
МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

XXIV СЕССИЯ

ДОКЛАДЫ СОВЕТСКИХ ГЕОЛОГОВ

ТЕКТОНИКА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК
СОЮЗА ССР

МИНИСТЕРСТВО
ГЕОЛОГИИ СОЮЗА ССР

ACADEMY
OF SCIENCES
OF THE USSR

MINISTRY
OF GEOLOGY
OF THE USSR

НАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГОВ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

*

NATIONAL COMMITTEE OF GEOLOGISTS
OF THE SOVIET UNION

*

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

XXIV SESSION

REPORTS OF SOVIET GEOLOGISTS

Problem 3

TECTONICS

.



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1972

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

XXIV СЕССИЯ

ДОКЛАДЫ СОВЕТСКИХ ГЕОЛОГОВ

Проблема 3

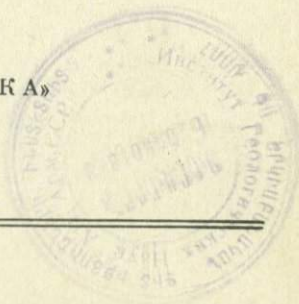
ТЕКТОНИКА

5577



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1972



Сборник содержит доклады по проблемам тектоники континентальных областей Земли. Большинство работ посвящено различным аспектам теории геосинклиналей. Рассмотрены проблемы фундамента геосинклиналей, закономерности заложения, развития и пространственных соотношений геосинклинальных систем, вопросы о соотношениях геосинклиналей и платформ. Освещены особенности глубоких впадин молодых платформ. Выказаны предположения о причинах тектогенеза.

The book contains papers on tectonic problems in continental areas of the Earth. The majority of articles is devoted to different aspects of the geosyncline theory. Problems are discussed on the basement of the geosynclines, regularities in the incipience, development and spatial relations of the geosynclinal systems, questions on relations existing between geosynclines and platforms. Description is given of specific features of deep depressions on young platforms. Suggestions are made on the causes of tectogenesis.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (ответственный редактор),
В.В. Белоусов, А.А. Богданов, П.Н. Кропоткин,
М.В. Муратов, А.С. Перфильев

Editorial board:

Academician A.V. Peive (Editor in-chief),
V.V. Belousov, A.A. Bogdanov, P.N. Kropotkin,
M.V. Mouratov, A.S. Perfiliev

М.В. Муратов

Главные тектонические элементы материков

Самыми крупными тектоническими структурами являются материки и океанические впадины, которые существенно различаются строением и толщиной земной коры. Тектонике океанического дна изучать начали недавно, и она составляет предмет специального рассмотрения. Основными структурными элементами каждого из материков, которым посвящена эта статья, являются одна или несколько древних платформ (кратонов) и окаймляющие их части геосинклинальных складчатых поясов.

Древние платформы образуют две группы. В северную входят семь платформ: Восточно-Европейская, Сибирская, Таримская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская, Колымская (Колымо-Омолонская), Северо-Американская; в южную - восемь: Северо-Африканская, Южно-Африканская, Аравийская, Индостанская, Австралийская, Гвиано-Бразильская, Восточно-Бразильская (Атлантическая) и Антарктическая. Обе группы разделены Средиземноморским поясом, Тихим океаном и областью складчатых дуг, окаймляющих Карибское море (см. рисунок). Самыми большими по площади древними платформами являются Северо-Американская и Северо-Африканская. Некоторые из них - Восточно-Бразильская, Таримская, Колымская - имеют относительно небольшие размеры.

Участки складчатых геосинклинальных поясов, окаймляющих кратоны и частью отделяющих их от впадин океанов, можно объединить в огромные по ширине и протяженности складчатые пояса земной коры: это пять больших - Тихоокеанский, Средиземноморский, Атлантический, Урало-Монгольский, Арктический - и два меньших по размерам - Бразильский и Внутриафриканский, расположенные в пределах Южной Америки и Африки и разделяющие древние платформы, участвующие в строении этих материков.

Древние платформы

Древние платформы имеют двухэтажное строение. Они состоят из фундамента, или цоколя, и осадочного платформенного чехла. Их фундамент соответствует гранито-гнейсовому слою земной коры и образован метаморфическими и изверженными комплексами докембрия. В составе фундамента большинства кратонов сейчас удастся выделить гранитизированные архейские массивы и относительно более молодые нижне-среднепротерозойские складчатые системы, окаймляющие эти массивы.

