе о. Бирючьего и косы Федотова. Амплитуда сдвига – около 20 км.

Третий большой секущий разлом Горного Крыма, известный под названием Феодосийско-Ногайского глубинного разлома (Соллогуб, 1960, 1967; Чекунов, Гаркаленко, 1969), проходит в районах Судака и Феодосии. Признаки горизонтальных сдвиговых смещений по нему такие же, как и в предыдущих случаях, и, кроме того, наблюдается резкое несовпадение пространственного размещения складчатых деформаций с западной (крымской) и восточной (керченской) сторон зоны данного разлома. На западной стороне складчатые структуры сосредоточены главным образом в районах Судака и Феодосии, тогда как на восточной стороне эти складки расположены значительно севернее без их дальнейшего продолжения через зону разлома в западном направлении. Возле зоны Феодосийского разлома Керченские складки резко обрываются и вновь появляются сего западной стороны значительно южнее. На этом основании можно предполагать, что в районе Судака крымские складчатые структуры были разорваны и сдвинуты по зоне Феодосийско-Ногайского разлома в северном направлении на расстоянии до 30 км.

Четвертый предполагаемый левосторонний сдвиг Крымской складчатой дуги попадает на участок Керченского пролива, где он выделен геофизиками под названием Керченско-Ждановского разлома. Сдвиг подтверждается теми же признаками искривления и смены простираций складчатых деформаций и их сходством со складками волочения. Складки, примыкающие к зоне разлома с западной стороны, изогнуты и повернуты своими концами, как правило, на север, а с восточной – на юг. Предполагаемая амплитуда Керченского сдвига – около 25–30 км. Керченский сдвиг располагается в районе сочленения Крымской и Кавказской складчатых зон, где кавказские складки резко меняют свое северо-западное простираение на широтное и где начинается их уступообразное смещение на юго-запад, в сторону Крыма.

Вопрос о том, какая часть Крымско-Кавказской складчатой дуги была более активной, т.е. двигались ли Крым на юг и юго-запад или Кавказ на север и северо-восток, остается пока открытым. И.А. Гаркаленко (1974) предполагает, например, что Крымская и Западно-Кавказская складчатые зоны формировались в результате поддвигания под них в одном случае на север, в другом на северо-восток краевых частей "океанической коры" Черного моря. Нам кажется, что динамику развития Крымско-Кавказской складчатой зоны следует искать в более широком тектоническом плане, согласуя ее с механизмом формирования соседних геологических структур. Вариант одновременного поддвигания и давления края "океанической коры" Черного моря на север, что привело к формированию крымских складок, и на северо-восток, вызвавшее развитие кавказских складок, неудачен тем, что заставляет край Черного моря одновременно двигаться и



Р и с. 26. Схема строения Владимир-Волынского сдвига
 Пунктирными линиями обозначены границы стратиграфических комплексов

давить в две разные стороны: на север и восток. Возможность такого процесса мало вероятна. Скорее всего весь участок восточной половины Черного моря вместе с Западным Кавказом, как единая глыба, медленно сместился в северо-восточном направлении. Такое направление движений согласуется с фактически наблюдаемыми перемещениями на площадях Приазовского массива, Донецкого синклинали и восточной части Днепровско-Донбасско-Сальского авлакогена.

В районах Преддобруджинского прогиба, Молдавского понижения (VII) и Подольского поперечного поднятия (VI) заметных горизонтальных смещений не встречено, что, вероятно, соответствует спокойной платформенной обстановке этих мест. Некоторые исследователи (В.А. Великанов, В.Я. Ероменко и др.) предполагают небольшие сдвиги вдоль разломов северо-восточного направления на участке Подольского поднятия, но амплитуды перемещений по ним небольшие (десятки и сотни метров).

На площади Стырьско-Горынской поперечной впадины (IV), залегающей между блоками западной части Украинского щита и Ковельского поперечного поднятия и ограниченной по бокам большими региональными разломами, большой интерес вызывает зона Владимир-Волынского разлома, где горизонтальные смещения подтверждаются характером расположения одноименных слоев осадочных пород с одной и с другой сторон тектонического нарушения (рис. 26). Как видно из схемы, слои рифейских и нижнепалеозойских пород в зоне Владимир-Волынского разлома разорваны и смещены на довольно заметные расстояния. Слои, расположенные с восточной стороны от зоны разлома, сдвинуты по отношению к слоям западной стороны на северо-восток, что характеризует нарушение как левый сдвиг. Величины перемещений следующие: по рифейским отложениям — 40 км, кембрийским — 30 км, ордовикским — 12–15 км, силурийским — около 10 км.

В районах Предкарпатского прогиба и зоны Восточных Карпат, кроме зон продольных надвигов, горизонтальные смещения установлены также по поперечным тектоническим нарушениям (Н.Р. Ладъженский, О.С. Вялов, С.И. Субботин, В.Б. Соллогуб, Г.Н. Доленко и др.). Амплитуды перемещений по ним не превы-

шают 5–10 км. Характер смещений разный: в одних местах левые, в других — правые сдвиги.

Аналогичная картина наблюдается также в зоне краевого разлома юго-западной части Восточно-Европейской платформы, отделяющей платформу от Предкарпатского краевого прогиба. Краевой разлом платформы расчленен поперечными разрывными нарушениями на отдельные сегменты, сдвинутые в разные стороны, но преимущественно на юго-запад. Данные о направлениях горизонтальных перемещений вдоль самой зоны краевого разлома Восточно-Европейской платформы нет, хотя такой косвенный признак, как субширотная ориентировка мелких складок в приразломной зоне, может, вероятно, указывать на правосторонний сдвиг. В случае левого сдвига приразломные складки имели бы субмеридиональную ориентировку, чего в действительности не наблюдается.

Интересно отметить, что краевой разлом юго-западной части Восточно-Европейской платформы, если его протрассировать в юго-восточном направлении, точно попадает на линию северо-западного продолжения восточной ветви Анadolьского разлома в Турции, где направления смещений по нему достоверно определены как правый сдвиг (Тектоника Европы, 1964). Совпадение простираний и динамики движений по этим двум зонам глубинных разломов нельзя считать случайными, вероятно, они связаны между собой общностью динамического плана и единством тенденций горизонтальных перемещений.

К числу косвенных сведений о сдвиговых смещениях земной коры на площади Украинской ССР и соседних областей следует отнести также такой признак, как характер искривления линий больших региональных разломов. Суть этого признака состоит в том, что зоны разломов с одинаковой ориентировкой показывают в плане одинаковый рисунок искривлений. Например, разломы Криворожского направления ($15-20^{\circ}$) искривлены чаще всего в левую сторону. При движении вдоль таких разломов на север можно наблюдать, что их линии систематически поворачивают немного налево, т.е. на запад, и, сделав небольшой изгиб, снова выпрямляются и продолжают простирание по своему главному направлению (северо-северо-восточному). При движении по этим разломам на юг волнистые изгибы и искривления направлены, наоборот, в восточную сторону. Аналогичные искривления, только в другие стороны, показывают и другие зоны разломов: северо-восточные ($40-45^{\circ}$) изгибаются преимущественно направо, восток-северо-восточные ($70-75^{\circ}$) — налево, северо-северо-западные ($340-345^{\circ}$) — направо, северо-западные ($310-315^{\circ}$) — налево и запад-северо-западные ($285-290^{\circ}$) — направо.

Искривления линий региональных разломов рассматриваются нами как одно из доказательств горизонтальных перемещений. В случае их первичной изогнутости, что также наблюдается в отдельных местах, столь правильной геометрической закономерности не наблюдалось бы. Волнистые искривления зон разломов имели бы беспорядочный характер. В действительности наблюдается строгая закономерность, на основании которой можно даже предсказывать характер искривления зон разломов разных направлений.

Вывод о сдвиговой природе искривлений зон региональных разломов подтверждается закономерным распределением направлений горизонтальных смещений вдоль самих разломов. Каждая отдельная система зон региональных разломов на площади УССР имеет свое преимущественное направление сдвиговых перемещений: по зонам разломов северо-западного простирания ($310-315^{\circ}$) наблюдаются чаще всего правые сдвиги, по разломам северо-восточной ориентировки ($40-45^{\circ}$) — левые сдвиги, по разломам северо-северо-восточного направления ($15-20^{\circ}$) — правые сдвиги, по разломам ВСВ $70-75^{\circ}$ — правые сдвиги, по разломам ЗСЗ $340-345^{\circ}$ — левые сдвиги, по разломам $285-290^{\circ}$ — левые сдвиги (Чебаненко, 1965). По зонам разломов меридиональной и широтной ориентировок заметных сдвиговых перемещений не обнаружено. В большинстве случаев они представлены раздвигами, сбросами и взбросами, т.е. деформациями, развивавшимися преимущественно в условиях растяжения или сжатия, ориентированных перпендикулярно к линии разлома.

Аналогичная зависимость типов горизонтальных смещений от направления простираний зон глубинных разломов обнаружена А.И. Суворовым (1963, 1968) в районах Средней Азии и Казахстана, а несколько раньше Дж. Моуди и М. Хиллом в районах Северной Америки, что свидетельствует о широких планетарных масштабах этого явления. В качестве возможной причины закономерного распределения горизонтальных сдвиговых смещений нами, вслед за этими авторами, принимается влияние сил вращательной динамики Земли на ориентировку перемещений глубинных масс земной коры и верхней мантии. Все другие предположения сталкиваются с большими трудностями при попытке объяснить такие особенности разломной тектоники земной коры, как преимущественно прямолинейная форма большинства региональных разломов, наличие четырех основных систем, выдержанность простираний и сходство динамики.

* * *

На площади южных и юго-западных окраин Восточно-Европейской платформы и прилегающих к ним областей альпийской складчатости (Карпаты, Крым и Кавказ) пока не удалось обнаружить больших горизонтальных перемещений, которые по своим масштабам были бы сопоставимы с современными понятиями о плитовой тектонике. На платформенной части Украины величины горизонтальных сдвиговых перемещений не превышают 30–50 км, притом в их суммарном выражении для очень продолжительных промежутков времени. Для более коротких интервалов их размеры будут еще меньшими.

Одной из причин недостаточной изученности сдвиговой тектоники данной территории является то, что до настоящего времени не составлены карты блоковой тектоники и не произведено разделение зон разломов на две генетические группы: разломы межблоковые, по которым в основном происходят горизонтальные сдвиговые перемещения, и разломы внутриблоковые, по которым заметных сдвигов в большинстве случаев нет.

Волго-Уральская антеклиза

Кристаллический фундамент востока Русской плиты нарушен сложной системой перекрещивающихся глубинных разломов. Дифференцированный характер блоковых перемещений фундамента за длительную геологическую историю обусловил его сильную дислоцированность с образованием полого падающих разломов, зон трещиноватости и дробления. Интенсивно процессы катаклаза происходили также на контактах с интрузивными телами.

Для обнаружения глубинных разломов важное значение имеет характер соотношения фундамента сводовых поднятий и глубоких впадин, т.е. резкие гипсометрические перепады и взаимопереходы фундамента и осадочной толщи. Так, для Татарского свода – Камско-Бельского авлакогена перепады высот составляют до 3500 м, Татарского свода – Серноводско-Абдулинского авлакогена – до 4500 м, Жигулевского свода – Ставропольской депрессии – до 800 м, Токмовского свода – Рязано-Саратовского авлакогена – до 5000 м и т.д. Резкое сочленение сводовых поднятий и авлакогенов происходит по зонам глубинных разломов.

Перепады глубин фундамента на коротких расстояниях и близкое сопряжение мощных осадочных толщ с фундаментом указывают на возможность надвигового перекрытия осадочных толщ в приконтактных зонах глыбами фундамента. В качестве примеров можно указать надвижение Татарского свода на Камско-Бельский и частично на Серноводско-Абдулинский авлакогены, надвижение Жигулевского свода на Ставропольскую депрессию. Обоснование этих явлений приводилось В.А. Лобовым (1970).

О наличии пологопадающих разломов в зоне сочленения Татарского свода и Камско-Бельского авлакогена свидетельствуют вскрытые в близлежащих скважинах (Калтасы) габбро-диабазовые дайки в рифейских отложениях, пог

погружающиеся под Татарский свод. По-видимому, Татарский свод смещен на восток от Токмовского свода на ширину разделяющего их Вятского авлакогена, при этом южная вершина Татарского свода испытала опережающее перемещение к востоку вдоль Камского глубинного разлома.

В своем восточном движении с разворотом к югу южная вершина, по всей вероятности, частично надвинулась на северо-восточное ответвление Серноводско-Абдулинского авлакогена — Бавлинский грабен. Краевая структура этого надвига в осадочной толще — Туймазинско-Бавлинский вал северо-восточного простирания, контролируемый глубинным разломом. В присводовой части Туймазинского поднятия названного вала пробурена скв. 2000, местоположение которой специально было выбрано в зоне глубинного разлома, намеченного Ю.Н. Годиным. Скважиной пройдены сильно раздробленные породы кристаллического фундамента, видимо, из зоны глубинного разлома. Локализовать положение разлома в разрезе скважины удастся с помощью термограммы. В интервале 3890—3930 м зарегистрирован температурный минимум; температура здесь снижается с 59 до 56,5⁰С. Расчетная температура для глубины 4000 м должна составлять 63⁰С, следовательно, общая амплитуда минимума достигает 6,5⁰. В этом интервале скв. 2000 пересекла центральную зону глубинного разлома.

Положение скв. 2000 в присводовой части поднятия дает возможность сопоставить положение зафиксированного в разрезе глубинного разлома и уступа фундамента на южном крыле поднятия, образовавшего флексуру в осадочном чехле. Расстояние от скв. 2000 до основания уступа фундамента — 10,3 км, разность высот между подошвой разлома в скважине (—3710 м) и абсолютной глубиной основания уступа (—2050 м) — 1660 м, угол наклона плоскости тектонического контакта около 9⁰; по-видимому, углы при приближении зоны тектонического контакта к поверхности кристаллического фундамента возрастают. Во всяком случае, эти данные подтверждают представления о развитии пологопадающих дизъюнктивных нарушений фундамента, а асимметрия и резкие флексуры указывают на возможность проявления горизонтальных блоковых перемещений фундамента и отраженных деформаций осадочного чехла.

Скв. 2000 подтвердила пластовый характер интрузий диабазов, встреченных в интервале 3312—3390 м. Такие же интрузии, прорывающие серафимовскую свиту позднего докембрия, вскрыты на юго-восточном склоне Туймазинско-Бавлинского вала в скв. 65 и 119, отстоящих от скв. 2000 на расстояние 17,5 и 19,5 км к юго-востоку. Дайки приурочены к зонам разломов сильно катаклазированных и милонитизированных пород гнейсовой толщи. Все породы диабазовой формации Западной Башкирии К.Р. Тимергазин (1959) считал одновозрастными интрузивными образованиями.

Интрузии диабазов представляют большой интерес в тектоническом плане. Подошва интрузии в скв. 65 (абс. отметка —2409 м) на 760 м гипсометрически выше подошвы интрузии в скв. 2000 (абс. отметка —3170 м). Сопоставляя эти данные, получаем угловое превышение диабазов к северо-западу от скв. 65 к скв. 2000 порядка 2,5⁰.

В скв. 20 000, в наиболее высокой части южной вершины Татарского свода, в интервале глубин 2780-2850 м вскрыта дайка габбро-диабазов, которую по аналогии с диабазами в г.Калтасы и Туймазы мы считаем наклоненной к западу и отождествляем с пологопадающим разломом, по которому происходило перемещение одной из глыб Татарского свода на восток. В близлежащих к дайке зонах разреза скважины найдены сильно трещиноватые породы, интенсивного дробления и локальные термоаномалии. В породах обнаружены макроскопические трещины с небольшими сдвигами по ним.

По материалам интерпретации геомагнитного поля И.М. Уразаев (1964) показал выполаживание Удмуртского разлома с глубиной до 30⁰.

Особый интерес представляет Жигулевский глубинный разлом, по которому сейчас доказано надвигание Жигулевского свода на Ставропольскую депрессию. На крутом северном крыле Жигулевской дислокации пробурены субмеридиональные профили структурных скважин в Сызрани и Карлово — Сыктровке, которыми выявлены

пологопадающие разломы с горизонтальным смещением толщ. Тектонический контакт в верхней части осадочной толщи погружается к югу под углом около 35° с постепенным выполаживанием вглубь (О надвиговой природе..., 1974).

О более пологих углах наклона тектонического контакта в кристаллическом фундаменте могут свидетельствовать следующие расчеты. Вертикальная амплитуда Сызранского поднятия составляет около 550 м, а расстояние здесь от уступа фундамента до гравитационной ступени к югу равно около 5000 м. Вертикальная амплитуда Карлово-Сытовского поднятия — около 800 м, а расстояние здесь от уступа фундамента до гравитационной ступени — около 8000 м. Вычисление тангенса угла наклона разлома по этим данным дает значения около 6° для обоих поднятий.

Глубинные разломы в зонах надвигов осложнены своеобразными системами подчиненных разломов, одну из которых мы покажем на примере Жигулевского надвига

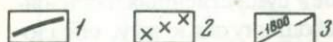


Рис. 27. Схема блокового строения Жигулевского надвига

1 — глубинные разломы; 2 — гравитационные ступени; 3 — изогипсы поверхности фундамента

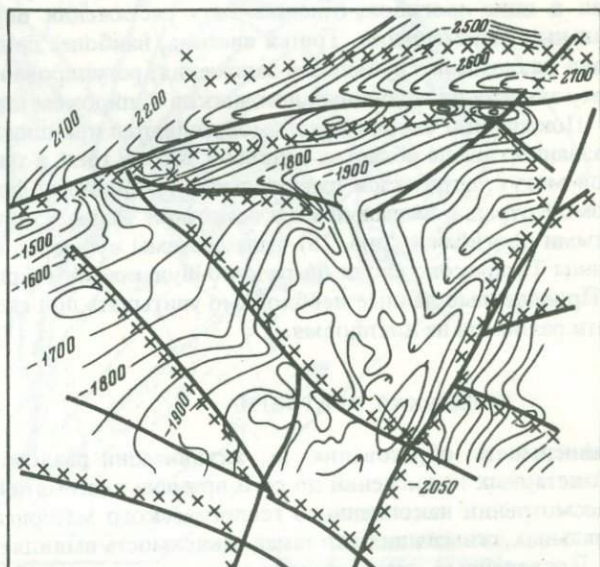
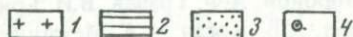
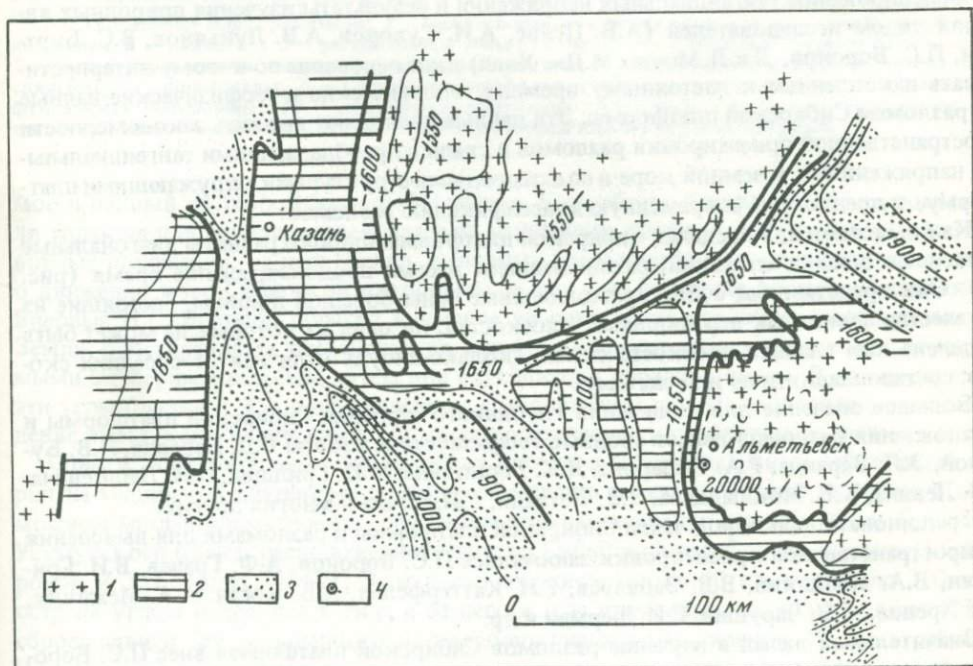


Рис. 28. Схема рельефа кристаллического фундамента Татарии

1 — южная и северная вершины Татарского свода и Токмовский свод; 2 — склоны сводов; 3 — впадины и прогибы; 4 — местоположение сверхглубокой скв. 20 000



(рис. 27). Первая система разломов вместе с фронтальным глубинным разломом ограничивает треугольный массив надвига, тыловой вершиной обращенного к югу. Вторая система разломов располагается значительно южнее, она образуется линиями гравитационной ступени, пересекающимися друг с другом, также образующими на юге вершину треугольного массива. Наконец, между этими двумя системами разломов, согласно с ними, на структурной карте поверхности фундамента обозначены два прогиба, сходящихся друг с другом под углом. Их мы принимаем за южное ограничение надвигового массива в виде структур растяжения, возникающих в его тыловой части.

Все три системы нарушений со стороны южного ограничения надвига расходятся к северо-западу и северо-востоку и прилегают к западному и восточному окончанию фронтальной широтной стороны надвига. Мы считаем возможным объяснять их следующим образом. Первая, наиболее приближенная к голове надвига система разломов непосредственно ограничивает зону надвига с юга. Вторая система, выраженная в виде прогибов, означает зону растяжения пород без существенных горизонтальных перемещений. Третья система, наиболее далеко отодвинутая к югу, образована разломами глубинного заложения, регулировавшими движения блоков и передачу энергии от глубинных источников в широком плане.

Показанные системы разломов являются принципиальной схемой их проявления в названных выше областях надвигов. Кроме того, в тыловых зонах надвиговых массивов могут встречаться параллельные глубинному фронтальному разлому серии разломов отрыва, выраженные в осадочной толще узкими протяженными грабенообразными прогибами (рис. 28) типа системы субмеридиональных прогибов южной вершины Татарского свода (Алтунино-Шунакский: ширина — 2 км, длина — до 120 км).

Приведенные данные необходимо учитывать при систематизации и дифференциации сети разломов на платформе.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Зависимость образования и активизации разломов на Сибирской платформе от планетарных напряжений до сего времени систематически не изучаются. Однако при рассмотрении накопленного геологического материала с позиции первичных тангенциальных сжимающих сил такая зависимость выявляется особенно четко.

Проведенные экспериментальные исследования М.В. Гзовским и Д.Н. Осокиной по моделированию тангенциальных напряжений и результаты изучения природных явлений рядом исследователей (А.В. Пейве, А.И. Суворов, А.В. Лукьянов, В.С. Буртман, П.С. Воронов, Дж.Д. Моуди, М.Дж. Хилл) дают основание по-новому интерпретировать накопленные к настоящему времени геологические и геофизические данные по разломам Сибирской платформы. Эти данные позволяют выявить закономерности пространственной ориентировки разломов в связи с преобладающими тангенциальными напряжениями в земной коре и со складчатыми структурами, окружающими платформу, и предложить современную классификацию разломов.

Как выясняется, в пределах Сибирской платформы широко развиты диагональные сдвиговые зоны дислокаций, развивающиеся весьма продолжительное время (рис. 29). Они представляют собой прямолинейные зоны большой ширины, состоящие из множества сдвиговых вертикальных плоскостей, ни одна из которых не может быть выделена как главная плоскость скола, сколько-нибудь отличная от соседних сколов, составляющих зону или систему.

Большое значение для понимания глубинного строения Сибирской платформы и установления разломов имеют сводные геофизические работы Г.Д. Бабаяна, Л.В. Булиной, Э.Л. Варанда, Р.А. Гафарова, Д.К. Горштейна, М.П. Гришина, Н.Н. Дашкевича, Д.В. Левина, К.Б. Мокшанцева, Э.Э. Фотиади, Г.И. Штеха и многих других.

Трециноватостью пород чехла Сибирской платформы и разломами для выяснения их пространственной ориентировки занимались П.С. Воронов, А.Ф. Грачев, В.И. Гришкян, В.А. Долицкий, В.В. Забалуев, Г.Н. Каттерфельд, А.Б. Коган, А.А. Межвилк, П.М. Хренов, Г.В. Чарушин, С.И. Шерман и др.

Значительный вклад в изучение разломов Сибирской платформы внес П.С. Воронов, выявивший многие закономерности в пространственном расположении разло-

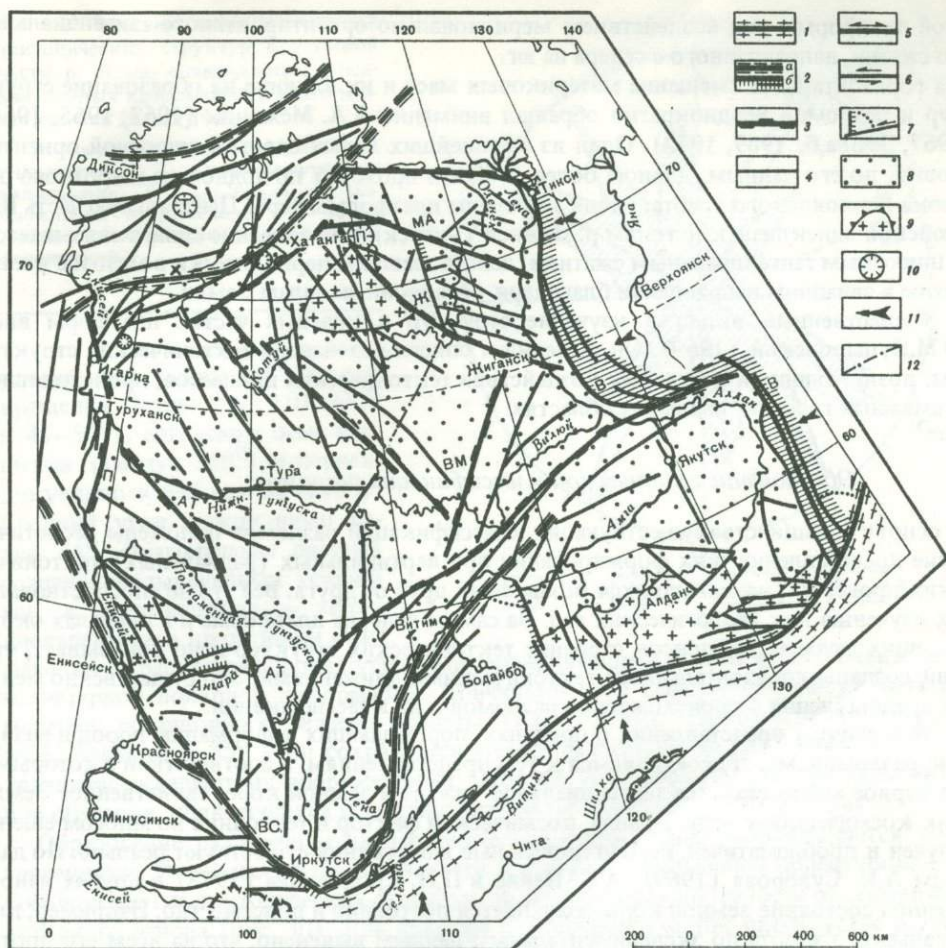


Рис. 29. Разломы Сибирской платформы. Составил А.А. Межвилк

1 — глобальные пояса разломов; 2 — межрегиональные пояса разломов (а — преимущественно сдвиги, б — надвиги); 3 — региональные зоны разломов; 4 — локальные системы разломов; 5 — разнонаправленные движения блоков по сдвигам; 6 — направления движения блоков по сдвигам; 7 — динамопары; 8 — Сибирская платформа в пределах развития чехлы; 9 — выходы фундамента платформы; 10 — вулcano-тектонические структуры; 11 — основные направления тангенциального сжатия; 12 — Айхало-Куйская полоса кимберлитовых интрузий

мов и давший их теоретическое объяснение. Его работы, начиная с 1956 г., послужили толчком для многих исследователей, изучавших разломы, хотя некоторые его основные положения, на наш взгляд, и спорные (особенно это касается предположения о движении масс Сибирской платформы к югу и ее вращение по часовой стрелке). Впервые П.С. Воронов обратил внимание на совпадение углов между меридианами Земли, простираниями тектонических структур и углами между трещинами, образуемыми экспериментальным путем при сдавливании образцов пород. В обоих случаях эти углы близки к 45° с направлением сдавливающих сил. На наш взгляд, это совпадение имеет, как увидим ниже, большое теоретическое и практическое значение.

Сдвиги, горизонтальные перемещения блоков и связанные с ними деформации пород на Сибирской платформе почти не отмечались в печати. Первые указания о возможном многокилометровом горизонтальном перемещении с севера на юг Биректа-Усумунского блока, расположенного внутри Сибирской платформы, сделали П.С. Воронов и Э.Н. Эрлих (1962). Этот блок, шириною около 20 км и длиной 220 км, острым углом направлен к югу, и от него в теле платформы расходятся зачаточные сбросо-сдвиги северо-западного и северо-восточного простирания. В своих работах П.С. Воронов предполагает образование сдвигов в основном по периферии Сибирс-

кой платформы под воздействием меридионально ориентированного тангенциального сжатия, направленного с севера на юг.

На горизонтальное смещение материковых масс и их влияние на образование структур и разломов неоднократно обращал внимание А.А. Межвилк (1962, 1965, 1966, 1967, 1968а,б, 1969, 1972). Один из крупнейших левых сдвигов широтной ориентировки, по его данным, длиной более 1300 км проходит по подножию широтного отрезка Верхоянского хребта, уходя в пределы платформы через Центральную часть Вилюйской синеклизы к истокам р. Нижней Тунгуски. Образование сдвига связывается с широтным тангенциальным сжатием, действовавшим периодически в мезозое и кайнозое в западном направлении благодаря ротационным силам Земли.

Существенный вклад в изучение структур в краевых частях платформ внес Ю.М.Пушаровский (1969). Он выделил и описал резонансно-тектонические структуры, возникающие в результате воздействия тектонических процессов, происходящих в смежных геосинклинальных областях.

Обоснование генетической классификации разломов

В основу большинства существующих классификаций разломов положены теоретические представления о их формировании при вертикальных (радиальных) тектонических процессах, развивавшихся независимо друг от друга. Все это не способствовало их изучению как геологических тел. На самом деле, на платформе и в пределах окружающих складчатых поясов строение тектонических структур ясно показывает, что они созданы горизонтальными тектоническими движениями. Это существенно меняет представления о происхождении разломов и их классификации.

Анализируя представления о причинах, порождающих деформацию пород и развитие разломов, мы присоединяемся к тем представлениям, в соответствии с которыми на первое место ставится тангенциальное сжатие в земной коре, свойственное Земле как космическому телу. Правда, космический фактор в тектонике во многом еще не изучен и проблематичен, но тангенциальные напряжения существуют реально. По данным А.И. Суворова (1969), А.В. Пейве и П.Н. Кропоткина (1973) и других напряженное состояние земной коры сохраняется постоянно и повсеместно. Например, для Уральского хребта по экспериментальным данным выяснено, что на всем его протяжении современные наибольшие сжимающие напряжения ориентированы по широте, т.е. вкрест простирания. Величины их намного превышают (до 500 кг/см²) величину геостатического давления (Алейников, 1971). Во всех районах, где изучались напряжения, везде присутствует их горизонтальная ориентировка. При Ташкентском землетрясении, по данным В.И.Уломова (1971), было достаточно всего 60 кг/см² избыточных упругих напряжений, чтобы преодолеть силы сцепления пород, сдвинуть их по разлому и произвести колоссальные разрушения в городе.

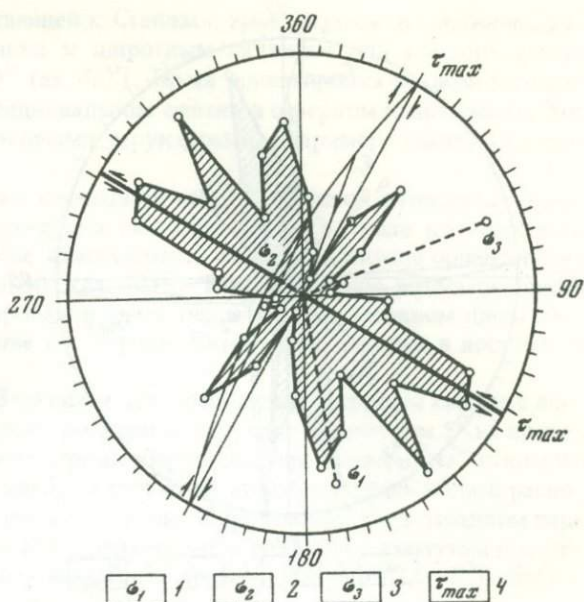
Нельзя не согласиться с мнением Г.П. Горшкова, что напряжения в земной коре едины как для коры, так и для мантии, поэтому причины, их вызвавшие, являются планетарными. Планета Земля представляет собой одну гигантскую систему напряжений (Уломов, 1971), в которой в разных местах возникают участки повышенной концентрации упругих напряжений, нарушающие медленные движения вещества и, разрывая горные породы, порождают сложные системы разрывных нарушений.

Тангенциальные напряжения ведут не только к деформации пород, воздыманию складчатых сооружений, но и одновременно к образованию разломов. Часть из них (надвиги, взбросы) располагается обычно согласно со складчатостью или перпендикулярно сжатию, а часть (сдвиги, сколы) ориентирована под углом 45° к направлению давления или к простиранию складчатых структур.

Строгая ориентировка разломов по отношению к оси вращения Земли известна по работам П.С. Воронова (1968 и др.) Исследования в этом направлении показали, что максимальное количество разломов на платформе ориентировано диагонально к оси вращения Земли под углом 35° (аз. 325° и 35°) и являются сдвигами. Самые крупные складчатые пояса на Земле имеют четыре генеральных направления: два диагональных и два ортогональных (Межвилк, Мурзина, 1972). Большая их часть ориенти-

Рис. 30. Роза-диаграмма простираций тектонических структур в устьевой части р. Лены, совмещенная с осями главных направлений в очаге землетрясений 20 мая 1963 г.

1 — алгебраически максимальные напряжения; 2 — промежуточные напряжения; 3 — алгебраически минимальные напряжения; 4 — плоскости наибольших касательных напряжений



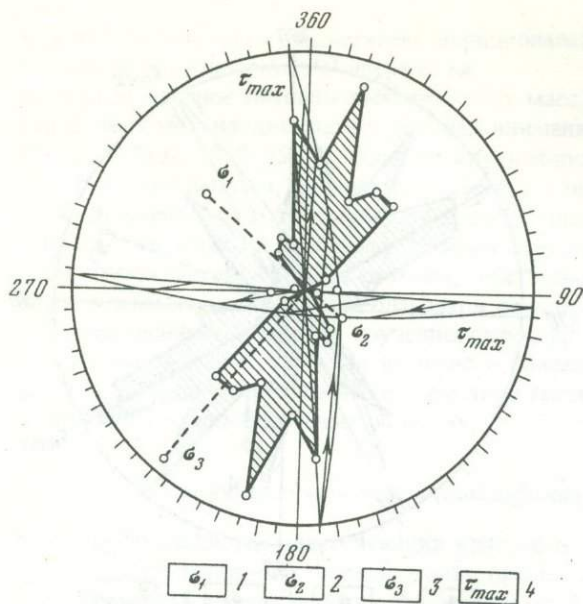
рована под углом 45° к оси вращения Земли (аз. $310-320^\circ$ и $45-50^\circ$), согласно с осью вращения (азимут 360°) и перпендикулярно к ней (аз. $90-270^\circ$). Средний угол между ними равен 45° . Диагональная система создана скалывающими усилиями, а ортогональная — меридиональными и широтными сжимающими (растягивающими) усилиями, возникающими в литосфере Земли при ее планетарной полярной деформации. Причинами этой деформации могут быть изменения ротационного режима планеты (Каттерфельд, Чарушин, 1969). Кроме того, близкий к 45° угол сохраняется между разломами на платформе и обрамляющими складчатыми сооружениями. Этот же угол наблюдается при раскалывании образцов, подвергшихся испытанию на сжатие в лабораторных условиях.

Образование разломов и их периодическое подновление сопровождается землетрясениями. Их тесная связь выявляется в строго закономерной ориентировке разломов и других тектонических структур, расположенных поблизости от сейсмически активного района (рис. 30). Для примера рассмотрим участок около устья р. Лены. Здесь имеются четыре системы складчатых структур: 1) в Северном Верхоянье с простираением 355° ; 2) в зоне Оленекского левого сдвига с простираением 300° ; 3) складки, отходящие от сдвига под углом 25° (азимут 325°), и складки, расположенные на крыльях впадин в пределах приплатформенного чехла Лено-Анабарского прогиба с простираением 45° .

Для района устья р. Лены М.В. Гзовский (1973) привел данные по ориентировке главных напряжений в очаге землетрясения, произошедшего 20 мая 1963 г. в этом районе. При сравнении оказалось, что главные напряжения располагаются строго параллельно приведенным выше тектоническим структурам. Алгебраически максимальное напряжение при землетрясении было ориентировано по азимуту 347° , т.е. согласно с простираением структур сжатия в Северном Верхоянье. Две плоскости наибольших касательных напряжений, возникших при этом землетрясении и составляющих сопряженные пары сколовых тектонических нарушений, ориентированы по азимуту 302° и 30° . Плоскость с азимутом 302° наибольших касательных напряжений ориентирована вертикально: по простираению она совпадает с Оленекским сдвигом. По ней 20 мая 1963 г. было перемещение по левому сдвигу. Смещение всякого бока по сопряженной плоскости с азимутом 30° было по правому сдвигу.

Таким образом, строгое совпадение пары сколовых нарушений, образовавшихся при одноактном землетрясении 1963 г., полностью совпадают с простираением тектонических структур на краю платформы, образовавшихся, как считается большинством, в позднем мелу. Отсюда напрашивается вывод, что тангенциальные напряжения во время землетрясений приводят к формированию тектонических структур, в которых ориентировка главных напряжений сохраняется весьма длительно.

Аналогичное совпадение тектонических структур в наибольших касательных напряжений обнаружилось в районе Сетте-Дабана по землетрясению 14 апреля 1951 г.



Р и с. 31. Роза-диаграмма простираций тектонических структур Восточного Верхоянья, совмещенная с осями главных напряжений в очаге землетрясения 14-апреля 1951 г.

Условные обозначения см. на рис. 30

(рис. 31). Такие же совпадения, видимо, выявятся и в других районах при более детальном их изучении.

Землетрясения, или разрядка упругих напряжений, накопившихся в земной коре, передаются из сейсмической активной районы или областей повышенной концентрации упругих напряжений в пределы платформы в виде сколовых (касательных)

напряжений. Очаги землетрясений, расположенные на большой площади и действующие периодически в одном направлении весьма длительно, приводят к разрушению чехла и фундамента платформы по целой серии плоскостей (сдвигов), расположенных строго закономерно.

Закономерности пространственного расположения разломов на Сибирской платформе выявляются особенно ясно при их статистическом изучении и при рассмотрении их совместно с развитием окружающих орогенических поясов или межрегиональных поясов разломов.

Наиболее активные широтные области сжатия с развитием надвиговых структур расположены южнее оз. Байкал (Хамар-Дабан, Монголия) и по южному обрамлению Алданского щита (Становая зона разломов). Меридиональная область сжатия располагается на востоке Сибирской платформы. В районе хр. Хамар-Дабан (южнее оз. Байкал) преобладают широтные простираения разломов (азимут 85°). Небольшим развитием здесь пользуются разломы с простираением 45° , 305° и еще реже 325° . Прилегающие к нему с севера структуры Восточного Саяна ориентированы по азимуту 305° , а Южного Прибайкалья — 45° , что составляет угол соответственно 35° и 45° с широтными надвигами. По мере удаления на север в Восточных Саянах простираение структур становится 325° (или угол 55° к широте), а в Северном Прибайкалье и Патомском нагорье простираение структур приближается к субширотному (соответственно азимуту простираения 55° и 65°). Это объясняется приближением этих структур к другим широтным надвигам Станового хребта. Таким образом, зачаточные (редкие) диагональные разломы, развитые южнее оз. Байкал, развились в Восточных Саянах и Прибайкалье в главные, ведущие, ориентированные под углом 45° к широтным надвигам (рис. 32).

В районе Енисейского кряжа простираение структур аналогичное Восточно-Саянским. Средний азимут их простираения равен 325° . Этот же азимут (рис. 33) характерен для структур западной части Сибирской платформы (от 105° в.д. до р. Енисей). Севернее Енисейского кряжа (между реками Сухой Тунгуской и Сухарихой) преобладают структуры с меридиональным простираением, т.е. ориентированные под углом 40° к Енисейским разломам. Это свидетельствует о появлении здесь широтного направления сил сжатия.

Не менее показательна связь разломов Алданской антеклизы с глобальным Монголо-Охотским поясом (Становая зона). В пределах последнего, у южной границы антеклизы, преобладают широтные разломы (аз. $90-270^{\circ}$), менее развиты разломы, ориентированные к ним под углом 35° (аз. 305°), 55° (аз. 39°) и 25° (аз. 65°). В

восточной части антеклизы, прилегающей к Становой зоне, развиты в основном диагональные разломы, ориентированные к широтным надвигам под средним углом 30° (аз. 300°), 25° (аз. 65°) и 60° (аз. 40°). Такая ориентировка разломов свидетельствует об их развитии при меридиональном сжатии в северном направлении. Это подтверждается широтными надвиговыми структурами, например, таких, как южный борт Чульманского прогиба.

Обособленно ведут себя разломы в западной части Алданской антеклизы. Здесь преобладает меридиональная ориентировка разломов (аз. 5°), среди которых есть явные надвиги (Жуинская зона). Две диагональные системы разломов ориентированы к ним под углом 60° (аз. 60°) и 40° (аз. 325°). Такое сочетание разломов свидетельствует о том, что в их формировании здесь участвовали в основном широтные тангенциальные силы, действовавшие со стороны Патомского нагорья в восточном направлении (по левым сдвигам).

Для меридиональных отрезков Верхоянья, где преобладает широтное сжатие с востока на запад, характерно одинаковое простирание структур с азимутом 5° на протяжении 1700 км. Только на широтном отрезке Верхоянья они "повернуты" к ним на 30° (аз. 335°) с кулисным расположением структур, что обусловлено вблизи расположенным Алданским глубинным левым сдвигом. Широтное сжатие в западном направлении создало на востоке платформы диагональные разломы с азимутом простирания 325 , 35 и 55° . Слабо представлены меридиональные разломы (аз. 5°). Диагональные разломы образуют в Верхоянье угол 35° с широтными надвигами.

Таким образом, разломы, землетрясения, складчатость есть следствие одной причины — тангенциального сжатия в земной коре, и в зависимости от фактора времени и длительности обновления они имеют разные размеры.

В общем виде взаимозависимость разломов будет выглядеть следующим образом. Меридиональное сжатие в земной коре привело к образованию надвигов в Монголии, в хр. Хамар-Дабан, на Становом хребте и генетически с ними связанных сдвиговых поясах (Восточные Саяны и Прибайкалье), расположенных на границе платформы и ориентированных под углом 45° к надвигам (рис. 34).

Широтное сжатие в западном направлении в результате ротационных сил Земли создало пояс надвигов по всему восточному обрамлению платформы (Верхоянский пояс). По протяженности, длительности существования и расположению на краю платформы их можно отнести к межрегиональному поясу разломов (глубинным надвигам).

Внутри платформы развиты региональные зоны разломов, ориентированные по диагонали или под средним углом 45° к широтным и меридиональным глубинным надвигам. Они служат границами геоблоков платформы с разным геологическим строением. К ним приурочена интенсивная магматическая деятельность. Местами они сопровождаются сопряженными надвигами, образующими динамопары. Мы относим их к глубинным сдвигам (рис. 35).

Каждая система или зона дизъюнктивных нарушений внутри Сибирской платформы рассматриваются нами как результат взаимодействия геотектонических блоков не только между собою, но и в первую очередь с подвижными поясами, окружающими платформу, так как они образуют динамические системы, вызванные общими меридиональными и широтными тангенциальными силами Земли. Исследование этих систем нам кажется весьма перспективным и позволяет выяснить многие нерешенные вопросы в тектонике и, в частности, закономерности распределения в земной коре полезных ископаемых.

Разрывные нарушения Сибирской платформы делятся на две группы (см. табл.): геологические тела (глубинные разломы) и дизъюнктивные нарушения.

Среди первой группы разломов можно выделить четыре подгруппы: 1) глобальные пояса, 2) межрегиональные пояса, 3) региональные зоны и 4) локальные системы. Разломы высоких порядков (рангов) отличаются от низших более длительным существованием, многократным подновлением и более широкой зоной пород, вовлеченных в дробление, рассланцовку и приразломную складчатость.

К категории глобальных поясов мы относим Монголо-Охотский и его продолжение — Охотско-Чукотский. Вместе их называют Монголо-Байкало-

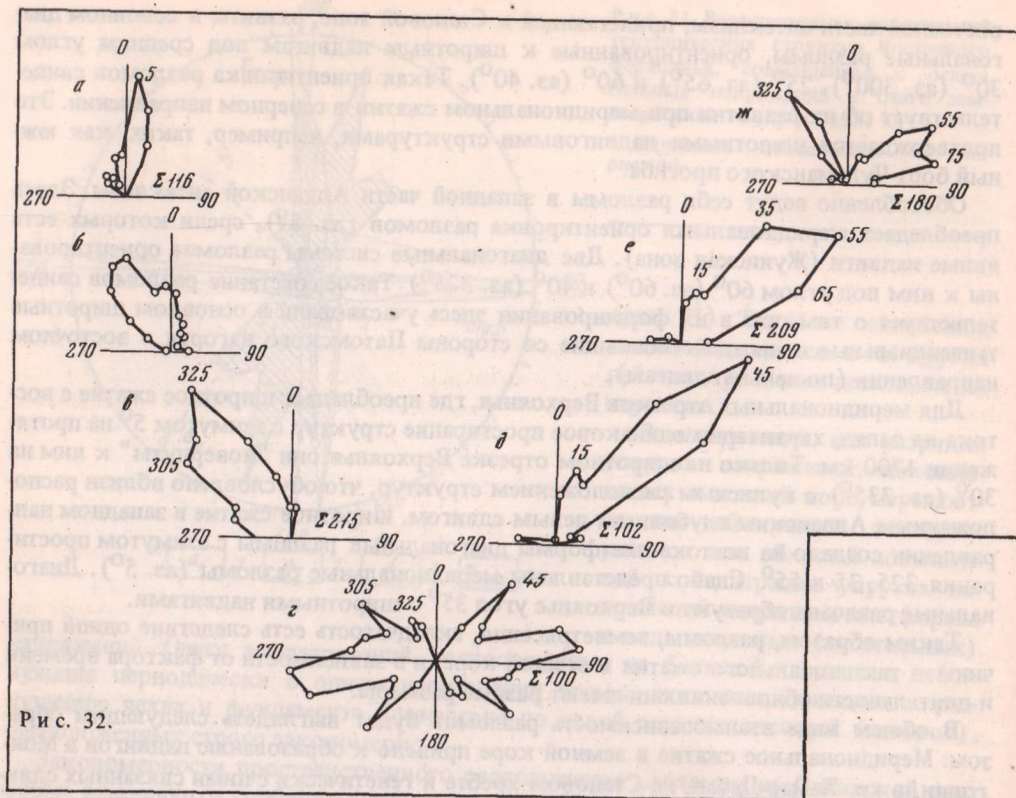


Рис. 32.

Южно-Якутская долгоживущая рифтовая система, Восточно-Азиатский окраинно-материковый вулканогенный пояс (Красный, 1972) и Великий Азиатский шов (Межвилк, 1968а). Ширина его – 100–200 км, протяженность – более 4500 км. В его пределах продолжалась активная тектоническая и магматическая деятельность от протерозоя до кайнозоя. Здесь происходили и продолжают сейчас интенсивные сейсмические процессы. Здесь можно видеть следы сдвиговых деформаций в сочетании с надвигами. В пределах пояса развита густая сеть продольных разломов с вертикальным падением.

Межрегиональные пояса глубинных разломов, ранее выделявшиеся под названиями сверхглубинные, планетарные, геосинклинальные, перикратонные, краевые и структурные швы и т.п., ограничивают Сибирскую платформу от геосинклинальных областей.

Среди них можно различать меридиональные и широтные глубинные надвиги, северо-восточные и северо-западные глубинные сдвиги. Они тесно связаны между собой взаимными переходами по простиранию. К ним приурочены интенсивная складчатость и обильная магматическая деятельность. Подновление в них происходило периодически с протерозоя до четвертичного времени.

Региональные зоны глубинных разломов в пределах Сибирской платформы разграничивают крупные геоблоки с различным геологическим строением. Они представлены сложнопостроенной, длительно развивающейся серией разрывных нарушений с активной магматической деятельностью преимущественно основного состава. В их пределах преобладали сдвиги и в меньшей степени надвиги в сочетании со сдвигами, опускания и поднятия по отдельным блокам. С ними косвенно связано изменение мощностей в осадочных толщах чехла платформы. Около них были палеогеографические барьеры, более четко выражены местные несогласия и размывы. Они имеют преимущественно диагональную ориентировку, что связано с их сколовой природой. Характеристику этих зон разломов приведем в следующем разделе.

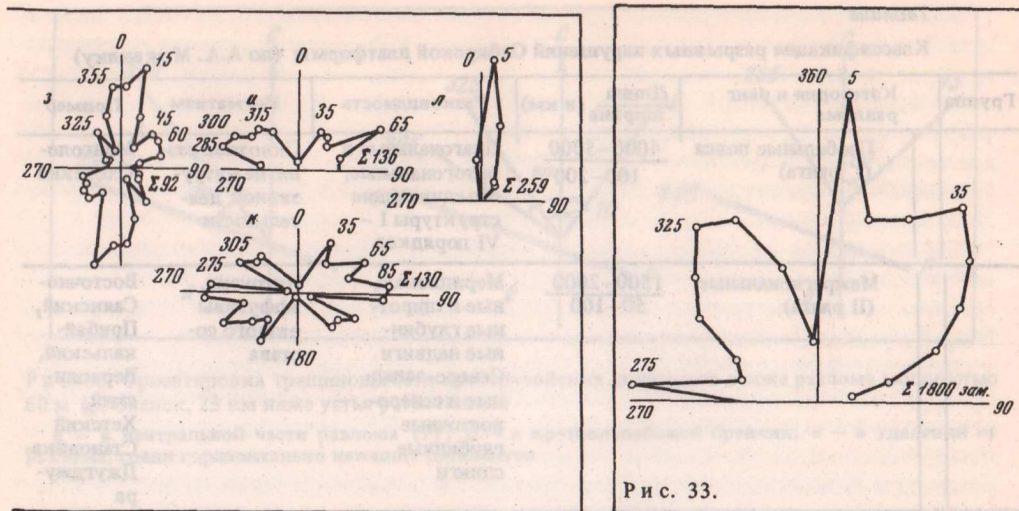


Рис. 33.

Рис. 32. Розы-диаграммы ориентировки тектонических структур по южному обрамлению Сибирской платформы

а – Туруханский разлом, б – Енисейский край, в – Восточные Саяны, г – хр. Хамар-Дабан, д – Южное Прибайкалье, е – Северное Прибайкалье, ж – Патомское нагорье, з – западное Алданского щита, и – восточнее Алданского щита, к – Становой хребет, л – хр. Сетте-Дабан

Рис. 33. Роза-диаграмма простираний тектонических структур в чехле Сибирской платформы

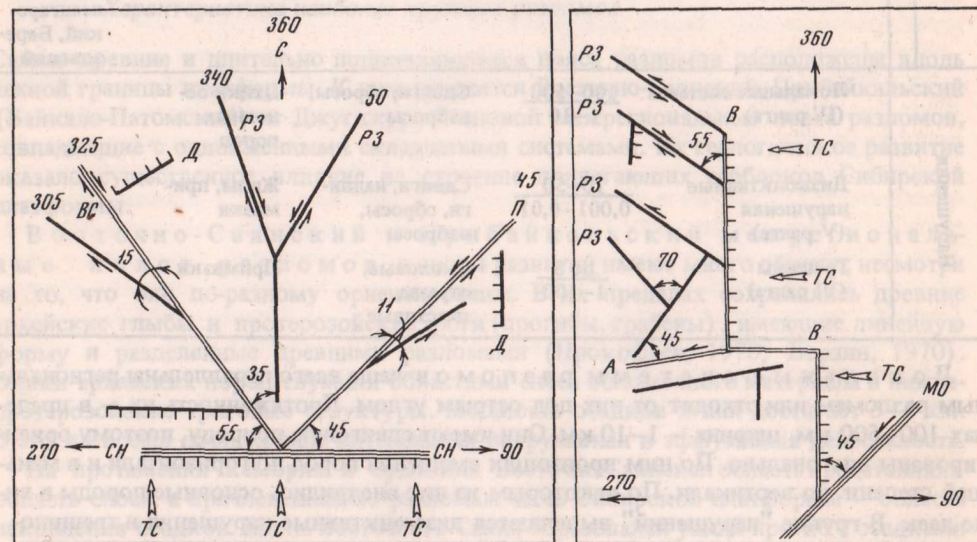


Рис. 34. Схема расположения разломов, возникающих при меридиональном сжатии Земли на юге Сибирской платформы между 50–60° с.ш.

ТС – первичное направление тангенциального сжатия; СН – фронтальная складчатость и надвиги; П – межрегиональный пояс левых сдвигов (Прибайкальский); ВС – межрегиональный пояс правых сдвигов (Восточный Саянский); Д – надвиги в сочетании со сдвигами (динамопары); РЗ – региональные сдвиговые зоны

Рис. 35. Схема расположения разломов, возникающих при широтном сжатии Земли в восточной части Сибирской платформы между 60–73° с.ш.

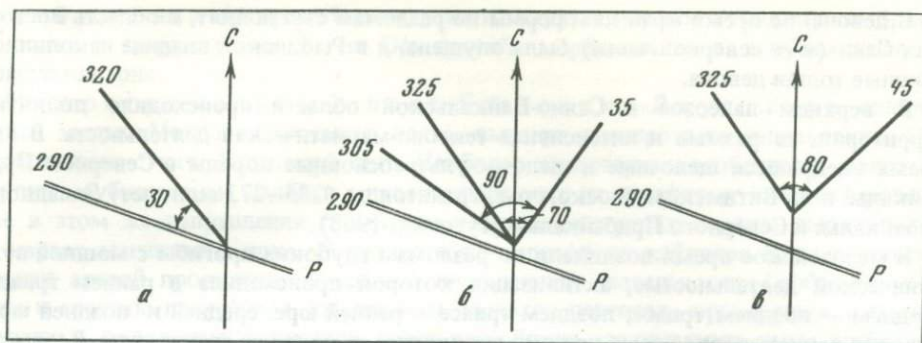
МО – глобальный пояс (Монголо-Охотский); ТС – первичное направление тангенциального сжатия; В – межрегиональный пояс фронтальных надвигов (Верхоянский); РЗ – региональные сдвиговые зоны; А – алданский свдиг

Таблица

Классификация разрывных нарушений Сибирской платформы (по А.А. Межвилку)

Группа	Категория и ранг разлома	Длина ширина (в км)	Разновидность	Магматизм	Пример	
	Глобальные пояса (I ранга)	$\frac{4000-5000}{100-200}$	Диагональные и ортогональные, объединяющие структуры I – VI порядков	Сквозное развитие интрузивной деятельности	Монголо-Охотский	
	Межрегиональные (II ранга)	$\frac{1500-2000}{50-100}$	Меридиональные и широтные глубинные надвиги Северо-западные и северо-восточные глубинные сдвиги	Интрузии, эффузивы разного состава	Восточно-Саянский, Прибайкальский, Верхоянский, Хетский Становика-Джугджура	
Геологические тела	Глубинные разломы	Региональные зоны (III ранга)	$\frac{500-1000}{10-50}$	Северо-западные и северо-восточные глубинные сдвиги Надвиги, сопряженные со сдвигами	Основные интрузии и эффузивы	Алданский Молодо-Анабарский, Оленекский, Муна-Анабарский, Котуй-Виллюйский, Виллюйско-Мархинский, Нижнеангарский, Березовский
		Локальные системы (IV ранга)	$\frac{100-500}{1-10}$	Сдвиги, сбросы, взбросы	Дайки основных пород	
Нарушения	Дизъюнктивные нарушения (V ранга)	$\frac{10-50}{0,001-0,01}$	Сдвиги, надвиги, сбросы, взбросы	Жилы, примазки		
	Трещины (VI ранга)	$\frac{\text{до } 5}{1-100}$	Сколовые, отрыва, шастовые	Примазки		

Локальные системы разломов чаще всего параллельны региональным разломам или отходят от них под острым углом. Протяженность их – в пределах 100–500 км, ширина – 1–10 км. Они имеют сдвиговую природу, поэтому ориентированы диагонально. По ним произошли смещения пород по горизонтали и в меньшей степени по вертикали. По некоторым из них внедрились основные породы в виде даек. В группе "нарушений" выделяются дизъюнктивные нарушения и трещиноватость. Это в основном единичные плоскости, ориентированные под разными углами к локальным разломам. В большинстве случаев они встречаются парами (сопряженные трещины), образующими угол между собой, близкий к 90° . Это первоначально единичные плоскости нарушения целостности пород, называемые обычно трещиноватостью, а более крупные – разломами. В качестве примера приведем хорошо изученный вариант взаимоотношения трещин с локальным сдвигом, изученным автором на Оленекском поднятии, у которого зона брекчирования в доломитах равна 60 м, простирание 290° , падение вертикальное. В центральной части, в зоне мелкообломочной брекчии (4 м), развиты две системы трещин. Одна из них совпадает с простиранием сдвига, а другая отходит под углом 30° (аз. 320°). В крупноглыбовой брекчии наблюдаются три системы трещин, отходящие от сдвига под



Р и с. 36. Ориентировка трещиноватости протерозойских доломитов в зоне разлома мощностью 60 м (р. Оленек, 23 км ниже устья р. Кютингде)

а – в центральной части разлома (Р); *б* – в крупноглыбовой брекчии; *в* – в удалении от разлома, среди горизонтально лежащих доломитов

углом 15° (аз. 305°), 35° (аз. 325°) и 105° (аз. 35°). В пределах горизонтально лежащих доломитов около края сдвига имеется всего две системы трещин, составляющие угол 35° (аз. 325°) и 115° (аз. 45°) с направлением основной плоскости сдвига. Здесь развиты сопряженные трещины, угол между которыми близок 90° (рис. 36).