В строении архейских массивов, называемых иначе протоплатформами, участвуют разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы, образующие ряд комплексов метаморфических и изверженных пород. Их можно разделить на две разные по составу и возрасту группы.

К одной из них относятся древнейшие породы основного состава, чаще всего плохо сохранившиеся в виде отдельных участков, небольших массивов, полос, иногда ксенолитов среди более молодых гранитизированных комплексов; реже они слагают значительные площади, не затронутые последующей гранитизацией. Это гиперстеновые, амфиболовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизации вулканических излияний основного состава, пирокластических и терригенных пород, хемогенные кварциты, железорудные сланцы и другие породы, которые возникли вследствие размыва и переотложения лав и туфов.

Наиболее характерными комплексами этого рода являются гнейсы серии Киуэтин Канады, кольской серии Балтийского щита, серий Калгурли Австралии, Булавайо и Себаквайской в Южной Африке, Кайенны в Гвиане (Choubert, 1965), конкско-верхоцевской на Украине (Каляев, 1965), доиенгских серий - Алданского щита, курультиногонамской, несмуриной и др.

По представлениям многих исследователей, эти комплексы формировались в условиях начального существования земной коры, когда еще не было ее разделения на материковую и океаническую, на платформы и геосинклинальные области. Земная кора отличалась небольшой толщиной и значительной подвижностью, характеризовалась широким развитием вулканизма. Гранито-гнейсовый слой коры еще, видимо, не образовался, и шло формирование базальтового слоя коры в условиях, в какой-то степени сходных с современным дном океанов. Возраст возникшего в это время древнейшего ряда комплексов зеленокаменных ядер материков или нуклеарной стадии (по Павловскому, 1962, 1970) превышает 3000-3500 млн. лет. Позднее породы этих комплексов почти повсеместно подверглись процессам метаморфизма и гранитизации в условиях амфиболовой фации или были более интенсивно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и образовали гранулитовые и чарнокитовые серии.

Ко второй группе относятся более поздние по времени формирования мощные гнейсовые комплексы, сохраняющие однородный состав на значительном протяжении. Эти комплексы образовались из осадочных пород, в значительной мере за счет продуктов выветривания и переотложения толщ предыдущего этапа (Фролова, 1951), а также за счет вулканогенных серий, играющих здесь меньшую роль. Гнейсовые серии типа беломорского и алданского комплексов и подобных им также подверглись последующей гранитизации и мигматизации. Они образовались на дне бассейнов в условиях обширных и достаточно глубоких прогибов, в которых могла накопиться мощная толща осадков, достаточно однородная на значительных пространствах. Этого рода комплексы получили у Е.В. Павловского (1964) наименование протогеосинклинальных, хотя они существенно отличаются от типичных геосинклинальных формаций.

Как древнейшие комплексы метаморфических пород, так и более поздние протогеосинклинальные участвуют в строении своеобразных структурных форм, известных только в пределах архейских массивов и представляющих собой гнейсовые и гранито-гнейсовые купола до нескольких десятков километров в поперечнике. Они обладают пологими сводами, часто замещенными гранитами, и крутыми склонами, осложненными складками. Их разделяют извилистые полосы, сложенные часто наиболее древними комплексами. В образовании гнейсовых куполов участвовали складчатые деформации, процессы гранитизации и метаморфизма (Павловский, 1970; Салоп, 1970; Шейманн, 1970; Каляев, 1965; и др.). Подобные структуры известны сейчас на Украине, в Финляндии, на Алданском массиве, в Канаде (Глуховской, 1969; Вильсон, 1959), Южной Африке, Гвиане и в других районах щитов древних платформ.

После гранитизации фундамента архейских массивов и формирования гнейсовых куполов на их поверхности в ряде случаев образовались по разломам системы глубоких трогов, заполненных вулканогенно-осадочными толщами нижнего протерозоя. Эти троговые - палеоавлакогены - известны на юге Канадского щита (Тимискаминг), на Восточно-Европейской платформе (Кривой Рог, Курская система), на Алданском щите Сибирской платформы. Кроме того, отдельные участки древнейших массивов бывают покрыты своеобразным протоплатформенным осадочным чехлом, подвергшимся деформации, складчатости, метаморфизации и прорванным гранитными интрузиями. Наиболее хорошо протоплатформенный чехол, проплавленный гранитами, известен в Кодаро-Удоканском районе Сибирской платформы, в Южной Африке, где представлен четырьмя сериями (Доминион риф, Витватерсранд, Вентерсдроп и Трансвааль) с возрастом от 2600 до 1950 млн. лет, в Австралии (нулладжинский комплекс) и на юге Канады (серия Гурон).