Таким образом, трещиноватость позволяет определить ориентировку крупных разломов, если даже они закрыты рыхлыми отложениями.

Характеристика наиболее крупных разломов

Самые древние и длительно подновлявшиеся пояса разломов расположены вдоль южной границы платформы. К ним относятся Восточно-Саянский, Прибайкальский (Байкало-Патомский) и Джугджуро-Становой межрегиональные пояса разломов, совпадающие с одноименными складчатыми системами. Их геологическое развитие оказало существенное влияние на строение прилегающих геоблоков Сибирской платформы.

Восточно-Саянский и Прибайкальский межрегиональные пояса разломов в своем развитии имеют много общего, несмотря на то, что они по-разному ориентированы. В их пределах сохранились древние архейские глыбы и протерозойские трог (прогибы, грабены), имеющие линейную форму и разделенные древними разломами (Прокофьев, 1970; Берзин, 1970). Блоки архейских пород служили областями сноса обломочного материала в нижнепротерозойские троговые структуры. Мощность осадков в них достигает 3–4 км. В это же время происходила интенсивная интрузивная и эффузивная деятельность.

На протяжении кембрия и ордовика Восточно-Саянская область представляла область сноса, а причлененная по разломам часть Сибирской платформы – область накопления осадков. Вдоль Восточного Саяна образовался узкий прогиб с осадками венда и нижнего кембрия мощностью около 2600 м. В сторону платформы мощность осадков и крупность материала уменьшаются. Резкие фациальные изменения в галогенном комплексе нижнего кембрия происходят только в узкой (15–20 км) полосе предгорья Восточных Саян. В Прибайкалье в это время также образовалась крупная впадина северо-восточного простирания, прослеженная от Иркутска до Киренска (650 км). Мощность осадков венда и нижнего кембрия в ней достигает 3000 м, при этом максимальные мощности располагаются ближе к современной складчатой зоне.

В нижнем палеозое в Саяно-Байкальской области происходило интенсивное внедрение гранитов, гипербазитов, базитов. Граниты среди них занимают 80% площади.

В девонское время край платформы по разломам был поднят, а область Восточных Саян (в ее северной части) была опущена, и в Рыбинской впадине накопились мощные толщи девона.

В верхнем палеозое в Саяно-Байкальской области происходило поднятие территории, ее размыв и интенсивная тектоно-магматическая деятельность. В это время внедряются щелочные и щелочно-ультраосновные породы в Северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье, гранитоиды (253–273 млн. лет) Западного Забайкалья и Северного Прибайкалья (Туговик, 1968).

В мезозойское время возникали по разломам глубокие прогибы с мощной вулканической деятельностью, активизация которой происходила в раннем триасе, среднем — позднем триасе, позднем триасе — ранней юре, средней и поздней юре. В юрско-раннемеловое время широко проявились трещинные гранитоиды. В юрское время опускание по разломам края Сибирской платформы привело к образованию Присяянского предгорного прогиба, длиной около 1000 км и шириной до 200 км, в котором накапливались угленосные отложения. В меловое время на территории Саяно-Байкальской складчатой области продолжали формироваться межгорные впадины и депрессии, выполненные континентально-молассовыми, иногда угленосными отложениями. Продолжалось внедрение мелких штоков и даек субщелочных пород (Туговик, 1968).

В кайнозойское время Саяно-Байкальская складчатая область унаследовала высокую тектоническую активность. В это время продолжалось формирование впадин байкальского типа и современных хребтов. Происходило излияние базальтов (24 млн. лет) как в долинах, так и на водоразделах. В олигоцене во впадинах образовались бурые угли и коры выветривания. У подножия Восточного Саяна в кайнозойское время на краю платформы формируется наложенный предгорный прогиб с мощным чехлом аллювиальных отложений.

Восточно-Саянский межрегиональный пояс разломов в северо-западном направлении геофизическими методами прослеживается по западному краю Енисейского кряжа под юрско-меловыми отложениями.

Движения блоков в пределах Енисейского кряжа по разломам (правым сдвигам) продолжались с перерывами до мелового времени включительно. Все структуры Енисейского кряжа находятся в торцовом сочленении с Нижне-Ангарскими разломами, образующими поперечный Иркинеевский выступ и ограничивающими с севера Канско-Тасеевскую впадину. Такое сочетание разломов, видимо, можно объяснить образованием в нижнем палеозое динамопары, т.е. сочетанием северо-западных правых сдвигов в Восточно-Саянском поясе и отходящих от них надвигов (Нижне-Ангарских). Надвижение Енисейского кряжа произошло в южном направлении, во фронтальной части которого образовалась Канско-Тасеевская впадина (прогиб), заполненная мощными осадками нижнего кембрия (до 3000 м), верхнего кембрия (до 1000 м), ордовика, девона, верхнего палеозоя и юры.

Прибайкальские структуры в северо-восточном направлении переходят в Патомскую складчатую зону, образуя единый пояс обрамления платформы, причлененный по серии разломов к Ангаро-Ленскому (Прибайкальскому) краевому прогибу. Патомская зона сложена позднекембрийскими отложениями мощностью до 12–14 км в центральной части и 4–5 км по периферии. Отличительная особенность этого района — две системы разломов и сопряженные с ними складки. Одна — северо-восточного простирания — прослеживается вдоль рек Лены и Большой Патом, а другая — меридиональная, проходящая по устьевой части р. Жуи, — отделяет Алданский щит от Патомской складчатой системы. Во фронтальной части этих надвигов образовался Березовский прогиб, а в тыловой, где преобладало растяжение, внедрялись интрузии, которые сейчас занимают до 80% площади. В первой системе разломов мы усматриваем преимущественно следы левых сдвигов, а во второй К.Б. Мокшанцев (Тектоническое районирование. . . , 1969) отмечает серию надвигов. Обе эти системы образуют крупную динамопору (Березовскую), одновозрастную с Канско-Тасеевской. В зоне этих надвигов кембрийские отложения собраны в узкие линейные складки большой протяженности, асимметричные и обычно опрокинутые на восток в сторону Березовского прогиба (Лейпциг, 1971).

По мере удаления к оси прогиба складчатость затухает, мощность осадков кембрия, ордовика и силура уменьшается. Ось прогиба меридиональная, приближенная к складчатой зоне.

Межрегиональный пояс Становика—Джугджура, являющийся частью Монголо-Охотского пояса, вытянут в широтном направлении. Он ограничивается с юга Алданский щит. Наиболее характерная особенность пояса — крупные субширотные надвиги с надвигом масс на платформу и ориентированные в этом же направлении гигантские пластовые интрузии, хорошо выраженные на картах магнитного поля. С позднего протерозоя до кайнозоя пояс разломов служил ареной проявления процессов интрузивной деятельности. Габбро-анортозиты и граниты протерозоя, гранитоиды позднего палеозоя, юры и мела, а также различные вулканы заполнили почти всю область, занимаемую ныне хребтами Становик и Джугджур (Красный, 1972). Активизация пояса особенно заметна в юрско-меловое время, когда на краю щита, около Станового глубинного разлома и в пределах самого пояса, образовались такие крупные и глубокие (до 4–5 км) впадины, как Чульманская, Гонамская, Токинская и др. Все они вытянуты в широтном направлении, т.е. согласно с разломами. В поперечном сечении они асимметричны. Южные их борта осложнены надвигами, по которым метаморфические породы надвинуты на юрско-меловые до 10–15 км (Данкевич и др., 1970).

Межрегиональные пояса Байкало-Патомский и Становика—Джугджура в современное время сейсмоактивны. Здесь располагаются многочисленные эпицентры землетрясений до 8–11 баллов.

С востока Сибирская платформа ограничена Верхоянским межрегиональным поясом, внутреннее строение которого свидетельствует о формировании складчатых сооружений под действием широтных тангенциальных напряжений (Межвилк, 1968б). В мезозое они действовали с востока на запад, а в верхнем палеозое, наоборот, с запада на восток. Это хорошо видно по геологическому строению в зоне Ленского структурного шва, располагающегося на самой границе платформы и складчатых сооружений Верхоянья и являющегося частью межрегионального пояса. Шов протягивается в меридиональном направлении на 2300 км от моря Лаптевых до Охотского моря. С восточной его стороны преобладают отложения верхнего палеозоя (10–12 км), собранные в сильно пережатые складки, а с западной развит Приверхоянский прогиб, сложенный юрско-меловыми отложениями, залегающими в основном почти горизонтально. Прогиб резко асимметричен. Наибольшие мощности юрско-меловых отложений приурочены к складчатой зоне. Сама шовная зона (шириною 10–60 км) представляет собой сложную систему разрывных нарушений в сочетании с интенсивной складчатостью. Ленский структурный шов по особенностям строения можно разделить на пять самостоятельных отрезков, тесно генетически между собой связанных: Оленекский, Хараулахский, Орулганский, Алданский и Сетте-Дабанский. Первый и четвертый относятся к глубинным сдвигам, а остальные — к глубинным надвигам.

Оленекский отрезок шва проходит по побережью моря Лаптевых между устьем рек Лены и Анабар. Он отделяет северо-восточный край платформы от Быковского (Лаптевского) массива, закрытого водами моря Лаптевых. По классификации разломов мы его относим к региональной зоне разломов, поэтому его описание будет приведено ниже.

Хараулахский отрезок шва от устья р. Лены до ее притока Унгуохтах проходит внутри высоко поднятых складчатых сооружений Хараулахских гор, сложенных с востока пермскими и триасовыми породами, а с запада кембрийскими и верхнепротерозойскими отложениями (Туорасисское поднятие). В зоне шва располагается Кенгдейский грабен (длиною 60 км и шириною 10 км), заполненный палеогеновыми мощными (более 1300 м) угленосными отложениями. Севернее грабена в береговых обрывах р. Лены в центральной части шва (10–15 км) видна интенсивная складчатость в пермских породах и многочисленные чешуйчатые надвиги с преобладающим падением сместителей на восток. Складки сильно пережатые и наклонены в сторону платформы. Западнее шва, в пределах Туорасисского поднятия, следы

тангенциального сжатия выразились в поднятии края платформы и образовании асимметричных линейных складок, осложненных надвигами.

В Тасаринской синклинали складке восточное крыло более крупное, а в южной части оно опрокинута в сторону платформы и осложнено надвигом, по которому кембрийские породы надвинуты в сторону платформы на пермские, триасовые и юрские отложения. Плоскость сместителя падает на восток под углом $10-15^{\circ}$.

Орулганский отрезок шва расположен между р. Унгуохтах и устьем р. Вилюй. Он имеет меридиональную ориентировку и совпадает с подножием Орулганских гор. В более изученной части шва (реки Унгуохтах, Нелон) позднепалеозойские и раннекаменноугольные отложения надвинуты в западном направлении на меловые и юрские, которые вблизи надвига собраны в сильно пережатые согласные линейные складки сдавливания. Каменноугольные и пермские породы в надвиговой зоне собраны в мелкие изоклинали складки. В бассейне р. Уэль-Сиктях, где надвигание пород верхнего палеозоя наиболее интенсивное, сохранились остатки тектонического покрова, размером $40 \times 10-12$ км. Покров сложен сильно перемятыми позднепалеозойскими породами, залегающими на породах нижнего мела.

Против устья р. Вилюй находится так называемое Китчанское поднятие, представляющее собой выдвинутые на запад, в сторону Вилюйской синеклизы, складчатые сооружения Верхоянья. Здесь развиты многочисленные асимметричные складки дугообразной формы, осложненные, как правило, согласными надвигами. В северной части они почти меридиональные, а на юге широтные. Один из надвигов изучен скважинами (Черных, Сластенов, 1969). Плоскость надвига наклонена на северо-восток под углом от 7 до 24° . Амплитуда надвига по отложениям раннего триаса составляет $1000-1200$ м, а горизонтальное перемещение по надвигу равно 2500 м. Этот надвиг располагается в ядре антиклинальной складки, осложненной триасовыми и юрскими породами. Амплитуда ее — 1000 м, длина — около 80 км, ширина — 15 км. Как установил Г.И. Штех (1967), на месте Китчанского поднятия нет приподнятого блока фундамента. Он погружается в сторону складчатых сооружений Верхоянья. Строение Китчанского поднятия свидетельствует, во-первых, о надвигании масс с востока на запад, в сторону Вилюйской синеклизы, во-вторых, о приуроченности структур к Алданскому левому сдвигу.

Алданский отрезок Ленского шва расположен у подножия широтного отрезка Верхоянского мегантиклинория, в котором позднепалеозойские и мезозойские породы собраны в асимметричные складки дугообразной формы, осложненные надвигами. Они кулисообразно отходят под острыми углами от предполагаемой плоскости крупного Алданского сдвига (Межвилк, 1968а, 1970). По мере удаления от него на север складки с широтных становятся меридиональными и более широкими. С южной стороны этого сдвига развиты мощные отложения юры, мела и неогена, дислоцированные в зоне сдвига.

Сетте-Дабанский отрезок шва вытянут в меридиональном направлении на 500 км, его ширина — $50-70$ км. В его пределах на поверхность выходят протерозойские, кембрийские и ордовикские породы, разбитые согласными надвигами, создавшими чешуйчато-ступенчатую асимметричную структуру, запрокинутую на запад. В антиклинальных складках восточные крылья хорошо развиты и подняты, а западные, как правило, оборваны по надвигам и опущены. Сместители надвигов падают в восточном направлении под углами $40-80^{\circ}$. Амплитуда по отдельным надвигам достигает $3-4$ км. По крайним западным надвигам антиклинория протерозойские и кембрийские отложения местами надвинуты в западном направлении на юрские и меловые отложения Приверхоянского прогиба. Кристаллический фундамент под Сетте-Дабаном залегает спокойно, и вся деформация пород происходит в чехле (Красный, 1972). Складчатые структуры сорваны с фундамента, что объясняется надвиганием масс в сторону платформы.

Заложение разломов в Верхоянском межрегиональном поясе приходится на мел — по началу формирования Приверхоянского прогиба. Местоположение их унаследовано от верхнепалеозойского прогиба с отличной кинематикой разломов. При рассмотрении палеогеографических особенностей пограничной зоны Сибирской

платформы с Верхоянским мегантиклинорием выясняется, что заложение верхнепалеозойского прогиба произошло по разломам в карбоне. На протяжении верхнего палеозоя край платформы был поднят и служил источником сноса, а территория Верхоянья в это время представляла глубокий прогиб. Такое сочетание структур могло образоваться при тангенциальных напряжениях, действовавших с запада на восток. О более древнем, чем верхний палеозой, заложении разломов надежных данных нет, кроме как по Сетте-Дабану, где по угловым несогласиям устанавливаются нижне- и среднепалеозойские тектонические движения. В.А. Ян Жин-шин (1970) считает, что один из крупных разломов (Бурхалинский) заложился в начале девона, который служил краевым швом. Весь Верхоянский межрегиональный пояс разломов образует гигантскую динамопару с Монголо-Охотским глобальным поясом. Угол между ними равен 40° .

Магматизм для Верхоянского межрегионального пояса не характерен. Здесь известны девонские и раннекаменноугольные основные эффузивы в северном окончании Сетте-Дабана на сочленении его с Алданским сдвигом, основные девонские и пермо-триасовые интрузии (дайки, силлы, штоки) имеются в Северном Верхоянье. Ограниченное проявление магматизма в этом поясе, видимо, можно объяснить отсутствием тектонических условий для образования открытых трещин. По всей вероятности, в шовных зонах, где преобладает сжатие с образованием надвигов без сдвиговой составляющей, магматизм не может проявляться.

Северный край Сибирской платформы резко обрывается по разломам на границе с Енисей-Хатангским прогибом. Платформа сейчас высоко приподнята над ним. Здесь выделяется Хетский межрегиональный пояс разломов, о котором очень мало данных. Генетически он связан с Таймырской складчатой системой. На всем протяжении пояс закрыт юрско-меловыми и более молодыми отложениями. Это дает основание полагать, что в его пределах на протяжении мезозоя и кайнозоя происходило растяжение земной коры и опускание Енисей-Хатангского прогиба. Он устанавливается по структурным особенностям прилегающих территорий и торцовому сочленению аномалий. В его пределах в пермо-триасовое время происходила интенсивная эффузивная и интрузивная деятельность.

В пределах Сибирской платформы развиты региональные зоны разломов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний. Их заложение четко фиксируется с верхнего протерозоя, а развивались они периодически до четвертичного времени. Все разломы представляют собой многочисленные сближенные и отходящие под острыми углами разломы более низких порядков. Отличительная их особенность — интенсивная основная магматическая деятельность и сдвиговая природа.

К северо-западным разломам отнесены Оленекский, Молодо-Анабарский, Котуй-Вилойский и Ангаро-Тунгусский.

Оленекская зона разломов (структурный шов, зона складок, авлакоген) отходит от северного окончания Верхоянского межрегионального пояса под углом 50° (аз. 300°), затем приближается к субширотному, имея общее простирание 285° . Она проходит по побережью моря Лаптевых от устья р. Лены до Хатангского залива, где подходит под углом 50° к Хетскому межрегиональному поясу. Общая длина зоны — 600 км, ширина — 50–70 км. Зона разломов отделяет массив моря Лаптевых от Сибирской платформы. В ее пределах гравиметрические аномалии вытянуты согласно с зоной, а севернее, под водами моря Лаптевых, они причленяются к ней под углом 20 – 35° . С южной ее стороны располагается Лено-Анабарский прогиб, заполненный мощными (до 3 км) мезозойскими отложениями, которые в зоне шва собраны в линейные, сильно пережатые складки, расположенные кулисно, что свидетельствует о их образовании в сдвиговой зоне. Палеогеографические данные позволяют предполагать, что северный блок (под морем Лаптевых) с раннего карбона до мезозоя включительно периодически подвергался размыву, а южный в мезозое испытывал интенсивное опускание. В антиклинальных складках участвуют породы перми, триаса, юры и нижнего мела.

Молодо-Анабарская зона разломов прослеживается на 850 км от р. Лены до устья р. Попигай, через бассейны рек Молодо, Куойка и Уджа. Она отделяет Ана-

барскую антеклизу от Лено-Анабарского прогиба и Оленекского сводового поднятия. Простирается по массовым замерам (1780) от р. Лены до Уджинского поднятия выдерживается по аз. 305° , а далее на северо-запад оно отклоняется на 25° и становится субширотным (280°). Изменение простираения особенно заметно на водоразделе рек Анабар—Попигай. От Верхоянского межрегионального пояса эта зона отходит под углом 50° . С северо-западной стороны она сливается с Аян-Котуйской зоной, не образуя резких переходов. Ширина зоны равна 50—60 км. В ее пределах сконцентрированы согласные основные интрузии и дайки позднего протерозоя, пермо-триаса и, возможно, среднего палеозоя. В районе Уджинского поднятия имеются интрузии и дайки нефелиновых и щелочных сиенитов раннего—среднего палеозоя. В пределах зоны исключительно широко проявились разрывные нарушения, и чем древнее породы, тем их больше. Молодо-Анабарская зона начала существовать еще в верхнем протерозое и подновляется до сего времени. Несогласия, коры выветривания и следы размыва устанавливаются в пределах этой зоны, начиная с предструктурного времени (венд). Существенные следы размыва имеются в основании кембрия. Отложения перми, триаса, юры и мела, широко развитые с северной стороны этой зоны, не заходят южнее. Она служит палеогеографическим барьером в осадконакоплении. С южной стороны зоны разломом на поверхность выведены кембрийские и верхнепротерозойские породы. Меловые отложения южнее зоны встречаются в аллювиальных фациях в развитой речной сети, а севернее — в морских и паралических фациях.

Котуй-Вилуйская зона разломов проходит по водоразделу рек Вилуй и Мархи в северо-западном направлении к истокам рек Котуй и Маймеч. Общее простираение выдерживается по азимуту $310-320^{\circ}$. Ширина зоны в южной части — 120—150 км, а в северной сужается до 40—50 км. Эта зона разломов служит границей Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы. Она на юго-востоке отходит от Вилуйско-Мархинской зоны под углом 55° , на северо-западе срезается Аян-Котуйской зоной под углом 80° . В ее пределах массовым развитием пользуются интрузии основных пород разнообразного возраста, мелкие подводящие каналы основных пермо-триасовых эффузивных образований, континентальные перерывы и уменьшенные мощностей в ордовикских, силурийских, девонских, каменноугольных и пермских осадочных толщах. По этой зоне разломов Анабарская антеклиза испытывала длительное преимущественное поднятие с ордовика до настоящего времени, а Тунгусская синеклиза в это время опускалась вплоть до триаса включительно.

Ангари-Тунгусская (Ангари-Хатангская) зона разломов проходит от устья р. Оки, через Ангари, среднее течение Подкаменной Тунгуски к устьевой части Нижней Тунгуски. Общая длина — 1200 км, ширина — 70—100 км; простираение ее северо-западное. На южном отрезке — азимут 340° , севернее — азимут 315° . Эта зона на юге отходит от Алданской зоны под углом 30° , а на севере срезается Приенисейской зоной под углом 55° . Ангари-Тунгусская зона разломов служит границей между Тунгусской синеклизой и Приенисейской моноклизой. Здесь в контакт с пермо-триасовыми эффузивными образованиями приведены нижнепалеозойские. В пределах этой зоны очень широко развиты основные интрузии пермо-триасового возраста и, возможно, более древние.

К региональным зонам разломов северо-восточного простираения отнесены Алданская, Вилуйско-Мархинская и Аян-Котуйская зоны разломов.

Алданская зона разломов прослеживается от северного окончания Сетте-Дабана в юго-западном направлении вдоль подножия Верхоянского хребта, через Кемпендйские дислокации, вдоль р. Непы на Ангари. Общая длина зоны — 2100 км. По своей природе — это левый глубинный сдвиг, названный ранее автором Алданским.

В нижнем течении р. Алдан Алданский сдвиг отделяет складчатые сооружения Верхоянья, сложенные породами верхнего палеозоя, от впадин Приверхоанского прогиба (Келинской, Томпонской), выполненных юрско-меловыми и неогеновыми отложениями. В пределах широтного отрезка Верхоянья (в северном крыле сдвига) развиты многочисленные асимметричные антиклиналы, кулисообразно сменяющие друг друга в восточном направлении и осложненные надвигами. Складки

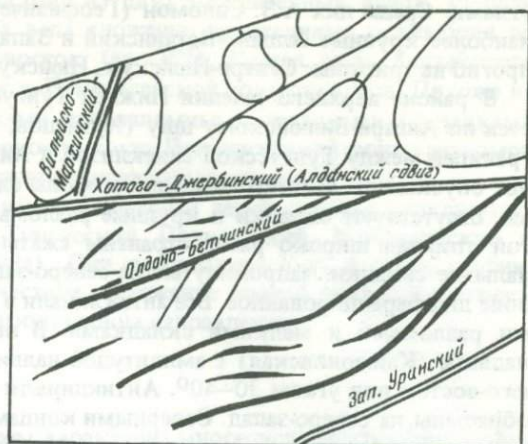
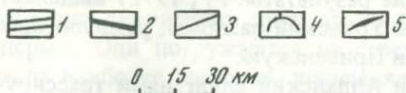


Рис. 37. Схема расположения разломов и осей складок около сдвига в бассейне р. Нюя, по геофизическим данным А.З. Соломона и др. (1972), с изменениями

1 — региональные разломы; 2 — локальные разломы; 3 — дизъюнктивные нарушения; 4 — брахискладки; 5 — оси линейных складок

ориентированы по азимуту 335° , составляя угол 65° со сдвигом, но при приближении к зоне сдвига угол уменьшается до $20-30^{\circ}$.

Прискладчатые крылья впадин, расположенные в зоне сдвига, — крутые, а приплатформенные пологие. Около сдвига породы смяты в линейные, коробчатые и щеловидные складки. Осевые плоскости складок часто наклонены в сторону осевой части прогиба. Сильно развита дизъюнктивная тектоника. По мере удаления от сдвига складки становятся более простыми, брахиформными.

Томпонская впадина выполнена мезозойскими и кайнозойскими осадками мощностью 3–3,5 км. Она вытянута вдоль сдвига на 150–160 км при ширине 50–60 км. В центральной части Томпонской впадины располагается Томпорокский вал длиной около 200 км, осложненный крутопадающим надвигом с амплитудой свыше 4–4,5 км (Тектоническое районирование... , 1969).

Келинская впадина вытянута вдоль сдвига на 280 км при ширине 140 км. Она выполнена мезозойскими осадками мощностью до 4–5 км. Присдвиговое крыло осложнено многочисленными асимметричными складками, осложненными надвиговыми нарушениями.

В пределах Вилуйской синеклизы Алданский сдвиг отделяет Сунтаро-Китчанскую систему горстовых выступов (палеовилуйский авлакоген) от Южно-Вилуйской (Кемпендйско-Лунхинской) зоны прогибов. Сдвигу соответствует гравитационная ступень шириною 15–25 км. Во впадинах фундамент погружен на 8–9 км, а в поднятиях поднят от 368 до 3000 м. Мощности мезозойских отложений во впадинах во много раз больше, чем на поднятиях. Например, разница мощностей отложений волжского яруса в 3 раза (150 и 50 м), барремского яруса в 4–7 раз (400–700 и 100 м), апского яруса в 4 раза (400 и 100 м), альбского яруса в 5–10 раз (500–1000 и 100 м). В остальные века меловой системы не наблюдается большой разницы в мощностях поднятий и впадин, что свидетельствует о затишье тектонических процессов в пределах Вилуйской синеклизы.

В бассейне р. Нюя Алданский сдвиг прослежен геофизическими методами по левым притокам в субширотном направлении. Здесь он назван Хотого-Джербинским разломом (Геофизические результаты... , 1972). По нему Тунгусская синеклиза граничит с Ангаро-Ленским прогибом. Севернее этого разлома развиты пологие широкие брахиоскладки, а южнее, в пределах прогиба, — узкие линейные антиклинали с пологими южными и крутыми северными крыльями, осложненными продольными разломами (рис. 37). Они ориентированы согласно с крупными разломами или отходят от них под острыми углами. Около Алданского сдвига северный край прогиба приподнят, в результате чего мощность нижнепалеозойского чехла здесь уменьшается в 2 раза (с 3000 до 1600 м). С удалением от сдвига в южном направлении общая мощность чехла достигает 4–5 км.

Сама территория Ангаро-Ленского прогиба разбита разломами разного порядка. Наиболее крупные из них поочередно сливаются с Алданским сдвигом под острыми

углами. Среди них А.З. Соломон (Геофизические результаты. . . , 1972) выделяет наиболее крупные Алдано-Бетчинский и Западно-Уринский разломы, разделяющие прогиб на три зоны: Северо-Ньюскую, Ньюскую и Приленскую.