Складчатые системы, окаймляющие архейские массивы в составе фундамента платформ и сформировавшиеся в карельскую (гудзонскую) эпоху (1850-1700 млн. лет), сложены метаморфическими комплексами пород нижнего и среднего протерозоя и по строению близки к послекембрийским геосинклинальным системам (фанерозоя), отличаясь от них более интенсивными процессами гранитизации. Всего в пределах фундамента всех древних платформ сейчас можно выделить до десятка такого рода складчатых систем, из которых наиболее известны Карельская, Кольская, Свекофенская, Гудзонская, а также Биримская (в Африке), Дарварская и Восточно-Гатская (в Индии) и др. (Муратов, 1970).

Архейские массивы с разделяющими их складчатыми системами, близкими к Карельской, вместе образуют остовы древних платформ, фундамент которых, следовательно, является в целом доверхнепротерозойским или послекарельским. Однако в середине или конце позднего протерозоя (рифей) в отдельных районах по краям кратонов их фундамент подвергался процессам более молодого, повторного метаморфизма и гранитизации, сопровождавшимся формированием крупных гранитизированных полей и гранитных тел. Таковыми следует считать области пояса Гренвиль в Канаде и Мозамбикского пояса в Африке; вполне возможно, что с такой же молодой гранитизацией (1000 млн. лет) свя-

зана зона Телемарк и Дальсланд на Балтийском щите, а также омоложенные части фундамента платформы в Белоруссии. Известны на кратонах палеозойские интрузии щелочного состава (на Кольском полуострове) и мезозойские гранитоиды (по краю Сибирской и Китайско-Корейской платформ).

Фундамент древних платформ покрыт с поверхности осадочным эпикарельским чехлом, в составе которого на многих кратонах можно выделить два различных комплекса.

Нижний, более древний, заполняет глубокие грабенообразные впадины, образованные вдоль разломов, секущих фундамент. Этот комплекс представлен терригенными породами, иногда сопровождаемыми эффузивами и небольшими интрузивными телами. Мощности этих толщ местами достигает многих сотен и даже тысяч метров, а залегание их нередко бывает осложнено сбросами или складками, сопровождаемыми надвигами. Такие протяженные грабены со сложными нарушениями заполняющих их толщ Н.С. Шатский (1964) назвал авлакогенами. Формирование их часто связано с ранней стадией развития платформ, а заполнение относится к позднему протерозою. Однако известны авлакогены, заполненные также толщами девонских и каменноугольных отложений (Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген Восточно-Европейской платформы), пермскими и мезозойскими толщами (система Гондванских грабенов Индии). Но и в этих случаях более молодые отложения, слагающие авлакоген, образуют нижний комплекс чехла.

Второй, верхний, комплекс осадочного чехла платформ покрывает значительные части поверхности их фундамента, а также и авлакогены, заполненные нижним комплексом. В строении этого комплекса участвуют породы от верхнего протерозоя и палеозоя до мезозоя и кайнозоя. Среди них в отдельных случаях близ разломов присутствуют и магматические основные породы трапшовой формации, образующие излияния, туфы и субвулканические интрузивные тела.

Самыми крупными элементами тектоники платформ, возникшими в течение платформенного этапа их развития, кроме авлакогенов, являются щиты и плиты (Шатский, 1947). Первые – поднятые части платформы, на которых фундамент выступает на большом пространстве на дневную поверхность (или местами немного прикрыт чехлом). Плиты – это обширные части платформ прикрытые более или менее мощным осадочным чехлом.

В пределах плит обособляются плоские, но достаточно опущенные впадины и поднятия. Среди впадин обычно выделяют три различных по строению типа. Первый – это очень большие по площади перикратонные или окраинные прогибы с плоским дном и наиболее глубокой частью, прилегающей к соседней складчатой области, окаймляющей платформу. Второй тип – синеклизы, овальные или округлые в плане плоские депрессии, со слабым наклоном слоев от периферии к центру. Наконец, третий тип – это впадины, обладающие обширным по площади плоским дном, окаймленным по краям разломами и флексурами, осложненными многочисленными мелкими деформациями. В заполнении их участвуют мощ-

ные вулканогенно-осадочные (трапповые) формации¹. Таковы Тунгусская впадина (Сибирская платформа), впадины Параны (Южная Америка) и Декканская (в Индии). Все впадины отделены одна от другой пологими поднятиями фундамента и слоев осадочного чехла, в пределах которых фундамент иногда выступает немного на поверхность, а также поднятиями меньшего размера - сводами. Наибольшая мощность осадочного комплекса чехла отмечается в авлакогенах, но иногда и в окраинных впадинах, например в Прикаспийской, где она достигает 10-16 км.

Фундамент древних платформ как в пределах щитов, так и плит бывает рассечен системами глубинных разломов, которые местами затрагивают и чехол. С ними бывают связаны вулканические проявления, дайки и магматические трубки взрыва с ультраосновными породами типа кимберлитов, нередко алмазонасными, как на Южно-Африканской и Сибирской платформах.

Малые складчатые пояса и их роль в строении платформенной части Африки и Южной Америки

Большие и малые складчатые пояса существенно различаются не только размерами, но строением и историей развития.

В пределах малых поясов - Бразильского и Внутриафриканского, вытянутых в виде относительно узких полос с севера на юг и юго-запад в Африке и Южной Америке, - геосинклинальное развитие продолжалось в течение всего протерозоя и закончилось в его конце, в эпоху катангской (бразильской, байкальской) складчатости (500-600 млн. лет). После этого малые пояса превратились в области завершённой складчатости, которые образовали основание вновь возникших платформ. Это основание соединило в Африке края Северо-Африканской, Южно-Африканской и Аравийской древних платформ, а в Южной Америке - Гвиано-Бразильской и Восточно-Бразильской (Атлантической). С этого времени возникли огромные материковые платформы почти всей Африки и Южной Америки. Поверхность этих платформ стала покрываться общим палеозойско-мезозойским и кайнозойским платформенным чехлом. Однако фундамент их является гетерогенным и резко отличается от фундамента настоящих древних платформ, так как состоит из нескольких эпикарельских кратонов, разделенных полосами областей позднепротерозойской складчатости.

Таким образом, Африканскую и Южно-Американскую платформы нельзя ставить в один ряд с послекарельскими древними платформами, так как последние в их строении играют роль только отдельных массивов фундамента, спаянных воедино лишь в конце позднего протерозоя, после катангской или бразильской складчатости. На значительные отличия строения фундамента и истории развития платформ Гондваны от северных платформ уже обращал внимание Н.А. Штрейс (1964).

¹ Автор предложил для этого типа впадин, отличающихся от синеклиз, наименование "амфилиз" - от греческих слов амфи (кругом, вокруг) и клинос (наклонно). Подробнее см. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, №5.

Большие складчатые пояса

Большие складчатые пояса играют совершенно другую роль в геологическом строении и истории всех материков и в развитии континентальной земной коры. В их пределах геосинклинальные процессы происходили не только в позднем протерозое; они продолжались в палеозое, мезозое, а в некоторых из них — и в кайнозое. По строению они представляют собой сложное сочетание различных по возрасту складчатых областей, вытянутых в направлении общего простирания пояса (верхнепротерозойских, каледонских, герцинских, мезозойских, альпийских). Некоторые пояса включают также глубокие котловины внутриконтинентальных и окраинных морей.

Тихоокеанский пояс кольцом обрамляет берега Тихого океана. К нему относятся складчатые области, расположенные между дном океана, ограниченным андезитовой линией, и краями соседних древних платформ — Северо-Американской, Гвиано-Бразильской, Антарктической, Австралийской, Китайско-Корейской и Сибирской. Небольшая Колымская платформа включена внутрь пояса в виде массива. В пределы Азиатско-Австралийской ветви пояса входят протерозойская складчатая область Аделаиды и палеозойская — Катазии и Приморья, мезозойские — Верхояно-Чукотская и Приморья, кайнозойские — Камчатско-Японская и Филиппин. Наиболее молодые складчатые области составляют системы островных дуг с разделяющими их котловинами морей Берингова, Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Филиппинского, Кораллового, Соломонова, Тасманова и моря Фиджи. К американской ветви пояса относятся мезозойская Невадская область Северной Америки и Мексики, палеозойская область Пуны в Боливии, область Южно-Американских Анд, кайнозойская геосинклинальная область Венесуэлы и обрамления Карибского моря вместе с впадиной этого моря, а также дуга Южных Сандвичевых островов и Земли Грейама между Огненной Землей и Антарктидой.