В районе верхнего течения Нижней Тунгуски Алданский сдвиг нами трассируется по Ангаро-Вилуйскому шву (Кузнецов, 1965; Козьяр и др., 1971), служащему границей между Тунгусской синеклизой и Ангаро-Ленским прогибом (перикратонное опускание). С северо-западной стороны сдвига, в пределах Тунгусской синеклизы, отсутствуют складки и крупные разломы, магнитное поле спокойное, а с другой стороны широко распространены сжатые линейные асимметричные антиклинальные складки, запрокинутые на северо-запад в сторону платформы; магнитное поле дифференцированное. Все антиклинали в осевых частях осложнены продольными разломами и мелкими складками. В некоторых антиклиналях наблюдались надвиги (Каймоновская) с амплитудой надвига до 500 м. Падение сместителя — на юго-восток под углом 30–40°. Антиклинали в плане слабо изогнуты, выпуклостью обращены на северо-запад. Северными концами они под острыми углами сливаются с Алданским сдвигом. Простираение антиклиналей меняется по мере приближения к сдвигу от субширотного до северо-восточного (аз. 50–60°), но в общем они повторяют контуры складок Байкало-Патомской горной области. В промежутках между антиклиналями породы почти не нарушены. Заложение структур здесь произошло совместно с разломами в нижнем палеозое (Кузнецов, 1965) или в венде (Золотарев, 1971). Тектоническая активность продолжается до кайнозоя включительно. Об этом свидетельствуют изменения уровней террас и интенсивное сводовое поднятие Прибайкалья. Донеогеновая поверхность выравнивания в Прибайкалье поднята до 1000–1500 м, а в Байкальском нагорье — до 3000 м (Кузнецов, 1965). Таким образом, Алданский сдвиг меняет свое простираение от широтного на востоке до юго-западного (северо-восточного).

В и л ю й с к о - М а р х и н с к а я (Т ю н г о - М а р х и н с к а я) зона разлома о в служит границей между Анабарской антеклизой и Вилуйской синеклизой. Она прослеживается на 700 км почти от р. Нью (левый приток р. Лены) через среднее течение р. Вилуй к пос. Жиганск по простираению 30°. Ширина ее более 50 км. Она насыщена многочисленными параллельными дайками основного состава. Зона отходит от Алданского сдвига под углом 40°. С западной стороны зоны разлома выходят на поверхность породы раннего и среднего кембрия, а в восточной развиты глубокие впадины (Линденская и Ыгыаттинская).

В Линденской впадине накопилось до 6 км мезозойских отложений, из них 2,5–3 км меловых. Под юрскими отложениями залегают триасовые, мощностью 1,5–2,2 км, которые не выходят на поверхность западнее Вилуйско-Мархинской зоны разломов.

Ыгыаттинская впадина вытянута вдоль Вилуйско-Мархинской зоны на 255 км. Она выполнена позднепротерозойскими, палеозойскими и мезозойскими отложениями общей мощностью 5500 км. Впадина имеет грабенообразное строение. Более крутым является юго-восточный борт впадины, по которому она сочленяется с Сунтарским блоком. Северо-западный борт впадины осложнен системой крупных взбросов.

К субмеридиональной региональной зоне разломов на Сибирской платформе можно отнести П р и е н и с е й с к у ю, прослеживающуюся по правобережью Енисея от р. Бахты, через устьевые части рек Нижней Тунгуски, Хантайки на пос. Дудинка. Общая длина зоны — 700 км. Приенисейская зона отделяет Тунгусскую синеклизу от Туруханской части Турухано-Норильского краевого антиклинория. С западной его стороны высоко подняты позднепротерозойские, ранне- и среднепалеозойские образования (Туруханский и Игарский выступы, Курейско-Литнинский вал), большая часть которых закрыта молодыми отложениями. Простираение структур здесь выдерживается в меридиональном направлении (азимут 50°), так же как в Верхоянье. Строение структур, видимо, создано широтным сжатием. С восточной стороны зоны располагается Нижнетунгуская впадина и Хантайско-Рыбинское поднятие. Нижнетунгуская впадина выполнена отложениями перми и нижнего триаса мощностью до 1100 м. Она вытянута вдоль Приенисейской зоны разломов на 400 км. Западное крыло ее крутое и проходит вдоль зоны разломов, восточное крыло пологое.

Хантайско-Рыбинское поднятие состоит из двух одноименных валов, кулисообразно сменяющих друг друга. Оба вала сложены отложениями эт кембрия до перми. Они погружаются на северо-восток (аз. 25°). Южная часть Хантайского вала наиболее широкая, приключается к Приенисейской зоне разломов. Похоже на то, что эти валы являются гигантскими приразломными складками (складками волочения), приключенными к северному концу Приенисейской зоны разломов под углом 50° , по которому происходили сдвиговые деформации.

С межрегиональными и региональными разломами тесно связаны вулканотектонические структуры, такие, как Тунгусский, Попигаевский, Маймечинский и Хантайский раздвиги (Межвилк, 1968а). Они располагаются на изгибах глубинных сдвиговых зон, где происходит местное растяжение земной коры при противоположном перемещении блоков в горизонтальном направлении.

* * *

Для разломов Сибирской платформы характерна многочисленность сближенных дизъюнктивных нарушений, образующих широкие (10–15 км) зоны и системы. Большинство из них проникает в мантию и служит подводящими каналами для магматических образований.

Из-за относительно малой контрастности тектонических движений и преимущественного развития сдвиговых (сколовых) деформаций на платформе разломы в рельефе не проявляются. Они обычно прикрыты более молодыми отложениями, поэтому трудно диагностируются.

Время заложения разломов более или менее однозначно устанавливается с позднего протерозоя, когда начал формироваться чехол платформы и происходили дифференцированные движения геоблоков. В дальнейшем происходило их неоднократное подновление и расширение за счет появления многочисленных параллельных нарушений.

Разломы на платформе располагаются в основном диагонально по отношению к оси вращения Земли и под средним углом 45° к широтным и меридиональным направлениям сил сжатия в земной коре. По этим разломам происходили сдвиговые перемещения геоблоков и ограниченные вертикальные перемещения в его отдельных частях, особенно в местах образования приразломных антиклинальных складок или в надвиговых структурах, сопряженных со сдвигами. Эффект смещения по сдвигам рассеивается за счет образования антиклиналей и надвигов. Другая особенность платформенных сдвигов — разнонаправленное движение по ним приключенных блоков. Это происходит благодаря смене тангенциальных сжатий, которые происходили то с юга, то с востока, создавая то правосторонние, то левосторонние смещения по одной и той же сдвиговой зоне, ориентированной к меридиональным и широтным направлениям сжатия под одним и тем же углом в 45° . В связи с этим суммарная величина горизонтального смещения в большинстве случаев не может быть подсчитана.

Разломы на платформе генетически связаны с глобальными и межрегиональными поясами, окружающими платформу. Развитые в них надвиговые структуры ориентированы под прямым углом к направлению сжатия, а сдвиговые — под углом 45° .

Разрядка тангенциальных напряжений и землетрясений, происходящих в пограничных с платформой подвижных поясах, передается в сторону платформы в виде образования или подновления разломов. История развития подвижных поясов показывает, что при своем длительном существовании они постоянно смещаются в сторону платформы, перерабатывая и подминая ее края. Об этом свидетельствуют обильные надвиговые структуры, увеличение мощностей пород в прогибах в сторону складчатой зоны.

Таким образом, имеющийся материал по Сибирской платформе отчетливо показывает, что первопричина образования разломов, сейсмичности и складчатых сооружений — тангенциальные напряжения, свойственные самой планете Земля, действующие в меридиональном и широтном направлениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А.Л.* 1971. Геолого-географические исследования напряженного состояния земной коры Урала и некоторые вопросы его неотектоники. Свердловск.
- Архангельский А.Д.* 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. Изд. 3-е. М.-Л., Гостоптехиздат.
- Аширов К.Б.* 1965. Геологическая обстановка формирования нефтяных и нефтегазовых месторождений Среднего Поволжья. — Труды Гипровостокнефть, вып. 8.
- Беньофф Х.* 1966. Движения по крупнейшим разломам. — В кн.: Дрейф континентов. Пер. с англ. М., "Мир".
- Берзин Н.А.* 1970. Сравнительная характеристика докембрийской структуры Прибайкалья и Присяня. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., "Наука".
- Бирин Л.М.* 1959. Некоторые данные по стратиграфии и тектонике северной части Волго-Уральской нефтеносной области. — Труды ВНИГНИ, вып. 25.
- Богданов А.А.* 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. — Вестн. МГУ, геол., № 1.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А., Подоба Н.В.* 1971. Петрофизическая характеристика фундамента Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра".
- Богданова С.В., Подоба Н.В., Серова А.Д.* 1973. О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской плиты. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Бондарчук В.Г.* 1955. Очерк тектонического строения территории Украинской ССР. — Геол. ж. АН УССР, 15, вып. 3.
- Бондарчук В.Г.* 1970. Движение и структура тектоносферы. Киев, "Наукова думка".
- Борисов А.А.* 1962. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. — Сов. геол., № 1.
- Борисов А.А.* 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра".
- Буртман В.С.* 1963. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Валеев Р.Н.* 1961. Тектоническое строение и история геологического развития Кировско-Казанского прогиба. — Изв. высш. учебн. завед., нефть и газ, № 11.
- Валеев Р.Н.* 1968. Тектоника Вятско-Камского междуречья. — Труды Геол. ин-та г. Казани, вып. 12.
- Валеев Р.Н.* 1970а. Авлакогены Русской платформы. — Там же, вып. 30.
- Валеев Р.Н.* 1970б. Горизонтальные сдвиговые движения земной коры Русской платформы. — Там же, вып. 30.
- Валеев Р.Н.* 1970в. Разломы кристаллического фундамента и их роль в формировании структур осадочного чехла. — Там же, вып. 21.
- Велин Э.* 1972. Свекофеннская складчатая зона в Северной Швеции. — Геотектоника, № 5.
- Войтович В.С.* 1973. О глубинном надвиге зоны сочленения свекофеннид и карелид. — Докл. АН СССР, 211, № 2.
- Воронов П.С.* 1968. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., "Наука".
- Воронов П.С., Эрлих Э.Н.* 1962. О сдвиговых деформациях в северо-восточной части Сибирской платформы. — Информ. сб. Ин-та геол. Арктики, вып. 28. Л.
- Вяюрюнен Х.* 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. Пер. с фин. М., ИЛ.
- Гавриш В.К.* 1969. Глубинные структуры (разломы) и методика изучения. Киев, "Наукова думка".
- Гарецкий Г.И.* 1962. К познанию природы Пучежско-Балахнинских дислокаций (о проявлениях иньективной тектоники на Русской платформе). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 37, вып. 5.
- Гаркаленко И.А.* 1974. Строение земной коры юга и юго-востока Украины и прилегающих акваторий Черного и Азовского морей. — Автореф. докт. дисс. Киев.
- Гафаров Р.А.* 1963а. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). — Труды ГИН АН СССР, вып. 85.
- Гафаров Р.А.* 1963б. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Гафаров Р.А.* 1973. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. Труды Совещания. М., "Наука".
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). 1970. Л., "Наука". Авт.: Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л.
- Геологическое строение фундамента Русской плиты. 1967. Л., "Недра". Авт.: Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н., Суворова Л.В., Дедеев В.А., Кратц К.О.
- Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. 1968. Л., "Наука".
- Геофизические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. 1972.
- Северо-восточная часть Ангаро-Ленского прогиба и сопредельные районы. — Геофизические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. 1972. Авт.: Соломон А.З., Панарин В.П., Лопатин С.С., Никонова Э.Г.

- Гзовский М.В.* 1973. Тектонические поля напряжений и очаги землетрясений. — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. (Верхняя мантия, № 11). М., "Наука".
- Гилярова М.А.* 1972. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., Изд-во ЛГУ.
- Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. — Труды ГИН АН СССР, вып. 209. 1971. Авт.: Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А.
- Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое море). — Геотектоника, № 5. 1972. Авт.: Анкудинов С.А., Болгурцев Н.Н., Литвиненко И.В., Порогова Г.А.
- Глубинное геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ). — Геотектоника, № 5. 1972. Авт.: Голионко Г.Б., Ефимкин Н.С., Зиньковский В.Е., Крестин Е.М.
- Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. Авт.: Цирульников М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука". 1968.
- Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклинической зоны. Авт.: Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968.
- Головин И.В.* 1971. Региональные геофизические данные при тектоническом и металлогеническом районировании Балтийского щита. — В кн.: Методы разведочной геофизики, вып. 12. Л., "Недра".
- Голубев В.А.* 1972. О происхождении Переяславско-Черкасской депрессии в Приднепровья. — Геол. ж. АН СССР, 32, вып. 6.
- Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80. 1963. Авт.: Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.
- Данкевич И.В., Палов Ю.А., Парфенов Л.М.* 1970. Рельеф фундамента Чульманской впадины, природа Южно-Чульманского разлома. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., "Наука".
- Дедеев В.А.* 1972. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты. — Геотектоника, № 3.
- Доброхотов М.И.* 1969. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Докембрий Скандинавии. 1967. Пер. с англ. М., "Мир".
- Елисеев Н.А.* 1953. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ.
- Зайцев Ю.С.* 1973. Геологическое строение Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы (платформенная стадия развития). М., "Недра".
- Золотов А.Н.* 1971. Основные черты геологического развития южной части Сибирской платформы в позднем докембрии и нижнем кембрии. — Труды Вост.-Сиб. НИИГГИМС, вып. 9.
- Карпинский А.П.* 1947. К тектонике Европейской России. — В кн.: А.П. Карпинский. Очерки геологического прошлого России. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Каттерфельд Г.Н., Чарушин Г.В.* 1969. Региональные критерии выявления систем планетарных трещин. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Тезисы докладов. Л.
- К вопросу о строении дорифейского фундамента территории Украины и Молдавии. — Сов. геол., № 6. 1971. Авт.: Козловская А.Н., Роспопова М.Г., Гладкий В.Н., Гуревич Б.Л., Чирвинская М.В.
- Козлов М.Т.* 1967. Взаимоотношение протерозойских и архейских пород юго-восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова (Расширенные тезисы докладов на сессии Ученого Совета Геол. ин-та Кольск. фил. АН СССР). Апатиты.
- Козьяр А.М., Демин Н.И., Иванов Э.Л.* 1971. Палеоструктурный анализ ордовикских отложений Ангаро-Ленского района. — Труды Вост.-Сиб. НИИГГИМС, вып. 9.
- Красный Л.И.* 1972. Геологическая картина мира и проблемы тектонической систематики. — Труды ВСЕГЕИ, 188.
- Кратц В.О.* 1963. Геология карелид Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Кропоткин П.Н.* 1961. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры. — Сов. геол., № 5.
- Кропоткин П.Н.* 1967. Механизм движений земной коры. — Геотектоника, № 5.
- Кузнецов Г.А.* 1965. Тектоника центральной части Ангаро-Ленского краевого прогиба в связи с перспективами ее калиенности. — В кн.: Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиенности. М., "Наука".
- Куделя В.А.* 1965. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом и сдвиговые движения вдоль него. — Допов. АН УРСР, № 1.
- Ласкарев В.Д.* 1905. Заметки по вопросу тектоники Южно-Русской кристаллической полосы. — Геол. ком., 24, № 5.
- Лейпциг А.В.* 1971. Тектоника. — В кн.: Геология СССР, т. 18. Западная часть Якутской АССР, ч. I. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра".
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А.* 1971. О соотношении между поверхностными

- и глубинными структурами земной коры Балтийского щита. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинным строением. Киев, "Наукова думка".
- Лобов В.А.** 1970. Обоснование дислокации типа надвига и поднадвиговых зон нефтегазонакопления на востоке Русской платформы. — Труды Геол. ин-та г. Казани, вып. 30.
- Лунгерсгаузен Л.Ф.** 1941. К вопросу о тектонике Украины. — В кн.: Материалы нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1. Киев, Изд-во АН УССР.
- Магнуссон Н.Х.** 1963. Стратиграфия докембрия Швеции, расположенного вне каледонских горных сооружений. — В кн.: Труды XXI сессии Международного геологического конгресса, вып. 1. Пер. с англ., нем., франц. М., ИЛ.
- Машкович К.А.** 1965. Методика выявления тектонических разрывов в девонских отложениях Саратовского Поволжья. — Труды Нижне-Волж. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 3. Саратов.
- Межвилк А.А.** 1962. Роль горизонтальных перемещений земной коры в геологическом строении северной части СССР. — В кн.: Четвертое совещание по проблемам астрогеологии. Тезисы докладов. Л.
- Межвилк А.А.** 1965. Горизонтальное смещение материковых масс — основная причина складчатости на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Основные закономерности геологических явлений, вып. 2. Тезисы докладов. Л., Изд-ие ВСЕГЕИ.
- Межвилк А.А.** 1966. Тангенциальное сжатие и прогибы. — В кн.: Совещание по проблеме "Прогибы". Тезисы докладов. Л.
- Межвилк А.А.** 1967. Взаимоотношение Сибирской платформы с Верхоянским мегантиклинорием. — В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Межвилк А.А.** 1968а. Взаимоотношение Сибирской платформы с орогеническими поясами. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., "Наука".
- Межвилк А.А.** 1968б. Роль планетарных напряжений в формировании разломов на Сибирской платформе. — В кн.: Шестое совещание по проблемам планетологии, вып. 1. Тезисы докладов. Л.
- Межвилк А.А.** 1969. Зависимость дислокаций Сибирской платформы от планетарных напряжений. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Тезисы докладов. Л.
- Межвилк А.А.** 1970. Ленский структурный шов. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 4. М., "Наука".
- Межвилк А.А.** 1972. Деформация пород в Лено-Анабарском прогибе около Оленекского свдига. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Краткие тезисы докладов, вып. 2. Л.
- Межвилк А.А.** 1971. Разломы Сибирской платформы. — В кн.: Геология Советской платформы Арктики. Л.
- Межвилк А.А., Мурзина Г.А.** 1972. Распределение тектонических напряжений в земной коре севера Евразии. — В кн.: Внутренняя геодинамика, вып. 2. Краткие тезисы докладов. Л.
- Моуди Дж. Д., Хилл М. Дж.** 1960. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ.
- Муратов М.В.** 1973. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. Труды совещания. М., "Наука".
- Наливкин В.Д., Клушин И.Г., Толстихин И.Н.** 1962. Системы разломов востока Русской платформы. — В кн.: Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л., Гостоптехиздат.
- Неволин Н.В.** 1971. Основные черты геологического строения фундамента Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра".
- Нечитайло С.К., Веселовская М.М., Скворцова Е.Н.** 1959. Материалы по геологии Городецко-Ковернинской тектонической зоны. Л., Гостоптехиздат.
- Новикова А.С.** 1964. О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 4. Деформации пород и тектоника. М., "Наука".
- Новикова А.С.** 1968. К вопросу о природе авлакогенов Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., "Наука".
- Новикова А.С.** 1971. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. — Труды ГИН АН СССР, вып. 237.
- О надвиговой природе Карлово-Сыгловского поднятия Жигулевской дислокации. — Геол. нефти и газа, № 7. 1974. Авт.: Лобов В.А., Кавеев И.Х., Ханин И.Л., Калинин В.И., Хайкин Л.Г., Калугина А.И.
- Опыт тектонического и металлогенического районирования восточной части Балтийского щита по региональным геофизическим данным. — В кн.: Методы разведочной геофизики, вып. 12. Л., "Недра". 1971. Авт.: Головин И.В., Некрасова К.А., Петров А.И., Супруненко Э.И., Суслов М.Н., Чупров В.В.
- Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., "Наука".

- ского конгресса. Проблема 5. Геологические результаты прикладной геофизики. М., "Наука". 1968. Авт.: Неволлин Н.В., Богданова С.В., Лапинская Т.А., Подоба Н.В., Ртищева В.Ф., Серова А.Д.
- Островский М.И.* 1963. Основные черты строения фундамента Удмуртии. — Сов. геол., № 11.
- Островский М.И.* 1970. Основные этапы формирования и перспектива нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. — Труды ВНИГНИ, вып. 81.
- Павлов А.П.* 1887. Самарская лука и Жигули. — Труды Геолкома, 11, вып. 5.
- Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. Авт.: Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. — Сов. геол., № 12. 1972.
- Пан А.М.* 1972. Формационное деление докембрия Белоруссии. — Докл. АН СССР, 206, № 3.
- Пейве А.В.* 1956. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Пейве А.В.* 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород. М., "Наука".
- Пейве А.В.* 1961. Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Пейве А.В.* 1965. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. — Геотектоника, № 1.
- Пейве А.В.* 1967. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, № 5.
- Пейве А.В., Кропоткин П.Н.* 1973. Новый подход к изучению напряжений в земной коре. — В кн.: Напряженное состояние земной коры. М., "Наука".
- Петров А.И.* 1970. Древние разломы восточной части Балтийского щита и движения по ним. — Докл. АН СССР, 191, № 2.
- Петров А.И.* 1974. Размеры дезъюнктивов как отражение механики геологических тел и оболочек Земли. — В кн.: Механика литосферы. (Тезисы докладов). М.
- Полканов А.А.* 1935. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. ч. I. Л.—М., Изд-во АН СССР.
- Полканов А.А.* 1940. Краткий очерк дочетвертичной геологии наиболее восточной части Фенноскандии — Карелии и Кольского полуострова. — Уч. зап. ЛГУ, № 49, серия геол.-почв. наук, вып. 9. Труды Ин-та земной коры.
- Полканов А.А.* 1956. Геология хогляндия — юттия Балтийского щита (стратиграфия, тектоника, кинематика, магматизм). М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Прокофьев А.А.* 1970. Основные этапы формирования южной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., "Наука".
- Пушкарев Ю.Д., Шуркин К.А.* 1967. Особенности строения зоны сочленения Беломорид и карелид и морфологические типы blastsmilonitov. — В кн.: Деформация и структуры докембрийских толщ. Л., "Наука".
- Пуцаровский Ю.М.* 1969. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, № 1.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. 1963. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Розанов Л.Н.* 1968. О связи разломов фундамента Русской плиты со структурой осадочного чехла. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 26. Киев, "Наукова думка".
- Руженцев С.В.* 1963. Сдвиги юго-восточного Памира. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Симоненко Т.Н., Толстихина М.М.* 1965. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР. — Сов. геол., № 4.
- Собакарь Г.Т.* 1964. Глубинная тектоника Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий. (По данным геофизических исследований). Киев, "Наукова думка".
- Соболев Д.Н.* 1939. О стратиграфии и тектонике Украинской кристаллической плиты. — В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 2. М.—Л., ГОНТИ.
- Соллогуб В.Б.* 1970. Структура земной коры Украины. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 38. Киев, "Наукова думка".
- Солонцов Л.Ф.* 1958. Основные черты тектоники Урало-Волжской области в додевонское время. — В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в северо-восточных районах Урало-Волжской нефтеносной области. М., Гостоптехиздат.
- Суворов А.И.* 1963. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. — Труды АН СССР, вып. 80.
- Суворов А.И.* 1966. Опыт сопоставления и систематизации глубинных разломов. — Докл. АН СССР, 168, № 2.
- Суворов А.И.* 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., "Наука".
- Суворов А.И.* 1969. Некоторые основные вопросы учения о глубинных разломах. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Суворов А.И.* 1973. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Недра".
- Судовиков Н.Г.* 1967. Проблема рапакиви и позднереогенных интрузий. М.—Л., "Наука".

- Тектоника восточной части Балтийского щита. 1974. Л., "Недра".
- Тектоника Европы. 1964. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы, м-б 1:2 500 000. Под ред. А.А. Богданова, М.В. Муратова, Н.С. Шатского. М., "Наука", "Недра".
- Тектоническая карта Украины и Молдавии. 1970. М-б 1:1 000 000. Отв. ред. М.В. Муратов. Киев, Изд-во МГУ СССР.
- Тимергазин К.Р. 1959. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа, Баш. фил. АН СССР.
- Тектонической районирование Лено-Виллойской нефтегазоносной провинции. — В кн.: Лено-Виллойская нефтегазоносная провинция. М., "Наука", 1969. Авт.: Мокшанцев К.Б., Штех Г.И., Бабаян Г.Д., Матвеев В.Д., Токарев А.С., Фрадкин Г.С.
- Тихвинская Е.И. 1938. Тектоника Татарской АССР и прилегающей территории. ГОНТИ.
- Токарев В.А. 1967. Схема разломов Кольского полуострова и региональное направление дальнейших поисковых работ. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. (Расширенные тезисы докладов на сессии Ученого совета Геол. ин-та Кольск. фил. АН СССР). Апатиты.
- Томсон И.Н., Ходак Ю.А., Хорошилов Л.В. 1968. Кольцевые структуры Земли и Луны. — Сов. геол., № 9.
- Туговик Г.И. 1968. К истории геологического развития Саяно-Байкальской горной области (по данным радиологических исследований). — В кн.: Материалы по тектонике Забайкалья и сопредельных территорий. (Труды Отдела геологии Баш. фил. АН СССР, вып. 1/9). Улан-Удэ.
- Тяпкин К.Ф. 1965. О сдвиговой тектонике в пределах Криворожья. — Допов. АН УРСР, № 1.
- Уломов В.И. 1971. Внимание! Землетрясение! Ташкент, "Узбекистан".
- Уразаев И.М. 1964. Строение кристаллического фундамента Удмуртии и Северо-Востока Татарии по данным интерпретации аномалий геомагнитного поля. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Уразаев И.М. 1970. Характеристика разломов востока Русской платформы, выявленных по магнитным и гравитационным аномалиям. — Труды Геол. ин-та г. Казани, вып. 21.
- Файн Ю.Б., Кухаренко Ю.Н. 1963. О тектонике додевонских образований Бирской седловины. — Геол. нефти и газа, № 2.
- Фотиади Э.Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. — Труды Всес. науч.-исслед. ин-та геофиз., вып. 4.
- Харченко Г.Е. 1960. К вопросу о тектонике Русской платформы в районе городов Бердянск — Ногайск. — Геол. ж. АН УССР, 20, вып. 1.
- Харитонов Л.Я. 1960. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., Изд-во АН СССР.
- Харитонов Л.Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., "Недра".
- Хотьянов Ф.И. 1969. Об отражении полей напряжений в структуре терригенной толщи девона в восточной части Русской платформы. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л.
- Хольтедаль У. 1958. Геология Норвегии, т. 2. Пер. с норвеж. М., ИЛ.
- Чебаненко И.И. 1963. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Киев, Изд-во АН УССР.
- Чебаненко И.И. 1965. Разломная тектоника Украины. Киев, "Наукова думка".
- Чебаненко И.И. 1966. Схема разломной тектоники Украины. — Докл. АН СССР, 167, № 2.
- Чекунов А.В. 1967. Особенности строения земной коры юга Европейской части СССР. — Сов. геол., № 12.
- Чекунов А.В., Гаркаленко И.А. 1969. Одесский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в Черном море. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 31. Киев, "Наукова думка".
- Черных М.Ф., Сластенов Ю.Л. 1969. Тектоника центральной части Приверхоанского прогиба. — В кн.: Лено-Виллойская нефтегазоносная провинция. М., "Наука".
- Чирвинская М.В. 1966. О классификации разрывных нарушений территории Украинской ССР. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 15. Киев, "Наукова думка".
- Чирвинский В.Н. 1928. О некоторых эффузивных породах Волыни и о зоне разлома в северо-западной части Украинской кристаллической полосы. — Вісник Укр. відділу Геол. ком., вып. 11.
- Шатский Н.С. 1964. Избранные труды, т. 2. М., "Наука".
- Штех Г.И. 1967. Строение земной коры Верхоянского мегантиклинория и прилегающих частей Сибирской платформы. — В кн. Региональные геофизические исследования в Сибири Новосибирск, "Наука".
- Шуркин К.А. 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".