В поперечном сечении пояс имеет резко асимметричное строение, так как более древние области в его пределах тяготеют к внешнему краю, а более молодые, вплоть до современных геосинклиналей, — к внутреннему.

Средиземноморский пояс протягивается через всю Евразию — от берегов Атлантического океана до Индонезии — и разделяет платформы северной и южной групп. В его пределы входят герцинская складчатая область Западной Европы и Северной Африки, палеозойское основание Скифской и Южно-Туранской плит, палеозойские и мезозойские области Северного Памира, Куньлуя, полуостровов Индокитая и Малакки, а также две кайнозойские геосинклинальные области — Альпийская вместе с Гималаями и Индонезийская. Обе они наряду с молодыми складчатыми системами включают глубокие котловины Средиземного и Черного морей, части Каспийского моря и котловины морей Сулу, Сулавеси, Банда и др.

Урало-Монгольский пояс отделяет Сибирскую платформу от Восточно-Европейской, Таримской и Китайско-Корейской и имеет вид гигант-

ской дуги, занимающей середину Евразии и протягивающейся от Карского моря через Тянь-Шань и Алтай в Монголию и далее до берегов Охотского моря. В его состав входят многие протерозойские (байкальские) и палеозойские (каледонские и герцинские) складчатые области, превращенные в молодые платформы и на больших площадях прикрытые чехлом осадков (Туранская, Западно-Сибирская плиты). На востоке в Монголии присутствует и мезозойская область. На участке между Восточно-Европейской и Таримской платформами пояс по системе глубинных разломов граничит со Средиземноморским.

Атлантический пояс включает палеозойскую складчатую область Аппалачей и Ньюфаундленда и ее продолжение на юге США под чехлом осадков вдоль побережья Мексиканского залива и в Мексике, а также охватывает каледонские области Гренландии, Великобритании и Скандинавии; он разобшен, таким образом, на две части Атлантическим океаном.

Арктический пояс включает палеозойскую складчатую область архипелага Северной Канады и побережья Гренландии, отделяя Северо-Американскую платформу от глубоких впадин Северного Ледовитого океана.

Как видно, в составе всех пяти больших поясов значительную роль играют протерозойские (байкальские) и особенно палеозойские складчатые области (каледонские и герцинские), а также мезозойские, превращенные в основание молодых платформ и частично прикрытые осадочным чехлом, сходным с чехлом древних платформ. Наряду с ними присутствуют геосинклинальные области (Альпийская, Индонезийская, Камчатско-Японская, островных дуг и др.), не закончившие геосинклинального развития, но, видимо, достигшие разной стадии этого развития.

Все большие пояса тесно связаны друг с другом и образуют, по существу, единую систему. Главным среди них, несомненно, является Тихоокеанский. Средиземноморский, Атлантический и Урало-Монгольский пояса можно рассматривать как его огромные ответвления, что особенно хорошо видно на глобусе.

Геосинклинальные складчатые области и срединные массивы

Как видно, большие пояса состоят из многих складчатых областей разного возраста. В одних случаях эти области закончили геосинклинальное развитие и превратились в складчатые области и основания молодых платформ, в других — еще сохранили в какой-то мере подвижность и свойства современных геосинклинальных областей.

В свою очередь, каждая из областей состоит из трех элементов: систем геосинклинальных прогибов (трогов), расположенных между ними срединных массивов и систем орогенных впадин. Троги ограничены глубинными разломами, вдоль которых шло их прогибание. Срединные массивы представляют собой участки того основания, на котором по разломам заложены геосинклинальные трогги. Массивы бывают целиком или отчасти перекрыты осадочным чехлом. Они тоже ограничены раз-

ломами и вытянуты вдоль простирания системы, имея удлиненную форму и более или менее значительные размеры, измеряемые иногда сотнями и тысячами километров в длину. Орогенные впадины, заполненные молассовым комплексом, накладываются непосредственно на главный геосинклинальный комплекс, перекрывают его или образуются на повержности срединных массивов и их чехла.