- Ян Жин-шиш В.А. 1970. Тектоника центральной части Сетте-Дабанского антиклинория (бассейн р. Белой). – В кн.: Тектоника Сибири, т. 4. М., "Наука".
- Ярош А.А. 1966. Разломы кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и Западного Приуралья. – Сов. геол., № 10.
- Bubnoff S.V. 1952. Fennoarmatia – Geologische Analyse des Europäischen Kerngebietes. Berlin.
- Mikkola E. 1936. The region to the South-West of the "granulite seriens" in Lanland and its ultrabasic. – Bull. Comm. Geol. Finl., N 115.
- Väyrynen H. 1938. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi – Kammükivitunturi in Petsamo. – Bull. Comm. Geol. Finl., 11, N 116.
- Väyrynen H. 1939. On the geology and tectonics of the Outokumpu ore field and region. – Bull. Comm. Geol. Finl., 12, N 124.
- Wegmann C.E. 1929a. Über die alpine Tektonik und ihre Anwendung auf das Gyrundgebirge Finnlands. – Bull. Comm. Geol. Finl., N 85 (49).
- Wegmann C.E. 1929b. Zur Kenntnis der tektonischen Beziehungen metallogenischer Provinzen in der nördlichsten Fenno-skandia. – Z. prakt. Geol., 37 (193).

Глава III

ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЛИТЫ

ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

В связи с проведенным за последние 10–15 лет широким комплексом геологических и особенно геофизических исследований в пределах Туранской плиты выявлена достаточно густая сеть разломов доплатформенного и платформенного этапов развития, которые рассмотрены во многих работах как по отдельным районам, так и всей плиты в целом. Если в этих работах обоснованно намечено пространственное положение разломов, их вертикальная составляющая, история развития, показано значение в блоковой структуре плиты, то проблема горизонтальных движений по выделенным разломам или совсем не рассматривается, или затрагивается лишь вскользь. В настоящем разделе собраны различные данные о разломах Туранской плиты, горизонтальная составляющая которых получает то или иное подтверждение в фактических материалах.

Для платформенных разломов, в особенности тех, которые выходят на современную земную поверхность, основными материалами, позволяющими установить их морфо-кинематическую характеристику, являются данные геологических методов: геологическая съемка, бурение, различные геолого-структурные построения и т.д. Этими методами достаточно четко устанавливаются элементарные разрывные структуры сжатия типа взбросов, крутых надвигов или структуры растяжения типа сбросов, флексур, грабенов и т.д. Однако с данными структурами обычно связаны относительно небольшие горизонтальные перемещения, за исключением случаев рифтогенеза с образованием грабенов при раздвигании крупных блоков.

Разрывы типа взбросов или крутых надвигов довольно широко распространены в пределах Туранской плиты и достоверно установлены в Примугодждарье, Северном Приаралье и на Мангышлаке. Хорошо известным их примером являются надвиги западного склона Мугоджар, которые представляют собой отражение зоны Главного Уральского разлома в платформенном чехле (рис. 38). Здесь геологической съемкой и бурением установлены надвиги палеозойских пород Мугоджар на мезозойские и даже палеогеновые отложения Примугодждарской синклинали зоны. Последние в результате надвигания круто наклонены, а местами и опрокинуты (Яншин, 1951; Гарецкий, 1962). Достоверную величину горизонтального смещения по надвигам западного склона Мугоджар восстановить не удается, но можно предполагать, что она равна нескольким сотням метров, а, возможно, иногда достигает нескольких километров. Такие структуры типа крутых надвигов установлены бурением и к югу от Мугоджар в мезозойско-кайнозойских отложениях Чущкакульской мегантиклинали (Гарецкий, 1962).

Значительно труднее устанавливаются сдвиги, с которыми могут быть связаны существенные горизонтальные перемещения. Большое значение при этом имеет анализ структурного рисунка, позволяющего судить о горизонтальном движении (Горизонтальные перемещения..., 1963). В ряде случаев на Туранской плите удалось установить смещение разных частей складок, разорванных разломом типа сдвига.

Для выявления возможных горизонтальных перемещений по зонам разломов с помощью геофизических данных последние следует анализировать не только по

единичным профильным пересечениям, но и по серии профилей. Такого рода исследования на моделях показывают, что горизонтальные перемещения типа сдвигов вдоль контактных поверхностей могут иметь место не в меньшей степени, чем вертикальные движения.

В областях предполагаемых горизонтальных перемещений интересные результаты получаются при анализе периодичности аномальных кривых магнитного и гравитационного полей. Характерные (по форме и амплитуде) аномалии фиксируются по обе стороны некоторых разломов со значительными сдвигами.

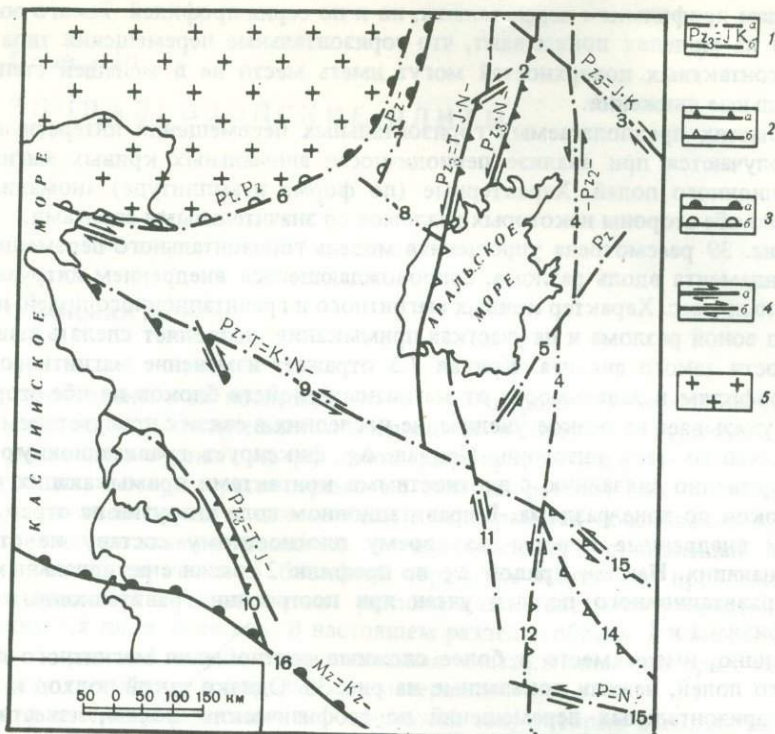
На рис. 39 рассмотрена упрощенная модель горизонтального перемещения блоков фундамента вдоль разлома, сопровождающегося внедрением интрузии магнитоактивных масс. Характер кривых магнитного и гравитационного полей, наблюдаемых над зоной разлома и на участках примыкания, позволяет сделать вывод о правомерности такого анализа. Кривая $T\Delta$ отражает изменение магнитного поля по трем профилям в зависимости от магнитных свойств блоков по обе стороны разлома и указывает на резкое увеличение последних в связи с присутствием магнито-возмущающего тела интрузии. Кривая Δg фиксирует гравитационную ступень, непосредственно связанную с плотностными контактами примыкающих разнородных блоков по зоне разлома. В гравитационном поле интрузия не отражается, поскольку внедренные породы по своему плотностному составу не отличаются от вмещающих. Наклон кривой Δg по профилю 2 связан с региональным изменением гравитационного поля и учтен при построении гравитационных ступеней по профилям 1 и 3.

Очевидно, имеют место и более сложные соотношения магнитного и гравитационного полей, нежели показанные на рис. 39. Однако такой подход к интерпретации горизонтальных перемещений по геофизическим полям, известный в несколько видоизмененном варианте за рубежом под названием "кросс-корреляции" аномалий (Фуллер, 1966), дополненный их частотным анализом, представляется перспективным и заслуживающим внимания.

Строго говоря, получаемые данные не достаточны для идентификации смещенных относительно друг друга блоков, однако вместе с аналогичными данными по изменению граничных скоростей и других геофизических параметров, например термометрических определений они создают, во всяком случае, вполне интерпретируемую картину отображения в геофизических полях тектонических подвижек в горизонтальном направлении.

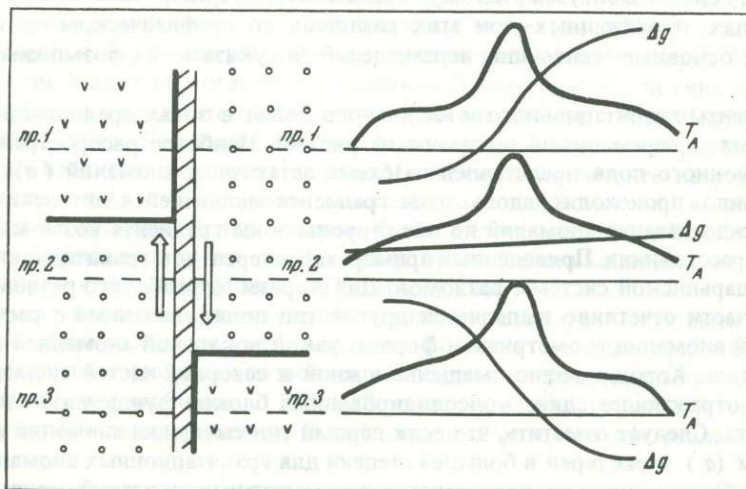
В пределах Туранской плиты явление периодичности аномалий и геофизических параметров наблюдается чаще всего в зонах, примыкающих к наиболее крупным глубинным разломам: Северо-Мангышлакскому, Амударьинскому, Хорезм-Мургабскому, Репетек-Донгузсыртскому, Аральскому, Туаркыр-Капланкырскому и др. В пределах протяженных зон этих разломов по геофизическим полям можно наметить основные тенденции перемещений и указать их возможные направления.

Фрагменты гравитационного и магнитного полей в зонах предполагаемых горизонтальных перемещений показаны на рис. 40. Наиболее распространенный тип гравитационного поля представлен на схеме остаточных аномалий (а). Смещение, как правило, происходит вдоль зоны градиента меняющейся интенсивности. При этом отождествление аномалий по обе стороны зоны градиента возможно на значительных расстояниях. Приведенный пример характерен для гравитационных аномалий Амударьинской системы разломов. Для Хорезм-Мургабского разлома в его унгузской части отчетливо выделяется другой тип поля, связанный с расчленением обширной аномалии изометричной формы, узкой локальной аномалией широтного направления. Хорошо видно смещение южной и северной частей аномалий, по-видимому, отражающее сдвиг консолидированных блоков фундамента относительно друг друга. Следует отметить, что если первый тип смещения аномалий вдоль зоны градиента (а) характерен в большей степени для гравитационных аномалий, то второй тип (б) одинаково распространен и для магнитных аномалий, причем для последних этот тип аномалий часто предстает весьма усложненным, как, например, на



Р и с. 38. Схема разломов Туранской плиты

1 — разломы с горизонтальной составляющей: а — выходящие на дневную поверхность, б — не выходящие на дневную поверхность (индексы вдоль линии разлома — этапы его развития, точка — перерыв в развитии разлома, тире справа — время предыдущего развития разлома не установлено, тире слева — время последующего развития разлома не установлено, двойное тире — непрерывное развитие разлома); 2 — сбросы: а — установленные, б — предполагаемые; 3 — надвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 4 — сдвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 5 — Восточно-Европейская платформа. Разломы (цифры на схеме): 1 — Жерлепеский, 2 — Тастыбулакский, 3 — Таласо-Ферганский, 4 — Приаральский, 5 — Поперечный (Тюратамский), 6 — Южно-Эмбенский (краевой), 7 — Главный Уральский, 8 — Северо-Устьюртский, 9 — Северо-Мангышлакско-Центральноустюртский, 10 — Туаркырский, 11 — Заунгузский, 12 — Хивинский, 13 — Амударьинский, 14 — Бухаро-Гиссарский, 15 — Репетекский, 16 — Копетдагский



Р и с. 39. Корреляционное исследование магнитных и гравитационных кривых в зоне горизонтального сдвига однородных блоков фундамента (обобщенная модель)

рис. 40, в, где целые системы аномалий магнитного поля смещаются относительно друг друга по разным направлениям, что дает основание предполагать в этом районе горизонтальные перемещения. Указанный тип магнитного поля характерен для Северо-Мангышлакской и Северо-Аральской систем разломов и в несколько ослабленной степени для Устюртской, Гуаркыр-Капанкырской и др.

Кроме непосредственного смещения коррелируемых магнитных и гравитационных аномалий по обе стороны от линии возможного сдвига, последний может предполагаться также по характерному расположению и определенному рисунку этих аномалий и отражать парагенез структур, возникающих при горизонтальных перемещениях. На возможный сдвиг могут указывать кулисно и прерывисто расположенные цепочки локальных магнитных и гравитационных аномалий, подвороты и дугообразные изгибы локальных аномалий, которые, вероятно, отражают разрывы, опережающие основную зону сдвига. Протяженные магнитные и гравитационные аномалии могут указывать на возможность отражения ими зон раздвигов.

Для горизонтальных движений надвигового типа, когда блоки земной коры наползают друга на друга, проблема использования геофизических данных еще более усложняется. Над ними создается сложное распределение аномальных геофизических полей, не коррелируемых с рельефом глубинных границ, — как бы наложение аномалий разной интенсивности друг на друга. Несоответствия геофизических полей форме и строению геологических объектов, как правило, объясняются влиянием петрографической неоднородности фундамента, его внутренней структурой, явлением послонной зональности петрофизических комплексов и многими другими, пока еще не поддающимися глубокому изучению (для закрытых территорий) факторами. Кроме того, помимо указанных факторов, геофизические поля могут вполне определенно отражать горизонтальные надвиги отдельных глыб разного возраста, формы и ориентировки. Сложная картина таких горизонтальных наплзаний создает не менее сложное распределение под ними аномальных геофизических полей, не коррелируемых с рельефом глубинных границ. К таким зонам можно отнести Каракумский свод, Ассаке-Ауданский прогиб, Чарджоуский и Марыйский выступы, Бузачинский выступ, и т.д.

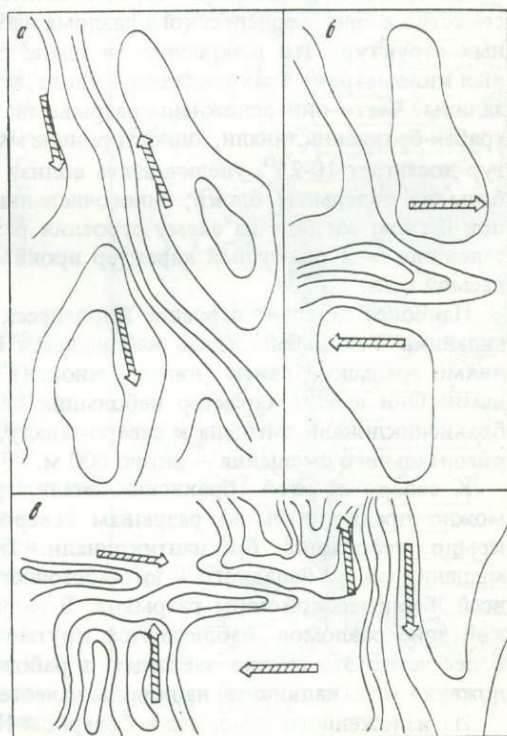
Аномалии магнитного и гравитационного полей в комплексе с материалами сейсморазведки КМПВ и ГСЗ должны быть использованы для интерпретации и тектонических построений в зонах разломов при выяснении возможных горизонтальных перемещений.

В Северном Приаралье довольно детально изучено строение Тастыбулакской и Жерлепесской зон разломов (Гарецкий, Кирюхин, 1970; Бронева и др., 1969; Кирюхин, 1971).

Тастыбулакская зона разломов осложняет восточное крыло

Рис. 40. Фрагменты схем гравитационного и магнитного полей для некоторых зон разломов Туранской плиты (стрелками указаны направления возможных горизонтальных перемещений)

а — Амударьинская; б — Хорезм-Мургабская меридиональная зона; в — Мангышлак-Устюртская зона (центральная часть)



Тасаранской мегантиклинали и протягивается на расстояние около 200 км от северных берегов Аральского моря до урочища Жаманшин. Детальное изучение этой зоны разломов в поле с применением аэрофотоснимков и бурения показало, что она состоит из системы разломов, часто кулисообразно подставляющих друг друга и являющихся преимущественно крутопадающими сбросами и ориентированными, как правило, в субмеридиональном направлении. В обнажениях урочища Жаманшин удастся видеть, что ряд разломов северо-восточного направления рассматриваемой зоны в палеозойских породах имеют значительную составляющую горизонтального перемещения.

В районе гор Тасарал в обнажениях наблюдается крутой надвиг, по которому палеогеновые породы тасаранской свиты в восточном направлении надвинуты на красноцветные породы турана.

Самые молодые разрывы Тастыбулакской зоны — разрывы северо-западного простирания, которые как бы разбивают эту зону разломов на отдельные секции. По характеру наблюдаемых на аэрофотоснимках взаимоотношений меридиональных и северо-западных разрывов можно предполагать, что последние имеют незначительную (первые километры) горизонтальную составляющую.

Западнее Тастыбулакской зоны расположена Жерлепеская зона разломов, протягивающаяся в субмеридиональном направлении от залива Тушибас северного берега Аральского моря на расстояние около 200 км. Эта зона разломов осложняет восточное крыло Куландинской мегантиклинали и представляет собой сложно построенную зону разрывных нарушений шириной от 1-3 до 7-8, реже 10-12 км, затрагивающих на поверхности отложения от аптских до нижнемиоценовых. Разрывные нарушения обычно кулисно подставляют друг друга (рис. 41), образуя чаще всего крутопадающие сбросы, реже взбросы, ориентированные в северо-западном, северо-восточном, меридиональном, а иногда и в субширотном направлениях. Протяженность отдельных разрывных нарушений колеблется от 1-2 до 10-15 км. Амплитуды вертикального смещения по сбросам и взбросам изменяются от первых метров до 150-300 м. Непосредственно в плоскости разломов местами развиты крутопадающие (до 60-85°) кластические дайки, сложенные желто-бурыми, реже светло-серыми ожелезненными крепкими песчаниками. Повсеместно в зоне Жерлепесского разлома наблюдается большое количество пликативных структур. Это небольшие (в плане от нескольких десятков метров до первых километров) брахискладки, купола, мульды, структурные носы и структурные заливы. Часто они осложнены разрывами, образующими горст-брахиантиклинали, грабен-брахисинклинали, односторонние мульды. Падение на крыльях этих структур достигает 10-25°, увеличиваясь вблизи разрывов до 60°. Нередко складки разбиты на отдельные блоки; многочисленны здесь также грабены и горсты. Даже при беглом взгляде на схему строения разлома ясно видны весьма различная интенсивность и различный характер проявления движений в разных частях описываемой зоны.

Наиболее детально строение Жерлепеской зоны разломов изучено в районе мегантиклиналя Уткильбай. Здесь наблюдается брахисинклиналь, выполненная отложениями аральской свиты (нижний миоцен) и почти по середине разорванная разрывами. Они имеют характер небольших сдвигов, по которым северная половина брахисинклинали смещена к северо-западу, а южная — к юго-востоку; величина горизонтального смещения — около 600 м.

К северу от этой брахисинклинали горизонтальное смещение порядка 1500 м можно предполагать по разрывам северо-западного направления, осложняющим крыло небольшой брахиантиклинали. Подобного рода горизонтальные перемещения северо-западного — юго-восточного направлений, очевидно, развиты вдоль всей Жерлепеской зоны разрывов. В ее пределах, так же как и в Тастыбулакской зоне разломов, наблюдаются крутые надвиги восточных направлений. Наиболее четко это можно наблюдать в районе Алагузской брахиантиклинали, где отложения мела надвинуты на породы палеогена.

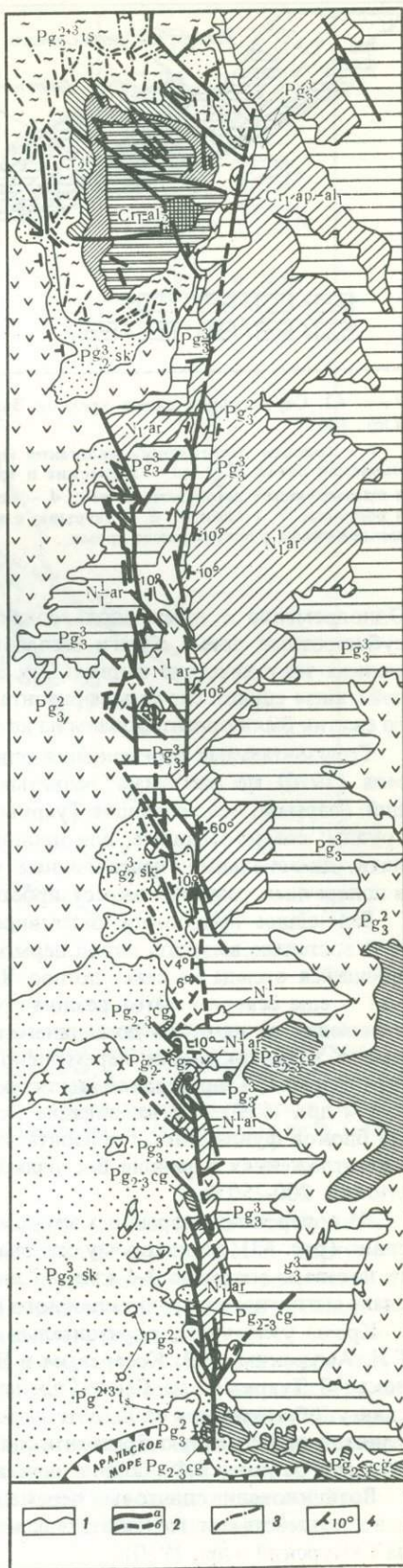
Из изложенного ясно, что в Северном Приаралье по разломам северо-западного направления почти повсеместно наблюдаются горизонтальные перемещения.

Р и с. 41. Схема Жерлепесской зоны разломов
 1 — геологические границы; 2 — разломы (а — достоверные, б — предполагаемые); 3 — нептунические дайки кварцитов; 4 — элементы залегания

Геологами (Огнев, 1939, 1959; Буртман, 1961) уже давно фиксировались значительные горизонтальные перемещения (до 200 км) среднепалеозойских отложений по Таласо-Ферганскому разлому. Этот разлом от предгорий хр. Большого Каратау по геолого-геофизическим данным уверенно прослежен до Нижне-Сырдарьинского поднятия и менее уверенно в Прииргизье. Здесь разломы северо-западного (каратауского) простирания были выделены при анализе геофизических полей Б.И. Комиссаровым (1963, 1968), который считал, что они возникли в позднем палеозое, так как рвут и сдвигают верхнепалеозойские интрузии гранитов. С данными разломами не связаны проявления магматизма, поэтому они сравнительно слабо отражаются в геофизических полях: им соответствуют сдвиги магнитного и изменения простираний гравитационного полей.

Горизонтальные перемещения уже давно предполагались и по Центральноустуртской и Северо-Мангышлакской зонам разломов. Так, Р.Г. Гарецкий и В.И. Шрайбман (1960) отмечали, что оси магнитных аномалий юго-юго-восточного простирания, расположенных к югу от этой зоны разломов, смещены на 10–20 км по отношению к соответствующим им осям магнитных аномалий, лежащих к северу от нее, т.е. здесь предполагался левосторонний сдвиг со смещением блоков относительно друг друга по крайней мере на 10–20 км.

Позже горизонтальные перемещения были установлены В.Г. Трифионовым, П.В. Флоренским и А.Е. Шлезингером (1965) при изучении строения верхнетриасовых структур Мангышлакского Каратау (рис. 42). Они отмечали, что в позднем триасе на территории хребтов Каратаушик, Западный и Восточный Каратау возникли крупные линейные складки северо-западного простирания, которые осложнились надвигами, простирающимися параллельно осям складок, субмеридиональным правым и субширотным левым сдвигами, а также сбросами и трещинами растяжения северо-восточного направления.



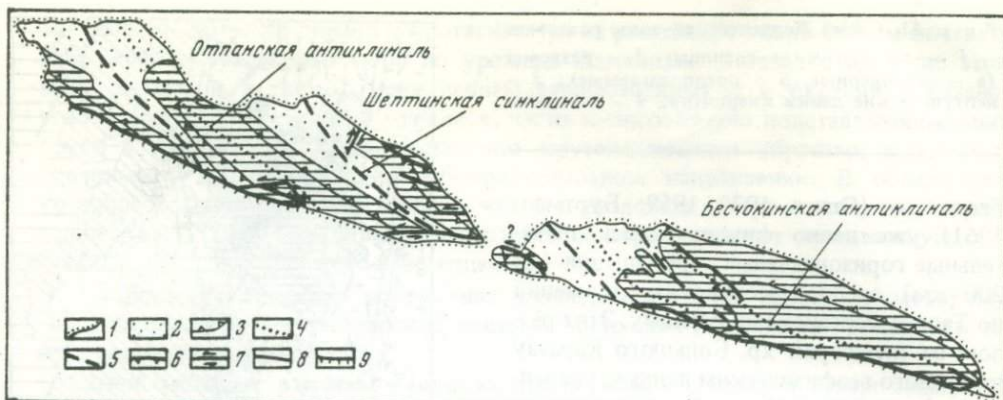


Рис. 42. Структурная схема хребтов Западного и Восточного Каратау (по В.Г. Трифонову и др., 1965)

1 — граница несогласного налегания юрских, меловых и четвертичных отложений; 2 — акмышская свита (T_3); 3 — пермские и триасовые отложения без акмышской свиты (P_2-T_2) и маркирующие горизонты в них; 4 — оси антиклиналей; 5 — оси синклиналей; 6 — надвиги и взбросы; 7 — сдвиги; 8 — разрывы с невыясненным характером смещения; 9 — разрывы, омоложенные в послееюрское время

Одновременно с ними вдоль современных южных подножий хребтов возникли субширотные левые сдвиги большой протяженности и сопутствующие им более мелкие тектонические формы. Эти структуры, по мнению авторов, возникли под действием единой системы горизонтальных напряжений, в которой оси наибольшего сжатия были ориентированы на юго-запад—северо-восток.

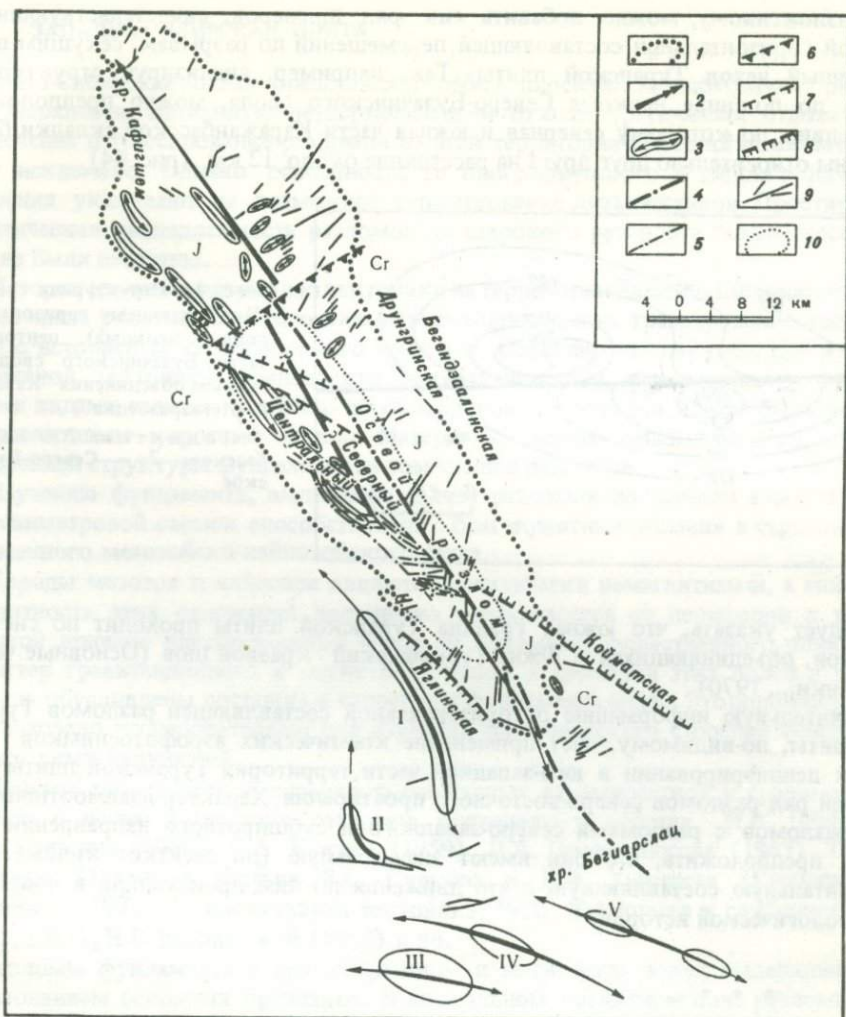
Горизонтальные перемещения описали Г.И. Амурский, Л.В. Косарев и В.Н. Семенов (1970) по разломам, развитым в пределах Туаркырской системы дислокаций. Разрывы, осложняющие Туаркырскую мегантиклиналь, подразделяются на три группы: северо-западные, или продольные, параллельные простиранию мегантиклинали, диагональные, направленные косо по отношению простирания структуры, и поперечные, развитые вкрест простирания (рис. 43).