В развитии геосинклинальных областей выделяются два основных этапа их развития – главный и заключительный, или орогенный. На главном этапе в раннюю стадию формируются мощные комплексы преимущественно терригенных и вулканогенных формаций основного состава, а в позднюю, или зрелую, стадию – сланцевые и флишевые комплексы, андезитовые излияния и туфы. Они заполняют геосинклинальные трогги и образуют сложные складчатые структуры. Складки возникают в конце главного этапа и часто осложнены надвигами. Их сопровождают интрузивные комплексы. После складчатости главный этап развития геосинклинальной области заканчивается и возникает орогенная система более широких и плоских прогибов. Они образуются в виде грабенов или обширных межгорных впадин, разделенных поднятиями, или формируют краевые прогибы вдоль края складчатой области и соседней платформы. Их формирование заканчивается также складчатостью и сопровождается образованием комплекса гранитоидных интрузий, в частности нередко огромных батолитов.

Таким образом, каждый из этапов сопровождается своим комплексом интрузий и заканчивается крупной фазой складчатости, имеющей важное значение для формирования складчатых структур данной системы. Другие фазы имеют второстепенное значение в развитии системы.

Срединные массивы, ограниченные геосинклинальными прогибами, тоже в какой-то мере бывают захвачены движениями в ходе геосинклинального развития, особенно на заключительном (орогенном) этапе. На главном этапе они нередко опущены и покрыты платформенным чехлом пород, одновозрастных с геосинклинальным комплексом. Этот чехол нередко испытывает деформации по разломам и образует коробчатые и надразломные складки. На заключительном этапе участки массивов оказываются вовлеченными в глубокое прогибание с образованием по ним межгорных впадин и грабенов и заполнением их молассовыми комплексами. Вместе с тем в пределы массивов внедряются гранитоидные интрузии, иногда огромных размеров. Многие срединные массивы сильно проплавлены гранитоидами, связанными по времени с заключительным этапом.

После окончания последнего и завершения процесса складчатости геосинклинальные области вместе со срединными массивами превращаются в основания молодых платформ; они бывают выравнены эрозией и перекрыты осадочным чехлом, достигающим значительной мощности на площади плиты.

Молодые платформы, в том числе и плиты, местами охвачены процессами эпи платформенного орогенеза (Яншин и др., 1966). Он приводит к образованию горного рельефа, обусловленного глыбовыми поднятиями блоков земной коры по разломам, и межгорных котловин, заполненных обломочными отложениями. Эти явления сопровождаются вулканизмом.

Архейские метаморфические комплексы в пределах основания всех складчатых областей встречаются внутри поясов во многих случаях, однако не пользуются широким распространением. Главная же роль в строении складчатого основания поясов принадлежит протерозойским, причем преимущественно верхнепротерозойским комплексам, среди которых часто присутствуют очень мощные (до 6–10 км) эффузивно-терригенные толщи, типичные для эвгеосинклиналей и включающие спилито-диабазовые, вулканогенно-кремнистые, яшмовые и другие формации. Значительна также роль офиолитовой формации с ультраосновными телами. Основываясь на материалах по Урало-Монгольскому поясу, отчасти по Атлантическому и Средиземноморскому, это позволяет предположить, что вряд ли на всем пространстве упомянутых поясов существовала мощная гранитизированная архейско-нижне-среднепротерозойская кора, подобная фундаменту древних платформ. Скорее можно считать, что на огромном пространстве поясов в протерозое располагались бассейны типа океанических, которые обладали дном, подобным дну современных океанов, а гранито-гнейсовый слой земной коры материкового типа присутствовал, вероятно, только на отдельных ограниченных участках и в пределах отдельных массивов. Океаническая кора, согласно выводам А.В. Пейве (1969), была широко распространена в складчатых областях.

Таким образом, геосинклинальное развитие с формированием терригенно-вулканогенных комплексов началось в условиях систем геосинклинальных трогов, которые закладывались и развивались на земной коре океанического типа и были разделены срединными массивами, представлявшими собой также участки дна океана или, реже, небольшие массивы с материковой земной корой. Только длительное развитие геосинклинальных систем в течение позднего протерозоя (около 1 млрд. лет) с накоплением огромных по мощности осадочно-вулканогенных толщ, сопровождавшихся интрузиями и подвергшихся складчатости и метаморфизации, привело к образованию значительных метаморфических и складчатых комплексов. Вероятно, можно выделить несколько этапов формирования складчатых систем позднего протерозоя, из которых два играют наиболее заметную роль. Более ранний соответствует первой половине позднего протерозоя и заканчивается процессами складчатости около 1200 млн. лет назад (дальсандская, кибарская и другие эпохи складчатости). Более поздний, в конце протерозоя – начале кембрия, отвечает байкальской (кадомской, бразильской, катангской) эпохе складчатости.

В конечном итоге на всем или почти на всем пространстве больших и малых складчатых поясов сформировалось мощное метаморфическое, частью гранитизированное основание. При этом по периферии Тихоокеанского пояса, несомненно, была сохранена океаническая кора; небольшие участки коры океанического типа, возможно, остались и внутри других поясов, однако не достигали значительных размеров.

В пределах Бразильского и Внутриафриканского складчатых поясов этим процессом закончилось развитие геосинклинальных складчатых областей и они превратились в платформы. Во всех больших складчатых поясах геосинклинальное развитие продолжалось в палеозое и далее, и метаморфический комплекс, образовавшийся в позднем протерозое, послужил лишь основанием, на котором закладывались каледонские, герцинские и более молодые геосинклинальные системы.

Геосинклинальное развитие каледонских складчатых областей происходило до середины девона, герцинских — до середины или конца перми и даже начала триаса (Урал). В результате процессов складчатости и формирования магматических комплексов эти области также превратились в складчатые и вошли в состав основания молодых платформ. Фундамент последних, таким образом, имеет гетерогенное строение и включает протерозойские (байкальские), каледонские и герцинские складчатые области. Последние состоят, соответственно, из каледонских и герцинских складчатых и орогенных систем, включающих также протерозойские (байкальские) срединные массивы, которые нередко занимают большую площадь, чем окаймляющие их складчатые системы.

В конце палеозоя — начале мезозоя Атлантический, Урало-Монгольский и Арктический пояса на всей площади превратились в молодые платформы и начали покрываться осадочным чехлом. В составе их чехла можно выделить два комплекса, сходных с комплексами чехла древних платформ. Нижний из них — осадочно-эффузивный, заполняющий грабенообразные впадины, называемые, в отличие от авлакогенов, тафрогенами (Соболевская, 1963), а верхний — собственно платформенный чехол мезозоя и кайнозоя.

Молодые платформы сформировались и в пределах значительных частей Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Однако здесь, начиная с конца палеозоя и более широко в мезозое, на этом основании начали закладываться новые мезозойские геосинклинальные системы. В Северо-Американской части Тихоокеанского пояса развитие геосинклинальных систем, заложенных ранее, в конце протерозоя, шло непрерывно до юры — начала мела (Невадская складчатая область). В Средиземноморском поясе в Альпийской складчатой области заложение новых геосинклинальных систем происходило не только в юре, но и в середине мела, а конец геосинклинального развития и орогенный этап проявились с конца палеогена, в неогене. В Индонезийской области геосинклинальные системы заложались в мезозое, причем главный этап еще не завершился; то же самое касается и окраинных частей Азиатского побережья (Камчатско-Японская область, Филиппины). Видимо, они представляют собой современные геосинклинальные области (Муратов, 1957).

В истории тектонического развития складчатых поясов намечаются, таким образом, четыре крупнейших периода. Первый из них связан с временем обособления поясов, которое произошло после образования фундамента древних платформ, т.е. после карельской складчатости (1850–1700 млн. лет). До этого в их пределах могли происходить процессы образования метаморфического слоя земной коры, но, видимо, на не-

больших пространствах. Вероятно, они представляли в целом области преобладания коры океанического типа.

В начале позднего протерозоя (рифейской эры) на первично-океаническом основании поясов стали закладываться геосинклинальные системы которые активно развивались в течение всего позднего протерозоя. Развитие этих систем чередовалось с эпохами складчатости и поднятий. Это был период формирования метаморфического основания поясов, которое образовалось почти на всей их площади, за исключением периферии Тихоокеанского пояса, где продолжала существовать океаническая кора.