Важнейшее продольное разрывное нарушение — Осевой разлом, расположенный восточнее выходов пород пермо-триаса в районе горы Кызыл-Кия и прослеживающийся отсюда на север до пос. Чагыл, а по данным геофизических исследований — еще севернее. Этот разлом представляет собой сбросо-сдвиг, пересекающий отложения от палеозоя до верхнего мела включительно. По нему северо-восточное крыло мегантиклинали перемещено в северо-западном направлении. Диагональные разрывы Туаркырской мегантиклинали в основном рассматриваются (Амурский и др., 1970) как оперяющие Осевой разлом и обусловленные сдвигом по нему блоков фундамента. Горизонтальные смещения по этим разрывам в среднеюрских отложениях в районе Восточный Аман-Булак, по данным В.С. Курбатова, достигают 200-250 м.

Из поперечных разрывных нарушений наиболее четко трассируется Чаирлинский сдвиг (рис. 43), по которому северная часть Туаркырской мегантиклинали сдвинута на северо-восток на 3-4 км; по линии этого разлома происходит и смещение в плане магнитного и гравитационного полей.

Кроме указанных, горизонтальные перемещения сдвигового типа установлены Г.И. Амурским, Л.В. Косаревым и В.Н. Семеновым (1970) к юго-востоку от дислокаций Туаркыра на Сакар-Гядынском валу, а также по Бейнеускому сбросо-сдвигу, обрывающимся на широте юго-восточного замыкания Туаркырской мегантиклинали одноименную брахиантиклиналь. Величину горизонтального перемещения по этому разлому В.Ф. Людвиг оценивает в 1 км.

Возникновение сдвиговых перемещений северо-восточного направления обусловлено воздействием горизонтальных напряжений со стороны Карабогазского свода (Амурский и др., 1970).



Р и с. 43. Тектоническая схема Туаркыра (по Г.И. Амурскому и др., 1970)

1 — контур Туаркырской мегантиклинали по подошве меловых отложений; 2 — ось Туаркырской мегантиклинали; 3 — наиболее крупные локальные антиклинальные структуры и их оси: I — Геокдеринская, II — Бейнеуская, III — Кельджинская, IV — Гокабеджинская, V — Кизилбурунская; 4 — осевой разлом; 5 — разломы пермо-триасового ядра мегантиклинали; 6 — Чаирлинский сдвиг (сбросо-сдвиг); 7 — разломы, ограничивающие Чагылский горст; 8 — крыльевые флексуры; 9 — мелкие разломы осадочного чехла; 10 — ядерная часть Туаркыра

Сдвиговую природу Карашор-Донгузсыртской зоны разломов (ей отвечает Карашорский и Репетекский разломы) отмечали А.Ф. Семенцов и М.М. Фартуков (1969). Авторы, анализируя геофизические поля этой зоны разломов и структурные карты по различным горизонтам платформенного чехла, пришли к выводу об общей левосдвиговой ее природе; величину горизонтального смещения они предположительно оценивают в несколько десятков километров. Горизонтальные смещения по этой зоне разломов имели место в палеозое, в поздней юре, в позднем мелу, в конце позднего эоцена и в начале акчагыла. По Карашор-Донгузсыртской зоне разломов, по мнению авторов, были смещены на расстояние около 50 км отдельные звенья Урало-Оманского линеамента. В.Г. Гарьковец (Тектоническая карта Узбекской ССР, 1967) в Южном Приаралье выделял крупный Урало-Тяньшаньский сдвиг северо-восточного простирания, величину горизонтального перемещения которого он оценивал в 150 км.

К изложенному можно добавить еще ряд примеров, свидетельствующих о крупной горизонтальной составляющей перемещений по разрывам, секущим платформенный чехол Туранской плиты. Так, например, анализируя структурную карту по подошве неокома Северо-Бузачинского свода, можно предположить здесь сдвиг, по которому северная и южная части Каражанбасской складки были смещены относительно друг друга на расстояние около 12 км (рис. 44).

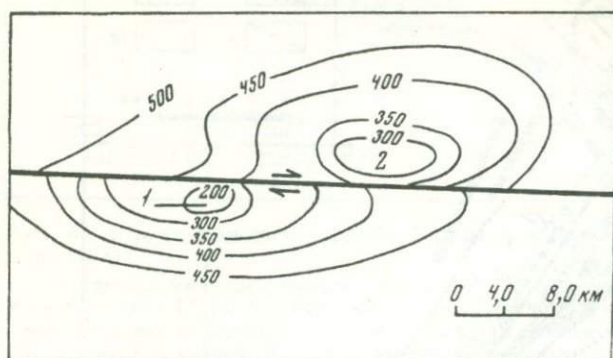


Рис. 44. Структурная схема по III отражающему горизонту (подошва неокома) центральной части Бузачинского свода (по данным объединения "Казахстаннефтегазразведка")

Поднятия: 1 - Каражанбасское; 2 - Северо-Бузачинское

Следует указать, что южная граница Туранской плиты проходит по системе надвигов, объединяющихся в Южно-Туркменский краевой шов (Основные черты тектоники..., 1970).

Значительную информацию о горизонтальной составляющей разломов Туранской плиты, по-видимому, даст применение космических аэрофотоснимков. Так, при их дешифрировании в юго-западной части территории Туранской плиты был выявлен ряд разломов северо-восточного простирания. Характер взаимоотношений этих разломов с разломами северо-западного и субширотного направлений позволяет предположить, что они имеют значительную (до десятков километров) горизонтальную составляющую и что движения по ним происходили в новейший этап геологической истории.

* * *

Изложенные материалы свидетельствуют о широком развитии горизонтальных движений на территории Туранской плиты. Наиболее интенсивно горизонтальные движения протекали в палеозойский геосинклинальный этап развития фундамента Туранской плиты.

Значительная активизация горизонтальных перемещений типа сдвига произошла, скорее всего, в триасовый период. Этот вывод совпадает с заключением В.С. Буртмана (1974) о характере развития деформаций палеозойских складчатых систем, в которых повсеместно устанавливаются в триасе существенные сдвиговые перемещения. Они знаменуют начало платформенного развития территории палеозойских складчатых систем. Однако горизонтальные движения меньшей амплитуды, по-видимому, имели место на всем протяжении платформенного этапа. Несомненно, что активизация горизонтальных движений по времени совпадала с общей активизацией тектонического режима Туранской плиты и ее обрамления. Поэтому четко фиксируются горизонтальные составляющие у Жерлепесского и Тастыбулакского разломов Северного Приаралья, наиболее активный этап развития которых приурочен к границе раннего и среднего миоцена. Горизонтальные движения по разломам имели место и в новейший этап геологической истории, о чем свидетельствуют результаты дешифрирования, а также данные В.Г. Трифонова (1971) о смещении современных отложений по Главному Копетдагскому разлому.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Западно-Сибирская плита представляет собой плоскую заболоченную равнину, с поверхности сложенную четвертичными и отчасти третичными отложениями. Выделение и трассирование разломов на этой территории по геологическим признакам исключено. Однако особенности ее орографического и гидрографического строения указывают на возможное существование дизъюнктивов. Простираение и генетическая принадлежность разломов до широкого разворота геофизических работ не были известны.

История изучения разрывной тектоники на территории Западно-Сибирской плиты, в том числе разломов с горизонтальным смещением и их трассирование, тесно связано с историей ее геофизического изучения. Особенно важная роль при изучении разрывной тектоники принадлежит гравитационному и магнитному методам. Этими видами съемок, особенно аэромагнитной, территория плиты была покрыта в сравнительно короткий период. Материалы съемок легли в основу изучения внутренней структуры фундамента, в том числе и разломов.

Изучению фундамента, выделению в нем разломов по данным аэромагнитной и гравиметровой съемок способствовали благоприятные условия в строении платформенного мезозойско-кайнозойского чехла.

Породы мезозоя и кайнозоя являются практически немагнитными, а мощность и плотность этих отложений постепенно увеличивается от периферии к центру. По этой причине платформенный чехол не оказывает существенного влияния на характер гравитационного и магнитного полей, а аномалии этих полей в первую очередь обусловлены составом и строением фундамента плиты. Это положение было использовано исследователями для изучения тектонического строения фундамента и разрывных нарушений.

Приемы геологической интерпретации данных аэромагнитной и гравиметровой съемок с целью выделения разломов приведены в работах И.В. Дербикова, М.П. Грищина (1960), П.А. Кукина (1959), Л.Я. Проводникова (1963), Т.Н. Симоненко (1956), в статьях В.С. Суркова и Д.Ф. Уманцева (Геологическое строение..., 1971; Дизъюнктивная тектоника, 1970; Тектоника и глубинное строение..., 1973), Н.В. Шаблинской (1965) и др.

Разломы фундамента в гравитационном и магнитном полях выделялись с использованием основных признаков. В аномальном магнитном поле разломы отражаются в форме:

- а) узких линейных полос положительных аномалий;
- б) цепочек положительных аномалий, протягивающихся на значительные расстояния;
- в) резкого изменения простираций аномальных зон;
- г) изменения общего характера поля ΔT_a .

В аномальном гравитационном поле разломы отражаются в форме:

- а) зон градиентов;
- б) узких положительных аномалий силы тяжести большой протяженности;
- в) резкого изменения простираций и торцовых сочленений разнородных аномалий;

- г) выдержанных полос аномалий, имеющих разную интенсивность;
- д) цепочек аномалий Δg протягивающихся на значительные расстояния, и т.д.

К упомянутым признакам в последующие годы, после построения детальных структурных карт по различным горизонтам чехла и поверхности доюрского фундамента, добавились и структурные признаки: флексурные перегибы и уступы на бортах структур по кровле фундамента и в платформенном чехле; в последнем уступы и даже разломы выделяются с использованием специальных методов обработки сейсмических материалов (Умперович и др., 1971).

В настоящий период определен комплекс геофизических и структурных признаков разломов фундамента, а также прогнозирование дизъюнктивных дислокаций в платформенном чехле. Ниже приведены основные из них.

I. Зоны повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести, полосы или цепочки положительных аномалий магнитного поля, расположенные на бортах структурных элементов кровли фундамента и в платформенном чехле.

II. Зоны повышенных градиентов Δg и ΔT_a (они, как правило, разделяют гравитационные и магнитные поля резко различного уровня, часто разного знака), приуроченные к бортам структурных элементов.

III. Узкие полосы или цепочки положительных и магнитных аномалий высокой интенсивности, совпадающие с прерывистыми зонами горизонтальных градиентов силы тяжести или в гравитационном поле вообще не отражающиеся. В рельефе поверхности фундамента и в платформенном чехле они приурочены к бортам структур.

IV. Узкие полосы или цепочки линейных положительных гравитационных и магнитных аномалий, расположенные над прогнутыми зонами фундамента и платформенного чехла.

V. Зоны интенсивных горизонтальных градиентов силы тяжести на бортах структурных элементов; в магнитном поле не находят отражения.

VI. Зоны горизонтальных градиентов магнитного поля или смены магнитного поля; в рельефе поверхности фундамента и гравитационном поле не отражаются.

VII. Узкие полосы или цепочки минимумов силы тяжести, совпадающие с горизонтальными градиентами ΔT_a или вообще не находящие отражения в магнитном поле; в рельефе поверхности фундамента им соответствуют прогибы.

VIII. Зоны градиентов Δg и согласное простирание изолиний ΔT_a , которые, в свою очередь, могут быть дискордантными к общему простиранию аномалий магнитного поля.

IX. Положительные аномалии гравитационного и магнитного полей (осложненные внутри линейными локальными аномалиями), совпадающие в плане с зонами поднятий.

X. Резкие смещения или сдвиги в конфигурации линейных гравитационных и магнитных аномалий при согласном их простирании в целом.

I и II группы рассмотренных признаков характеризуют глубинные разломы, разграничивающие складчатые системы разного возраста и структурно-формационные зоны, а также блоки более древних складчатостей, находящихся в пределах более молодых складчатых систем. Конкретная геологическая диагностика разломов по данным признакам возможна лишь при общей региональной тектонической ситуации и материалам глубинного бурения.

III группа признаков отражает разломы, представляющие собой гипербазитовые пояса, в которых ультраосновные породы сильно серпентинизированы.

IV группа признаков характеризует разломы, пространственное расположение которых не связано со складчатыми структурами. Это зоны растяжения земной коры и заполнения основными породами.

V группа признаков характеризует локальные разломы, лишенные магматических тел.

Разломы VI, VII и VIII групп признаков обычно имеют локальное значение и связаны с возникновением резкой неоднородности в вещественном составе смежных блоков в результате вертикальных движений большой амплитуды.

IX группа признаков характеризует разломы, насыщенные преимущественно ультраосновными породами или базальтами, не подвергшимися глубокой серпентинизации.

X группа признаков связана с разломами незначительной протяженности, по которым произошли горизонтальные подвижки.

Все приводимые геофизические признаки, кроме структурных, фиксируют только смену физических свойств пород крыльев разломов и не несут информации о их кинематике. Особенно это касается выделения разломов, по которым горизонтальная составляющая движений во много раз превосходила вертикальную.

Выделение разломов, по которым произошли горизонтальные движения, представляет наибольшую сложность и возможно только в процессе всесторонней

комплексной интерпретации, в результате которой установлены структурно-формационные зоны разного типа развития, определен возраст их формирования и характер пространственного взаиморасположения и тем самым создана возможность сравнения структур и их идентификации по обе стороны от разломов с учетом возможного возникновения новых типов структур в результате движений или разрушения имеющихся. При этом необходимо учитывать предполагаемый масштаб горизонтальных перемещений. Так, если для сдвигов амплитудой в десятки километров достаточно анализировать соотношение единичных структурно-формационных зон, то при сдвигах на сотни километров соответственно надо оперировать несколькими зонами или даже целыми системами.

Данная методологическая специфика установления горизонтальной составляющей движений по разломам путем анализа структур, разделенных разломами, вносит существенные ограничения в возможности изучения этих дизъюнктивов, ибо могут быть четко выделены только те разломы, формирование которых произошло после заключительного этапа геосинклинальной складчатости. Это обстоятельство имеет большое значение для территорий с относительно молодым возрастом складчатости, например позднепалеозойским, очень широко развитым в пределах Западно-Сибирской плиты. Естественно, что наиболее благоприятными для выяснения амплитуды горизонтальных движений являются разломы, секущие складчатые структуры под углом.

Установление типов разломов, в том числе тех, по которым произошли горизонтальные подвижки блоков, возможно только на основании анализа обширного геолого-геофизического материала по территории Западно-Сибирской плиты и ее обрамления.

Методологические принципы комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов с целью изучения складчатых областей и фундамента плит молодых платформ, а также принципы выделения структурно-формационных зон палеозойских складчатых систем обстоятельно рассмотрены в ряде работ (Геологическое строение фундамента..., 1971; Тектоника и глубинное строение..., 1973), и здесь мы на них не останавливаемся.

Анализ отражения разломов Уральской, Таймырской, Центрально-Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых областей в гравитационном и магнитном полях позволил наметить ряд основных генетических зон разломов, в том числе разломов, по которым произошли горизонтальные подвижки в фундаменте Западно-Сибирской плиты (рис. 45, см. вкладку).

В доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты развита Уральская и Центрально-Западно-Сибирская позднегерцинские складчатые системы. Они занимают центральную и западную части плиты. На востоке плиты в фундаменте развиты Кузнецко-Алатауская салаирская и Енисейская байкальская складчатые системы. На юге, в зоне сочленения с Казахстаном, расположены Центрально-Казахстанская каледонская и Демьяновско-Салымская раннегерцинская складчатые системы. Кроме того, в фундаменте выделяется ряд древних массивов: Уват-Хантымансийский, Барнаульский, Касский, Нядохский (Геологическое строение фундамента..., 1971).

Так как на большей части плиты развиты герцинские складчатые системы, то представляется возможным в первую очередь выделить разломы, по которым произошли горизонтальные движения в конце палеозоя — начале мезозоя. Более древние разломы данного типа на территории Западно-Сибирской плиты могут быть выделены только в районах раннепалеозойской и более древних складчатостей. Таким районом, в частности, является погруженная часть Кузнецко-Алатауской складчатой системы салаирид. Анализ тектонического строения открытой части Алтае-Саянской складчатой области позволяет выделить несколько крупнейших среднепалеозойских разломов-сдвигов, один из которых — Кузнецко-Алатауский — прослеживается на значительное расстояние в пределы плиты.

Взаимоотношение структур, контактирующих вдоль линии разлома в пределах Алтае-Саянской складчатой области, и возраст интрузивных комплексов в нем показывают, что это левостороний сдвиг, движения по которому произошли примерно в

позднесилурийскую эпоху и имели амплитуду не менее 200 км. Разлом прослеживается в пределах плит до широты р. Тым (Жеро и др., 1974). По существу этим и исчерпываются наши сведения о среднепалеозойских разломах, по которым произошли горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры на территории Западно-Сибирской плиты.

Конец палеозойской эры, как показывает анализ геологических данных территории Монголии, Алтае-Саянской складчатой области и Западно-Сибирской плиты, характеризовался интенсивными горизонтальными движениями.

В результате движения крупных блоков земной коры (Западный Саян, Тува, Сангиленское нагорье и Горный Алтай) в пределах западной части Алтае-Саянской области возникла целая серия зон крутых надвигов, именуемых в геологической литературе зонами смятия. Таковы сложно построенные Шатшалская, Северо-Восточная и Иртышская зоны смятия. Они развиты в целом наиболее полно в открытой части Алтае-Саянской складчатой области, простираясь на незначительное расстояние под чехлом в пределах Бийско-Барнаульской впадины. Еще западнее крупнейшим разломом, уходящим далеко в пределы Западно-Сибирской плиты и, несомненно, связанным генетически с позднепалеозойскими движениями блоков, является Чингизский, именуемый в пределах Западно-Сибирской плиты Павлодар-Купинским. На территории плиты, как региональный разлом, он впервые был выделен П.А. Кукиным в 1952 г. Впоследствии разлом фигурировал почти на всех тектонических схемах фундамента плиты. Однако в геологической литературе шло неоднократное обсуждение его тектонической позиции и соответственно природы (Дербиков, Гришин, 1960). С юго-востока с разломом соприкасаются структурные зоны герцинской Обь-Зайсанской складчатой зоны (Калбинская и Жарминская структурные зоны). К северо-западу от разлома уже в Обь-Иртышском междуречье выделяется складчатая система с четкими линейными структурными зонами, характеризующимися иной, чем Обь-Зайсанская зона, выраженностью в магнитном и гравитационном аномальном поле.

Таким образом, детальный анализ геологических и геофизических материалов показывает, что Павлодар-Купинский разлом рассекает вкрест простирания разные по содержанию, но имеющие примерно одинаковое простирание структурные зоны.

Проведенное глубокое бурение на многих площадях, расположенных в пределах Старосолдатско-Михайловской, Демьяновской и других зон Обь-Иртышского междуречья, со вскрытием поверхности доюрского фундамента, показало, что по комплексу слагающих поверхность фундамента образований данная территория имеет много общего с Чингиз-Тарбагатайской зоной Восточного Казахстана. Здесь так же, как и в открытой части, в строении структурных зон принимают участие разнообразные вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации, преимущественно среднего и основного состава, и только в единичных пунктах были встречены вулканы кислого состава. Степень измененности пород, а также абсолютно-возрастные исследования некоторых гранитоидов свидетельствуют о среднепалеозойском возрасте формирования складчатых зон.

По простиранию Чингиз-Тарбагатайская и Демьяновско-Салымская складчатые зоны расположены как бы на продолжении друг друга и имеют северо-западное простирание, но в результате правостороннего сдвига вдоль Павлодар-Купинского разлома разобщены более чем на 250 км.

По-видимому, кроме сдвига юго-восточное крыло имело и общие надвиговые движения в северо-западном направлении. Это подтверждается характером разломов в пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны, где Чингизский и другие основные глубинные разломы имеют надвиговой характер с крутым падением плоскостей разломов на восток, а также приуроченностью наиболее древних метаморфических пород (предположительно протерозойских) именно к приразломной части юго-восточного крыла Павлодар-Купинского разлома. Это наблюдается как в открытой части, так и подтверждается данными бурения на Ипатовской площади. В пределах плиты разлом прослеживается на 750 км. Северо-восточная его ветвь постепенно затухает в районе верховий р. Оми и не проявляется сколько-нибудь значи-

тельно в гравитационном и магнитном аномальных полях. Горизонтальные движения по Павлодар-Купинскому разлому произошли после формирования структурных зон Чингиз-Тарбагатайской складчатой зоны и ее продолжения в пределах Западно-Сибирской плиты. Учитывая, что Павлодар-Купинский разлом срезает структурно-формационные зоны Обь-Зайсанской зоны, складчатость в которой произошла в позднем карбоне — ранней перми, время возникновения сдвига не может быть древнее перми. Горизонтальные движения крупных блоков земной коры вызвали, по-видимому, ряд более мелких сдвиговых деформаций, подчас противоположного общему направлению знака. Например, в пределах Салаирского кряжа и южной части Западно-Сибирской плиты (Барнаульский массив) фиксируется перемещение блоков в северо-восточном направлении.

Фундамент Бийско-Барнаульской впадины на большей своей части представлен структурой Барнаульского массива, байкальские складчатые структуры которого, по-видимому, были в значительной степени переработаны более поздними движениями. Барнаульский массив разбит на три блока субширотными разломами-сдвигами, причем движения по разломам всех блоков происходили дифференцированно в восточном направлении, что создало серию надвигов на Салаирском кряже и соответственно привело к смятию в линейные складки осадочных образований западной окраины Кузнецкого прогиба. Время подвигков по этим разломам и образование надвигов на Салаире и в Кузнецком прогибе, судя по геологическим данным, — позднепермское.

Пространственная взаимосвязь структурно-формационных зон Демьяновско-Салымской раннегерцинской складчатой системы и Уват-Хантымансийского массива позволяет предполагать существование на их стыке разломов-сдвигов и динамически с ними связанных зон надвигов (см, рис. 45). Здесь по серии разломов происходит "срезание" зон Демьяновско-Салымской складчатой системы. В районе почти не производилось бурение, и поэтому многие положения геологической интерпретации геофизических материалов требуют уточнения и подтверждения. В отношении времени проявления горизонтальных перемещений по данным разломам также нельзя пока высказать однозначных суждений. Возможно, как и Павлодар-Купинский, они имеют позднепалеозойский возраст, однако не исключено проявление более интенсивных познетриасовых движений.

Триасовый период характеризуется проявлением принципиально отличного типа разломов, развитого наиболее полно в центральной и северной частях Западно-Сибирской плиты. Специфичность триасовых разломов заключалась в том, что большинство из них были раздвигами разной степени проявления — от грабен-рифтов в 50—70 км шириной до даек в несколько сотен метров и меньше. Естественно, что наиболее полно охарактеризованы только крупнейшие грабен-рифты, сосредоточенные в наиболее прогнутой части Западно-Сибирской плиты.

Главная (стержневая) структура — Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, протягивающийся почти в меридиональном направлении через всю Западно-Сибирскую плиту от Омска до Карского моря на расстоянии 1800 км. Эта зона впервые была выделена И.В. Дербиковым в 1958 г. под названием Омского разлома. Уже тогда он отметил, что этот разлом сечет складчатые структуры Обь-Иртышского междуречья и уходит в Приполярную часть плиты, т.е. является "сквозным". Однако, несмотря на явно наложенный характер разлома, И.В. Дербиков предполагал, что он древнего заложения и на большей части является разломом, разграничивающим более древние структуры на западе от герцинских, расположенных восточнее разлома. Аналогичная трактовка тектонической позиции данного разлома нашла свое отражение на многих тектонических схемах фундамента Западно-Сибирской плиты.

Сравнивая характер проявления Омского разлома в гравитационном и магнитном полях с аналогичными материалами по рифтовой зоне Красного моря, приводимыми Р.У. Гердлером, Н.В. Шаблинская (1965) указывает на большое сходство этих структур по типу отражения в потенциальных полях и высказывает мнение о возможно раздвиговой природе Омского разлома. В 1967 г. было пока-

зано, что этот разлом не является краевым швом и на большей части сечет структурные зоны позднепалеозойской Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы, подстилающей на всей центральной части плиты мезозойско-кайнозойский чехол (Геологическое строение фундамента... 1971).

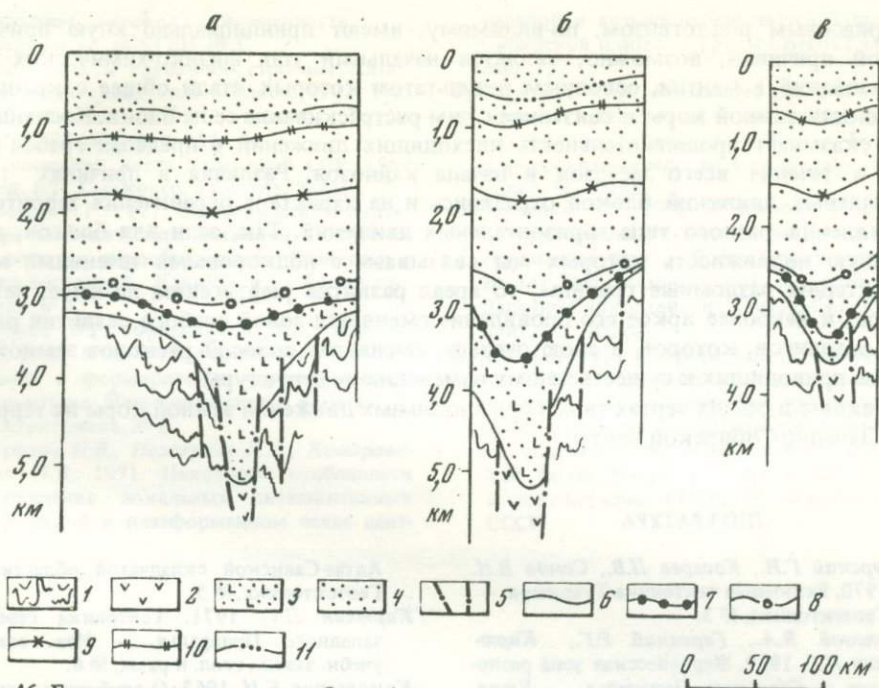
Данные многочисленных скважин, вскрывших палеозойские образования, убедительно показывают, что структурные зоны, расположенные западнее и восточнее Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта (Омского разлома И.В. Дербикова), сложены однотипными комплексами пород, характерными для палеозойских складчатых систем. В остаточном гравитационном поле, после исключения влияния осадочного чехла и влияния на рельеф поверхности Мохоровичича, грабен-рифты отражаются интенсивными положительными аномалиями Δg . Положительная магнитная характеристика этих зон и отражение их в рельефе поверхности фундамента глубокими прогибами указывают на то, что рифты на всю мощность коры заполнены базальтами и представляют собой, по существу, трещины в земной коре. Грабен-рифты в зависимости от типа пересекаемых ими складчатых структурно-формационных зон характеризуются своими особенностями строения. Если грабен-рифты пересекают антиклинорные зоны складчатых систем, то они резко сокращаются в ширине и, как правило, здесь меньше интрузивных тел основного состава, участки же пересечения грабен-рифтами синклинорных зон характеризуются резким расширением, наибольшей глубиной, обилием основных тел. Мощность чехла в таких местах увеличивается на 1-1,5 км.

Перечисленные закономерности характерны для всех грабен-рифтов, но особенно ярко они проявляются в пределах Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта (рис. 46). Рифтогенез, по-видимому, привел к активному проявлению базальтоидного вулканизма, относящегося к триасовому периоду. Реликты былого широкого развития триасовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований зафиксированы во многих отрицательных структурных зонах фундамента, они широко известны в Кузнецком прогибе и многочисленных грабенах Зауралья и Центрального Казахстана.

Кроме крупнейших Колтогорско-Уренгойского и Худосейско-Малохетского грабен-рифтов, возникла серия более мелких: Усть-Тымский, Аганский, Минчимкинский, Чузикский, а также большое количество еще более мелких разломов-раздвигов. Они скорее являются апофизами Колтогорско-Уренгойского. Все они, в том числе и более мелкие разломы-раздвижки, характеризуются развитием над ними в платформенном чехле прогибов, в одних случаях широких и сложно построенных в других — более узких и меньшей амплитуды. Грабен-рифты и разломы-раздвижки в поле силы тяжести и магнитном поле отражаются аномалиями повышенной интенсивности.

Среди разломов-раздвигов северо-восточного простирания, по-видимому, имелись и такие, которые привели к относительно незначительным (десятки километров) горизонтальным сдвигам, что очень четко наблюдается при анализе взаимоотношений этих разломов с линейной структурой Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, которая в ряде мест срезается и сдвигается примерно на половину своей ширины (порядка 25 км).

Имеющиеся в настоящее время сведения о разломах, по которым произошли горизонтальные движения в пределах Западно-Сибирской плиты, позволяют наметить крупные блоки земной коры, характеризующиеся специфическими чертами латеральной подвижности. Для позднепалеозойской истории развития региона наиболее тектонически активным блоком земной коры, испытавшим наибольшее горизонтальное перемещение, был Алтае-Саянский (см. рис. 45). Его подвижки в западном направлении вызвали многочисленные внутренние перемещения блоков, имеющих меньшие размеры и характеризующихся различной между собой "жесткостью". Северная часть Казахстанско-Западносибирского блока, образующая фундамент юга Западно-Сибирской плиты, характеризуется относительной устойчивостью, и если в южных районах этого большого блока (Центральный Казахстан) выделяется много разломов с горизонтальным перемещением крыльев, то в направлении Западно-Сибирской плиты их количество резко сокращается, и, вероятно, северная часть



Р и с. 46. Геологические разрезы грабен-рифтов

а – Аганский; *б* – Колтогорско-Уренгойский; *в* – Усть-Тымский. 1 – складчатые комплексы палеозоя; 2 – базальтоиды; 3 – эффузивно-осадочные и осадочные образования триаса; 4 – осадочные образования мезозойско-кайнозойского чехла; 5 – разломы; 6 – кровля складчатого фундамента; 7 – подошва платформенных мезозойско-кайнозойских отложений; 8 – подошва баженовской свиты (отражающий горизонт II^а); 9 – алымская свита и ее аналоги (нижний апт; отражающий горизонт III^а); 10 – покурская свита и ее аналоги (по кровле сеномана; отражающий горизонт IV); 11 – кровля ганькинской свиты (верхний мел)

блока в позднем палеозое была более монолитной. Казахстанско-Западно-Сибирский блок, по нашим представлениям, в позднем палеозое в целом, по-видимому, испытывал давление со стороны Алтае-Саянского блока и в значительной мере оказывал давление на Уральский блок.

Уральский блок, в состав которого на востоке входит крупный Уват-Хантымансийский срединный массив, в позднем палеозое, вероятно, имел также тенденцию к горизонтальному движению в западном направлении. Это движение, предположительно связано не только с давлением, оказываемом на него со стороны Казахстанско-Западно-сибирского блока, но и со складчатостью и общей инверсией Уральской геосинклинали, в результате которой западный борт Уральской складчатой системы по серии надвигов смещен на Восточно-Европейскую платформу.

Для триасового рифтогенеза выделить крупные движения блоков земной коры затруднительно. Можно только наметить ареал проявления движений растяжения земной коры (см. рис. 45). В пределах же ареала рифтогенеза земная кора разбита на серию относительно мелких блоков, причем межрифтовые блоки, как правило, имели тенденцию к воздыманию, тогда как более узкие, в сравнении с ними, зоны грабен-рифтов имели тенденцию к устойчивому опусканию. Межрифтовые зоны, испытавшие интенсивное воздымание, характеризуются резко увеличенной мощностью земной коры за счет базальтового слоя, несогласным залеганием поверхностей Мохоровичича и Конрада. Наиболее характерный межрифтовый блок заключен между Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским грабен-рифтами.

Горизонтальные движения земной коры конца палеозоя, судя по их морфологическому проявлению в верхних горизонтах земной коры и кинематике разломов, вероятно, были обусловлены потоками вещества мантии. Относительно же незначительные по амплитуде горизонтальные движения земной коры, связанные

с триасовым рифтогензом, по-видимому, имеют принципиально иную причину. Такой причиной, возможно, является начальный этап физико-химических преобразований в мантии, основным результатом которых стали общее сокращение мощности земной коры и связанное с ним растрескивание ее на блоки. Косвенно на это указывает продолжительность нисходящих движений в пределах грабен-рифтов в течение всего мезозоя и начала кайнозоя. Различия в причинах горизонтальных движений блоков отразились и на характере ограничения территорий проявления разного типа горизонтальных движений. Так, если для блоков, латеральную подвижность которых мы связываем с подкоровыми течениями масс, характерны разломные границы, то ареал развития рифтогенеза не имеет четких границ и наиболее яркое его проявление сменяется зоной слабого развития разломов-раздвигов, которое, в свою очередь, сменяется полосой расколов земной коры, не приводящих к существенному изменению ее структуры.

Таковы в общих чертах типы горизонтальных движений земной коры на территории Западно-Сибирской плиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г.И., Косарев Л.В., Семов В.Н. 1970. Разломная тектоника Туаркыра. — Геотектоника, № 3.
- Броневои В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. 1969. Жерлепеская зона разломов в Северном Приаралье. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, № 2.
- + Буртман В.С. 1961. О Таласо-Ферганском сдвиге. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Буртман В.С. 1974. Типы дислокаций палеозойских складчатых систем. — Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Гарецкий Р.Г. 1962. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. — Труды ГИН АН СССР, вып. 60.
- ✓ Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. 1970. Тектоника периферии Мугоджар. — В кн.: Геология СССР, т. 21. (Западный Казахстан), ч. 1. М., "Недра".
- Гарецкий Р.Г., Шрайбман В.И. 1960. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). — Труды ГИН АН СССР, вып. 44.
- + Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. 1971. Ред. Э.Э. Фотиади, В.С. Суркова. — Труды СНИИГ-ГиМС, вып. 76.
- Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80. 1963. Авт.: Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.
- + Дербииков И.В., Гришин М.П. 1960. Тектоника фундамента и ее горного (палеозойского) обрамления на территории Оль-Иртышского междуречья и прилегающих районов. — Труды СНИИГ-ГиМС, вып. 11.
- Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты. 1970. Ред. Ф.Г. Гурари. — Труды СНИИГГиМС, вып. 97.
- Жеро О.Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С. 1974. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры —
- Алтае-Саянской складчатой области. — Геотектоника, № 5.
- ✓ Кирюхин Л.Г. 1971. Тектоника северо-западного Приаралья. — Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 6.
- Комиссаров Б.И. 1963. О глубинном строении юго-западной части Тургайского прогиба. — В кн.: Аэромагнитная съемка в геологии. М., Госгеолтехиздат.
- Комиссаров Б.И. 1968. Тектоническое строение домезозойского фундамента юго-западной части Тургайского прогиба по геофизическим данным. — Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.
- Куки П.А. 1959. Аэромагнитные съемки Сибири и их использование для геологических целей. — Труды Лабор. аэрометодов АН СССР, 8.
- Огнев В.Н. 1939. Таласо-Ферганский разлом. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Огнев В.Н. 1959. Основные структурно-фашиальные зоны Средней Азии. — В кн.: Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- + Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1970, № 6. Авт.: Вальбе С.П., Смирнов Л.Н., Птушкин Э.И., Алланов А.
- Проводников Л.Я. 1963. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). Краткая объяснительная записка. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Семенов А.Ф., Фаруков М.М. 1969. О сдвиговой природе Карашор-Донгузсыртской зоны разлома в Туркмении. — Геотектоника, № 6.
- Симошенко Т.Н. 1956. Использование результатов аэромагнитной съемки для выяснения структуры поверхности фундамента

Западно-Сибирской низменности.

Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3.

Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. 1973. Ред. Э.Э. Фотиади, В.С. Суркова. — Труды СНИИГ-ГиМС, вып. 152.

+ Тектоническая карта Узбекской ССР. 1967.

Ред. В.Г. Гарьковец. Ташкент "ФАН".

+ Трифонов В.Г. 1971. Об импульсном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования (Копетдаг и Юго-Восточный Кавказ). — Геотектоника, № 4.

Трифонов В.Г., Флоренский П.В., Шлезингер А.Е. 1965. Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау. — Геотектоника, № 2.

Умперович Н.В., Пехтерева И.А., Комаровская Н.В. 1971. Некоторые особенности проявления локальных дизъюнктивных нарушений в платформенном чехле цент-

ральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской плиты. — Труды СНИИГГиМС, вып. 132.

Фуллер М.Д. 1966. Отражение разломов широтного простирания в магнитных съемках некоторых районов США. — В кн.: Аэромагнитные методы в геофизике. Пер. с англ. М., "Мир".

Шаблинская Н.В. 1965. К вопросу о природе крупнейших глубинных разломов эпигерцинских плит. — В кн.: Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., "Недра".

Яншин А.Л. 1951. Взгляды А.Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. — В кн.: Памяти академика А.Д. Архангельского. Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М., Изд-во АН СССР.

(4) (4)

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (А.И. Суворов)	5
Глава I. ВОПРОСЫ ТЕОРИИ	5
Глубинные разломы и мобилизм (А.В. Пейве)	—
Горизонтальные движения и формирование континентальной земной коры (А.И. Суворов)	9
Некоторые общие закономерности формирования покровных структур (С.В. Руженцев)	19
Основные типы покровов	20
Механизм формирования	21
Шарьяжи и "новая глобальная тектоника"	24
Покровы и сопровождающие их явления тектонической переработки пород (М.Г. Леонов)	27
Литература	44
Глава II. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПЛАТФОРМЫ	48
Восточно-Европейская платформа (Р.Н. Валеев)	—
Методы изучения разломов	50
Системы разломов протогеосинклинального этапа развития	52
Системы разломов раннеплатформенного этапа развития	56
Системы разломов позднеплатформенного этапа развития	64
Фундамент Восточно-Европейской платформы (Р.А. Гафаров)	67
Основные черты внутреннего строения фундамента	68
Типы разломов с горизонтальным перемещением крыльев	70
Некоторые общие особенности строения и развития систем разломов с горизонтальным перемещением крыльев	74
Балтийский щит (А.И. Петров)	77
Украинский щит и смежные районы (И.И. Чебаненко)	90
Волго-Уральская антеклиза (В.А. Лобов, И.Х. Кавеев)	—
Сибирская платформа (А.А. Межвицк)	100
Обоснование генетической классификации разломов	102
Характеристика наиболее крупных разломов	109
Литература	118
Глава III. ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЛИТЫ	124
Туранская плита (Р.Г. Гарецкий, Б.М. Гейман, Л.Г. Кирюхин)	—
Западно-Сибирская плита (В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Л.В. Смирнов)	133
Литература	141

CONTENTS

INTRODUCTION (<i>A.I. Suvorov</i>)	3
Chapter I. ON THE THEORY	5
Deep faults and mobilism (<i>A.I. Peive</i>)	—
Horizontal movements and formation of the Earth's continental crust (<i>A.I. Suvorov</i>)	9
Some general regularities of nappes (<i>S.V. Ruzhenisev</i>)	19
The main types of nappes	20
Mechanism of formation	21
Nappes and "new global tectonics"	24
Overthrusts and accompanying phenomena of tectonic reworking of rocks (<i>M.G. Leonov</i>)	27
Bibliography	44
Chapter II. PRECAMBRIAN PLATFORMS	48
East-European platform (<i>R.N. Valcev</i>)	—
Methods of studying faults	50
Fault systems of the protogeosynclinal stage of development	52
Fault systems of the early platform stage of development	56
Fault systems of the late platform stage of development	64
The base of the East-European platform (<i>R.A. Gafarov</i>)	67
The main features of the inner structure	68
Types of faults with horizontal displacement of limbs	70
Some general peculiarities of structure and development of fault systems with horizontal displacement of limbs	74
Baltic shield (<i>A.I. Petrov</i>)	77
Ukrainian shield and adjacent areas (<i>I.I. Chebanenko</i>)	90
Volgo-Uralian antecline (<i>V.A. Lobov, I.Kh. Kaveev</i>)	97
Siberian platform (<i>A.A. Mezhvilk</i>)	100
Substantiation of the genetic classification of faults	102
Characteristics of the largest faults	109
Bibliography	118
Chapter III. EPI-PALEOZOIC PLATES	124
Turanian plate (<i>R.G. Garetsky, B.M. Geiman, L.G. Kiryukhin</i>)	124
West-Siberian plate (<i>V.S. Surkov, O.G. Zhero, L.V. Smirnov</i>)	133
Bibliography	141

**РАЗЛОМЫ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ
ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР**

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом*

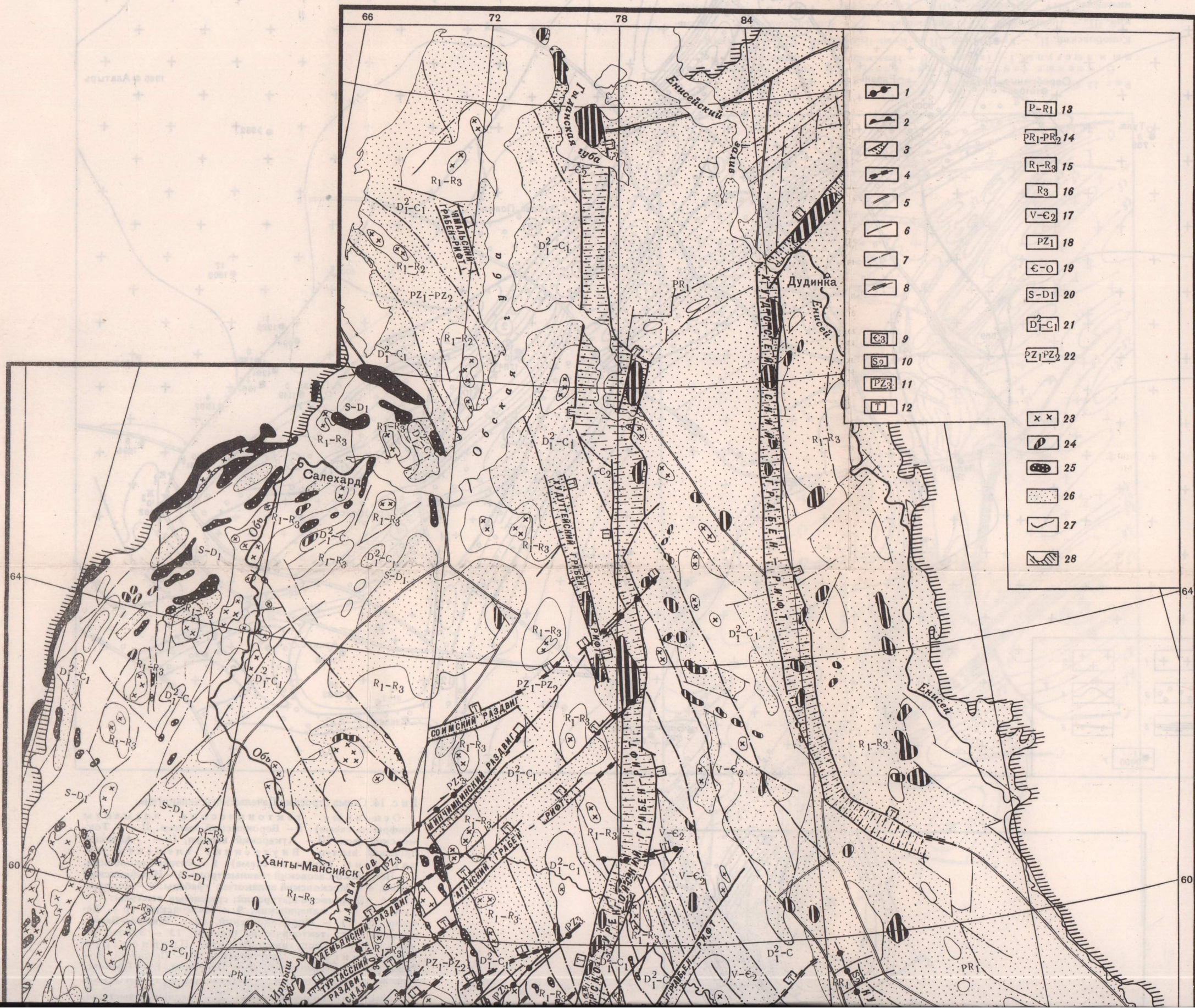
Редактор издательства *Л.В. Миракова*
Художник *Ю.А. Ноздрин*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технический редактор *Г.В. Лазарева*

Подписано к печати 31/III-77 г. Т - 03394
Усл.печ.л. 12,6 + 1,4 вкл. Уч.-изд.л. 16,7
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1300 экз. Тип.зак. 1789. Цена 1р. 67 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". 103717 ГСП.
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034. Ленинград, В-34, 9-я линия. 12

66 72 78 84



- 1 [Symbol]
- 2 [Symbol]
- 3 [Symbol]
- 4 [Symbol]
- 5 [Symbol]
- 6 [Symbol]
- 7 [Symbol]
- 8 [Symbol]
- 9 [Symbol]
- 10 [Symbol]
- 11 [Symbol]
- 12 [Symbol]

- P-R₁ 13
- PR₁-PR₂ 14
- R₁-R₃ 15
- R₃ 16
- V-Є₂ 17
- PZ₁ 18
- Є-O 19
- S-D₁ 20
- D₁²-C₁ 21
- PZ₁PZ₂ 22
- x x 23
- [Symbol] 24
- [Symbol] 25
- [Symbol] 26
- [Symbol] 27
- [Symbol] 28

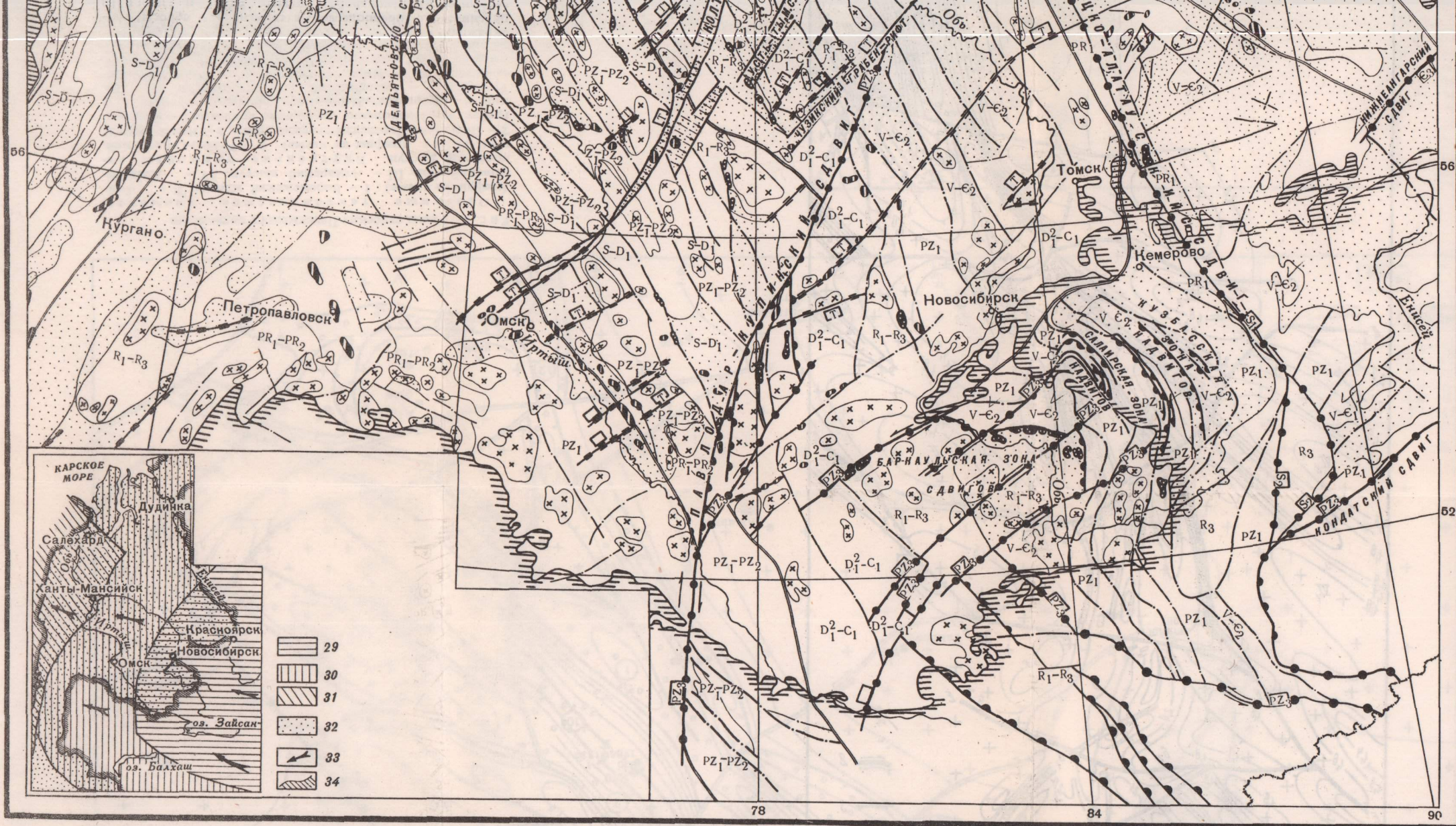


Рис. 45. Карта основных разломов доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. Составили О.Г. Жеро, Г.М. Зайцева, Л.В. Смирнов, В.Г. Сурков, Д.Ф. Уманцев, 1975 г.

Разломы: 1 – с горизонтальным смещением, 2 – надвиги, 3 – грабен-рифты, 4 – раздвиги, 5 – разломы, разграничивающие складчатые системы, 6 – разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны, 7 – прочие разломы; 8 – направление горизонтальных смещений; время горизонтальных движений: 9 – поздний кембрий, 10 – поздний силур, 11 – поздний палеозой, 12 – триас; складчатые комплексы: 13 – нижнепротерозойские, 14 – ниже-средне-

протерозойские; 15 – нижневерхнерифейские, 16 – верхнерифейские, 17 – венд-среднекембрийские, 18 – нижнепалеозойские, 19 – кембрийско-ордовикские, 20 – силурийско-нижнедевонские, 21 – нижнедевонско-нижнекаменноугольные, 22 – ниже- и среднепалеозойские; интрузии: 23 – гранитоиды, 24 – базиты, 25 – гипербазиты, 26 – осадочные комплексы палеозоя и раннего мезозоя, 27 – геологические границы, 28 – граница распространения мезозойско-кайнозойского чехла; основные блоки в конце палеозоя: 29 – Алтай-Саянский; 30 – Казахстанско-Западно-Сибирский, 31 – Уральский; 32 – платформенный чехол, 33 – направления тангенциальных напряжений, 34 – граница обрамления Западно-Сибирской плиты



1991

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | | | |
| | | | |
| | | | |
| | | | |
| | | | |
| | | | |
| | | | |

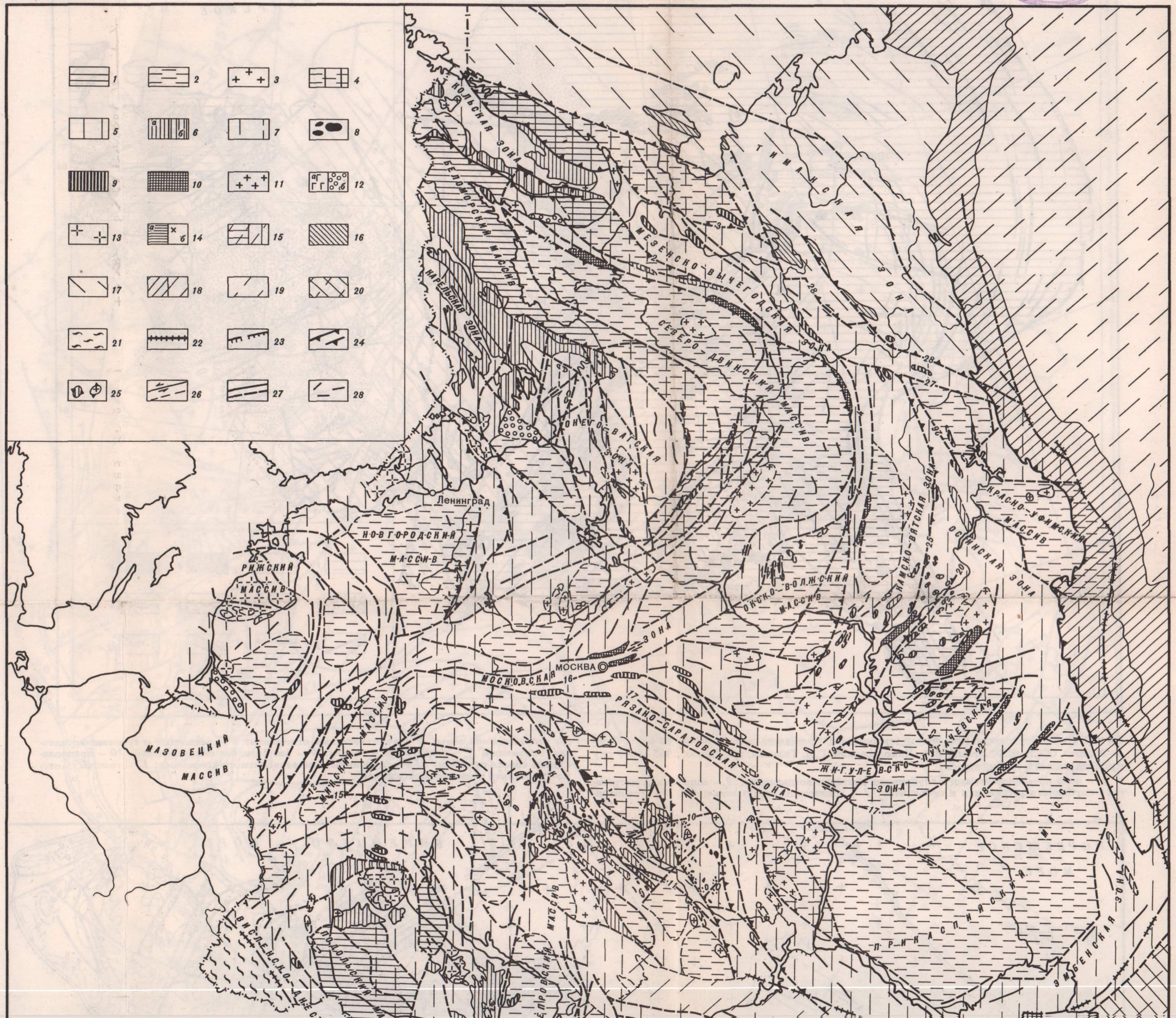
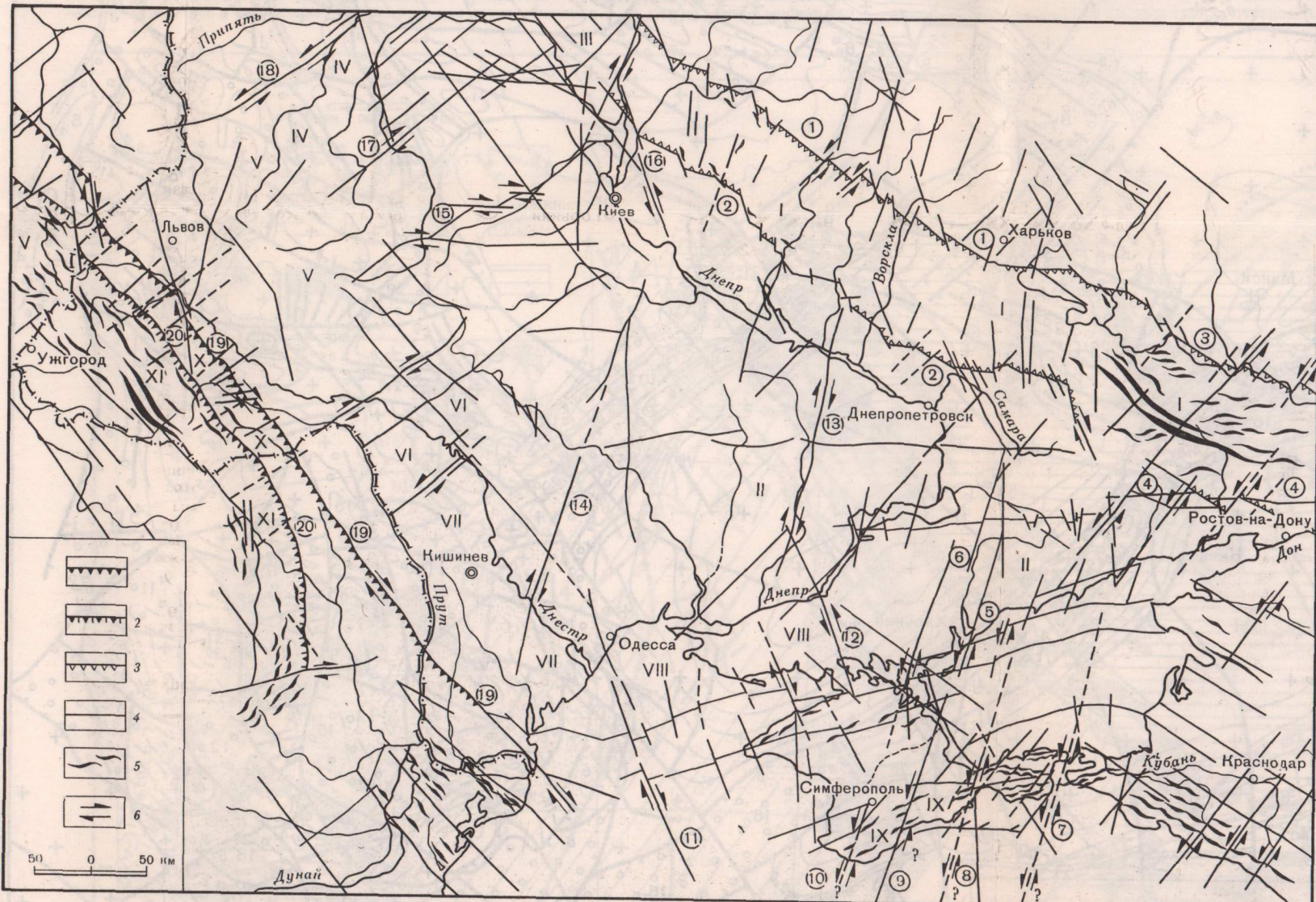


Рис. 19. Схема внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы (составил Р.А. Гафаров)

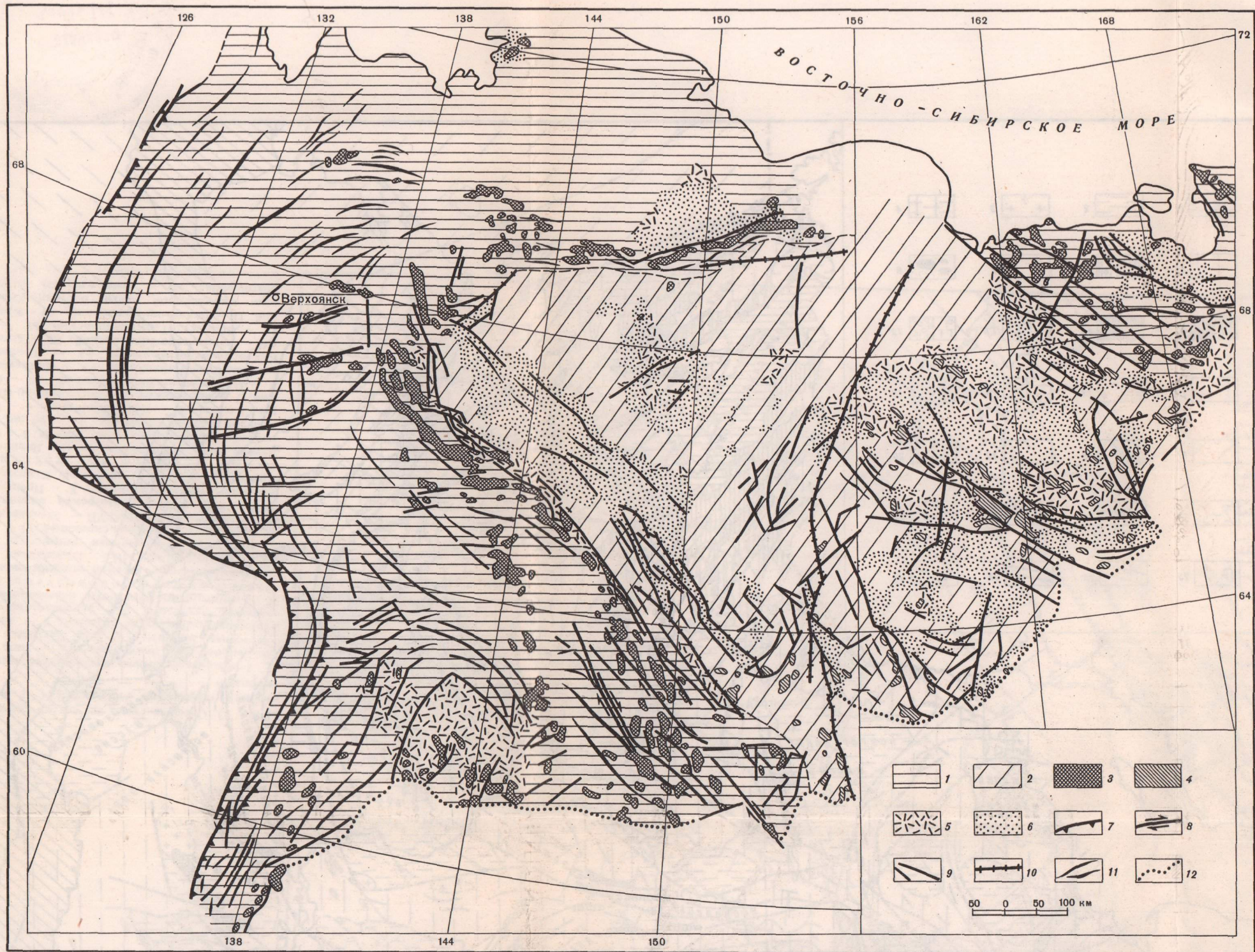
Массивы: 1 – архейские гранито-гнейсовые массивы в пределах щитов, 2 – архейские массивы под платформенным чехлом; 3 – гранитоиды ар. я. Нижне- и среднепротерозойские складчатые области: 4 – архейские массивы, переработанные ниже-, среднепротерозойскими складчатостями; 5 – ниже- и среднепротерозойские складчатые системы (свекофенно-карелиды) в пределах щитов; 6 – карелиды восточной части Балтийского щита: а – ранние карелиды, б – поздние карелиды; 7 – ниже- и среднепротерозойские складчатые системы под платформенным чехлом; 8 – гипербазиты (перидотиты, пироксениты, серпентиниты); 9 – базиты (габбро-амфиболиты, основные кристалосланцы); 10 – габбро-анортозиты и анортозиты; 11 – ранне- и среднепротерозойские гранитоиды; 12 – готский комплекс: магматические комплексы (а), эффузивно-осадочные образования (б); 13 – готские гранитоиды, граниты типа рапакиви и др.; 14 – дальсландский комплекс: осадочно-вулканогенные образования юго-западной части Балтийского щита (а), дальсландские гранитоиды (б); 15 – додальсландские массивы, подвергшиеся среднепротерозойской гранитизации.



Области байкальской складчатости: 16 – рифейский складчатый фундамент, выступающий на поверхность, 17 – байкалиды под платформенным чехлом. Области палеозойской складчатости: 18 – каледониды Скандинавии (а), варисциды Урала (б), 19 – палеозойские нерасчлененные, 20 – древние массивы (байкальского и неуставленного возраста), переработанные палеозойскими складчатостями под платформенным чехлом. Области альпийской складчатости: 21 – нерасчлененные альпийские складчатые комплексы. Типы глубинных разломов: 22 – краевые швы, ограничивающие платформу, 23 – глубинные сбросы, 24 – глубинные надвиги, 25 – тектонические покровы и "окна", 26 – глубинные сдвиги, 27 – разломы неуставленного типа; 28 – оси магнитных аномалий. Разломы Русской плиты: 1 – Кандалакский, 2 – Кулой-Пинежский, 3 – Сафоновский, 4 – Коношский, 5 – Сухонский, 6 – Олонечно-Рыбинский, 7 – Ладожско-Крестцовский, 8 – Южно-Шведский, 9 – Криворожско-Кременчугский, 10 – Лыгоско-Олымский, 11 – Верхне-Сеймский, 12 – Лосевско-Мамоновский, 13 – Минский, 14 – Минско-Могилевский, 15 – Старобинский, 16 – Московский, 17 – Пачелмский, 18 – Оренбургский, 19 – Жигулевский, 20 – Прикамский, 21 – Туймазинский, 22 – Шарлыкский, 23 – Вятский, 24 – Вятско-Сысольский, 25 – Удмуртский, 26 – Кудымкарский, 27 – Кельтма-Косинский, 28 – Предтимаанский

Рис. 23. Сводная схема элементов сдвиговой тектоники территории Украинской ССР и соседних областей

1 – краевой разлом юго-западной части Восточно-Европейской платформы; 2 – зона надвигов Восточных Карпат; 3 – зоны бортовых разломов Днепровско-Донецкой впадины; 4 – зоны региональных разломов; 5 – региональные складки; 6 – направления сдвиговых перемещений. Римскими цифрами обозначены: I – Днепровско-Донбасско-Сальский рообразный прогиб, II – Украинский щит, III – Припятская впадина, IV – Стырьско-Горьнская поперечная впадина, V – Галицко-Вольнская синеклиза, VI – Подольское поперечное поднятие, VII – Молдавское понижение, VIII – Причерноморская впадина, IX – Крымское горное поднятие, X – Предкарпатский краевой прогиб, XI – Восточные Карпаты. Арабскими цифрами обозначены: 1 – Северная зона бортовых разломов Днепровско-Донецкой впадины, 2 – то же, Южная, 3 – Северный краевой разлом Донбасса, 4 – то же, Южный; разломы: 5 – Мелитопольский, 6 – Белозерский, 7 – Керченский, 8 – Феодосийско-Ногайский, 9 – Алуштинско-Белгородский, 10 – Симферопольско-Севастопольский, 11 – Одесский, 12 – Каховско-Белгородский, 13 – Криворожский, 14 – Фрунзенско-Гальновский, 15 – Тетеревский, 16 – Ябловско-Трактемировский, 17 – Пержанский, 18 – Владимир-Волынский, 19 – Краевой разлом юго-западной части Восточно-Европейской платформы; 20 – зона краевых фронтальных надвигов Восточных Карпат



Р и с. 2. Схема Верхоянско-Колымской тектонопары. Составлена по тектонической карте Северо-Востока СССР (В.Ф. Белый, А.А. Николаевский, С.М. Тильман, Н.А. Шило, 1965–1969 гг.) с дополнениями и упрощениями

1 – зона преимущественного глубинного сжатия и воздымания; 2 – зона преимущественного глубинного растяжения и проседания; 3 – гранитоиды орогенного пояса; 4 – гранитоиды

депрессивной зоны; 5 – вулканогенные отложения; 6 – осадочные и туфогенно-осадочные отложения; 7 – надвиги; 8 – сдвиги; 9 – разломы без подразделений; 10 – предполагаемые сбросо-раздвиги; 11 – оси антиклиналей верхоянского комплекса; 12 – граница Охотско-Чукотского вулканического пояса

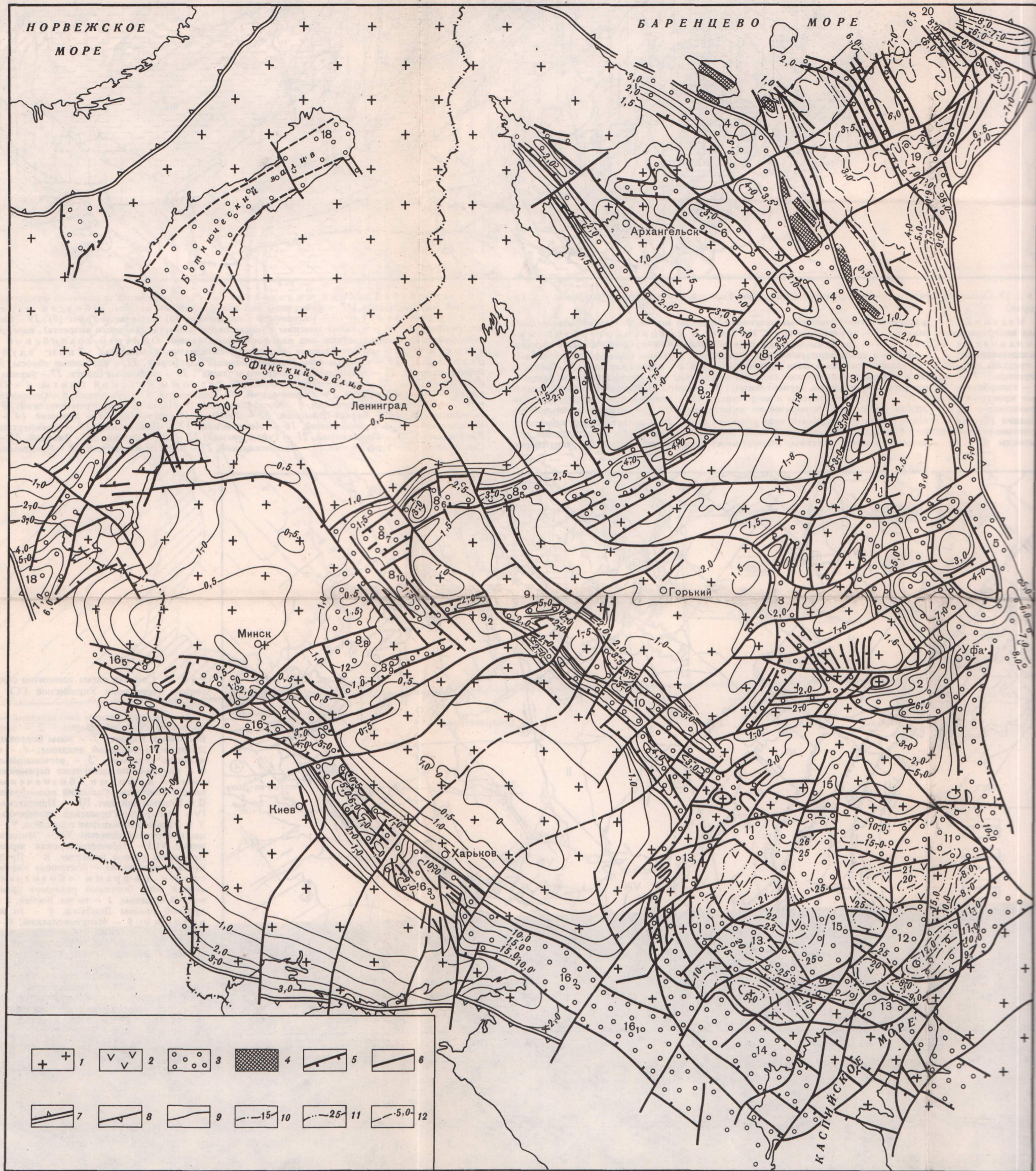


Рис. 12. Схемы разломов раннеплатформенного этапа развития

Глубинные сбросы, контролируемые авлакогенами, отдельные сегменты и грабены (цифры на карте): 1 — Камско-Бельский, 1₁ — Косинский, 2 — Сергиевско-Абдулинский, 3 — Вятский, 4 — Тиманский, 5 — Манчажский, 6 — Керещко-Лешуконский, 7 — Двинский, 8 — Среднерусский, 8₁ — Яренский, 8₂ — Рослятинский, 8₃ — Солигаличский, 8₄ — Воже-Лачский, 8₅ — Пестовский, 8₆ — Крестецкий, 8₇ — Торопецкий, 8₈ — Оршанский, 8₉ — Рославльский, 8₁₀ — Бельский, 9₁ — Московский, 9₂ — Гжатский, 10 — Пачелмский, 11 — Челкарско-Пугачевский, 12 — Индерский, 13 — Доно-Медведицкий, 14 — Северо-

Каспийский, 15 — Бузулукско-Кушумский, 16 — Большой Донбасс, 16₁ — Маньчский, 16₂ — Донецкий, 16₃ — Днепровский, 16₄ — Припятский, 16₅ — Брестско-Подляский, 17 — Вольно-Полесский, 18 — Ботническо-Балтийский, 19 — Денисовский. 1 — щиты, массивы, своды; 2 — предполагаемые массивы с отсутствием "гранитного" слоя; 3 — авлакогена; 4 — складчатая область Тиманской фаэрогосинклинали; 5 — глубинные сбросы; 6 — предполагаемые сдвиги; 7 — границы платформ; 8 — границы Прикаспийской перикратонной синеклизы; 9 — изогипсы поверхности фундамента; 10 — изогипсы поверхности фундамента в областях с резко сокращенной мощностью "гранитного" слоя; 11 — изогипсы поверхности фундамента в областях развития земной коры "океанического" типа; 12 — изогипсы поверхности байкальского складчатого основания Печорской синеклизы

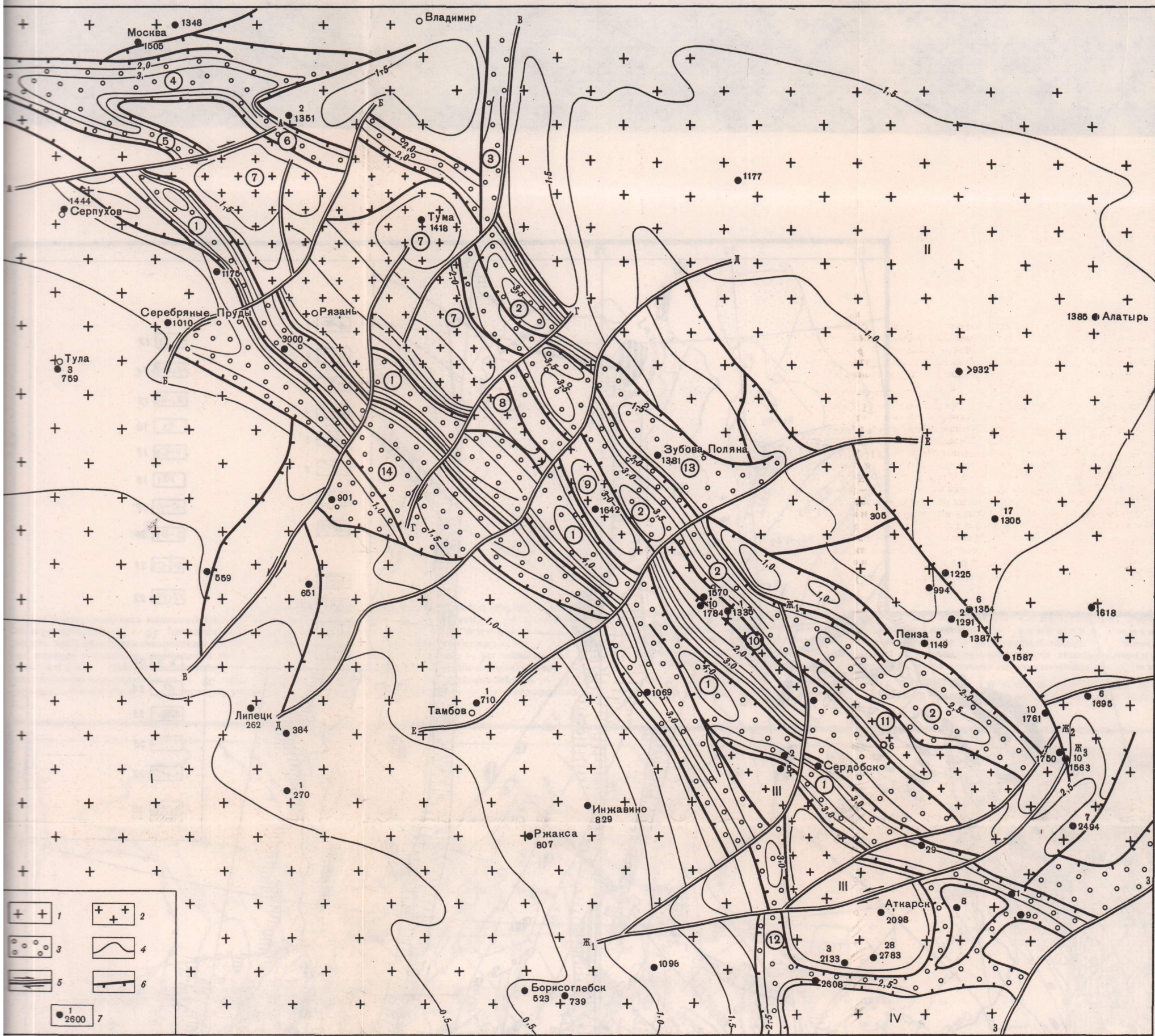
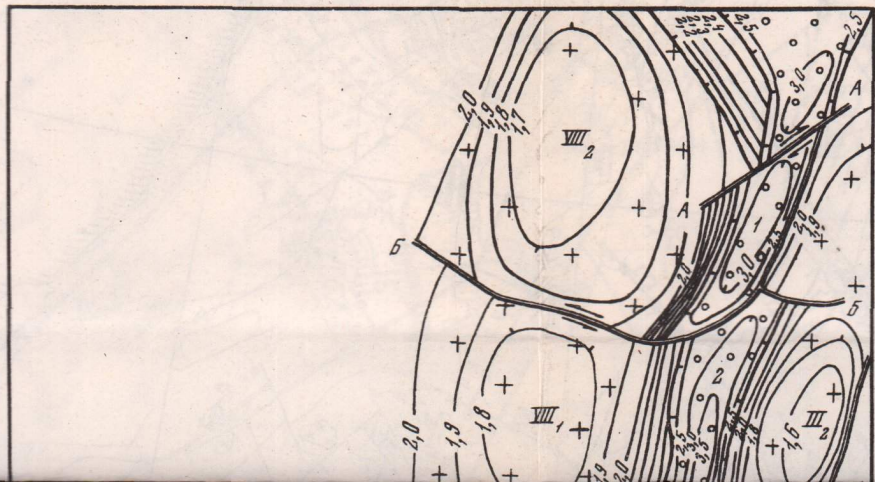


Рис. 14. Схема строения Пачелмского авлакогена

Основные тектонические элементы (цифры на схеме): I – Воронежский массив, II – Токмовский свод, III – Аткарский выступ, IV – Александровский выступ. Внутренние элементы авлакогена (цифры на схеме): 1 – Рязано-Сердобский, 2 – Петровско-Сасовский главные трог, 3 – Непейцинский грабен, 4 – Московский авлакоген; грабены: 5 – Подольский, 6 – Егорьевско-Шатурский; срединные выступы: 7 – Тумский, 8 – каверинский, 9 – Морсовский, 10 – Пачелмский, 11 – Широкопольский, 12 – Ртищево-Баландинский трог; тектонические ступени: 13 – Зубово-Полянская, 14 – Серпуховско-Рязанская. Предполагаемые сдвиги: А – Запутновский, Б – Прудский, В – Рязанский, Г – Сомовский, Д – Липецкий, Е – Тамбовский, Ж₁ – Сердобский, Ж₂ – Петровский, Ж₃ – Аткарский.

1 – массивы, своды, выступы; 2 – срединные выступы, погребенные под рифейскими отложениями; 3 – грабены и трог; 4 – изогипсы поверхности фундамента по данным сейсмических, электроразведочных работ и глубокого бурения; 5 – предполагаемые сдвиги; 6 – сбросы; 7 – скважины



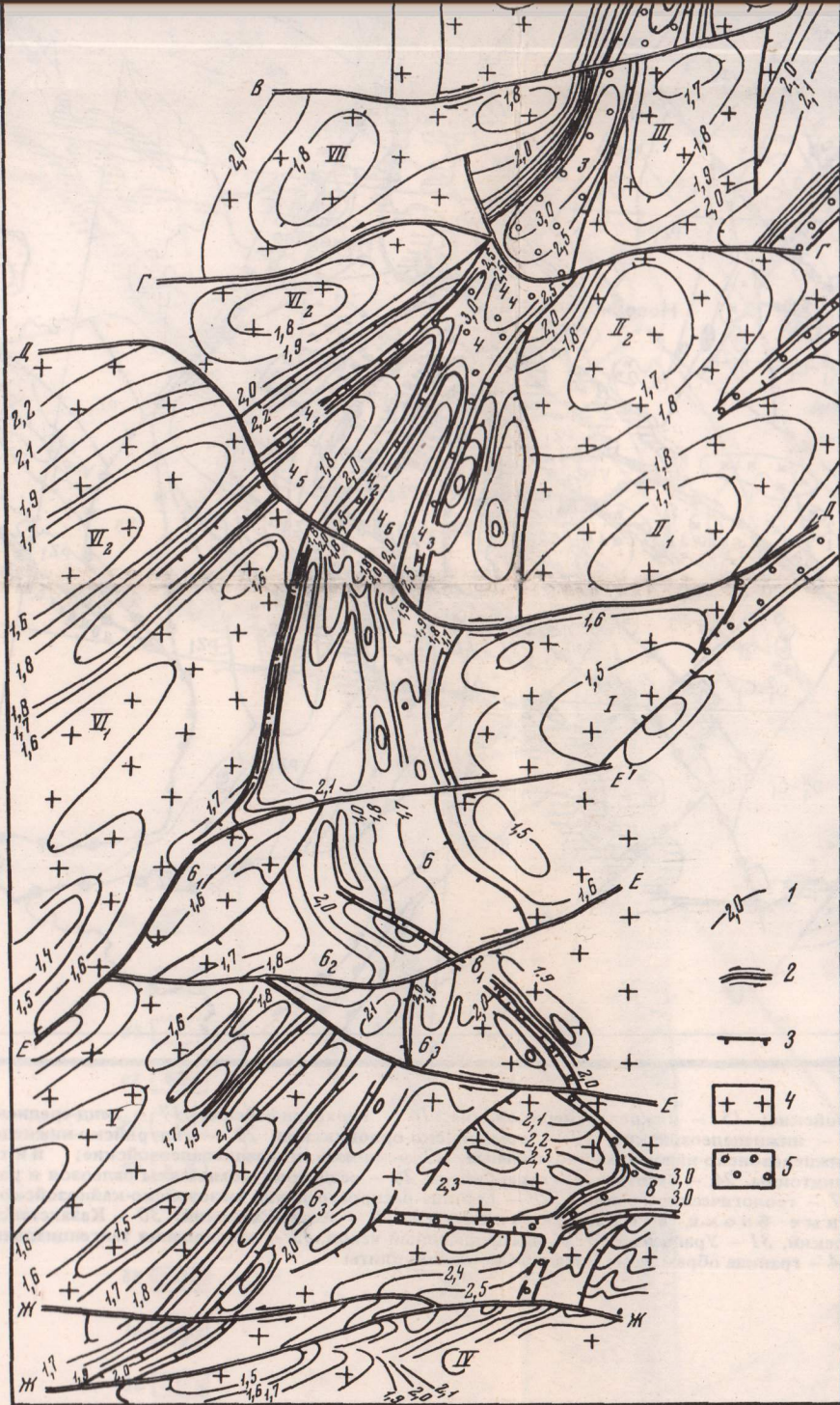


Рис. 13. Схема строения Вятского авлакогена

Основные тектонические элементы (цифры на схеме). Своды и выступы: I - Татарский, II - Немский, II₁ - Малмыжский, II₂ - Колобовский, II₃ - Уржумский, III - Коми-Пермяцкий, III₁ - Климковский, III₂ - Лойненский, IV - Жигулевский, V - Алатырский, VI - Котельнический, VII - Юрьевский, VIII - Сысольский, VIII₁ - Опаринский, VIII₂ - Сысольский. Внутренние элементы авлакогена; сегменты: 1 - Лопадинский, 2 - Кажимский, 3 - Сырьянский, 4 - Советский; грабены: 4₁ - Яранский, 4₂ - Кукарский, 4₃ - Чигиреньский, 4₄ - Быстрицкая седловина; выступы: 4₅ - Пижемский, 4₆ - Лебяжинский; 5 - Ронгинский сегмент; 6 - Казанская седловина; поперечные выступы: 6₁ - Урмарский, 6₂ - Улеминский, 6₃ - Бугровско-Теренгульский; 7 - Кузоватовский сегмент; 8 - Сергиевско-Абдулинский авлакоген; 8₁ - Алькеевский грабен. Предполагаемые сдвиги: А - Лопадинский, Б - Кажимский, В - Нагорненский, Г - Моломско-Чепецкий, Д - Мари-Турекский, Е - Сурско-Каский, Ж - Жигулевский. 1 - изогипсы поверхности фундамента по геолого-геофизическим данным; 2 - предполагаемые сдвиги; 3 - сбросы; 4 - своды и выступы фундамента; 5 - зона развития первичного рифейского рва

1991

1 p. 67 к.