Третий период — образование новых палеозойских геосинклинальных систем на верхнепротерозойском основании и их развитие. Малые пояса этот процесс не охватил, так как они уже стали складчатым основанием молодых платформ, где геосинклинальное развитие дальше не продолжалось.

Последний период — это эпохи мезозоя и кайнозоя, когда целиком вся площадь Урало-Монгольского, Атлантического и Арктического поясов и значительные площади Средиземноморского и Тихоокеанского также превратились в основания молодых платформ и были покрыты платформенным чехлом. Только в части Средиземноморского и Тихоокеанского поясов возникли и активно развивались геосинклинальные области — Альпийская, Индонезийская и области периферии Тихого океана.

Заключение

История развития древних платформ и геосинклинальных складчатых поясов отражает процесс увеличения площади материковой земной коры и объема гранито-гнейсового слоя в результате превращения геосинклинальных областей в складчатые с увеличением площади молодых платформ. На ранних этапах существования земной коры — в архее важнейшую роль в этом процессе играла гранитизация, которая охватывала огромные площади, и метаморфизм. Земная кора, отличавшаяся тогда большой мобильностью и пластичностью, была способна образовывать такие структурные формы, как гнейсовые купола.

Однако уже с раннего протерозоя (вероятно, в связи с увеличением мощности и уменьшением проницаемости земной коры) главная роль в преобразовании океанической коры в континентальную переходит к геосинклинальному процессу.

Последний связан с образованием геосинклинальных трогов по системам глубинных разломов и с крупными горизонтальными смещениями коры вдоль этих разломов. Сеть глубинных разломов служит путями проникновения глубинного вещества из мантии в земную кору, которое обуславливает формирование сложных магматических комплексов и явления метаморфизма.

В общем ходе развития земной коры виден направленный и необратимый сложный процесс, но нет цикличности в том виде, в каком она рисовалась и рисуется многим исследователям, что уже было отмечено авторами монографии о тектонике Евразии (Яншин и др., 1966).

MAIN STRUCTURAL ELEMENTS OF THE CRUST ON CONTINENTS, THEIR INTERRELATIONS AND AGE

M.V.Mouratov

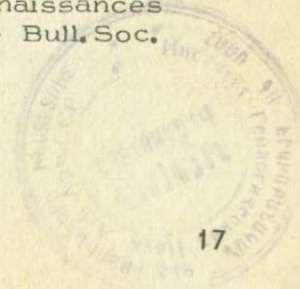
Old platforms (cratons) and geosynclinal belts are the main structural elements of the continents. Altogether 15 old platforms can be distinguished: East-European, Siberian, Kolyma, Tarim, Chinese - Korean, South-Chinese, Hindustanian, Arabian, North-African, South-African, North American, Guiana - Brazilian, East-Brazilian, Australian and Antarctic. They are separated by six folded belts.

The basement structure of cratons includes Archean massifs as well as Lower and Middle Proterozoic folded belts. The basement of cratons was formed during the period of Karelian (Hudson) folding 1850-1650 mln. years ago. The folded belts are divided into large and small (Intraafrican and Brazilian). The latter were developing since the end of the Archean and completed the geosynclinal development at the end of the Proterozoic during the period of Katanga folding (500-600 mln. years). Large belts (Pacific, Mediterranean, Ural - Mongolian, Atlantic, Arctic) occupy a substantial area with a wide development of Proterozoic, especially Upper Proterozoic, rocks that form thick complexes, frequently of typically eugeosynclinal rocks. There has been a formation here of numerous geosynclinal systems that ended during the period of Dalilandian folding (1000-1200 mln. years) or Baikalian (500 mln. years). They, probably, originated on a crust of oceanic type and, by the end of the Proterozoic, a thick metamorphic complex was formed. On its basement Paleozoic and Mesozoic geosynclinal areas began to be formed that consisted of systems of geosynclines divided by median massifs (remains of Proterozoic basement). The belts include folded areas of varying age: Late Proterozoic Caledonian, Hercynian, Mesozoic. After the end of geosynclinal development and folding they changed into a basement of young platforms overlain by a sedimentary cover; on the other hand, in the Mediterranean and Pacific belts there are geosynclinal areas that did not yet complete their development and did not change into platform: Alpine, Indonesian, and oth. The Pacific belt surrounds the Pacific Ocean in a ring and is of an asymmetric structure. The Mediterranean and other belts are its offshoots.

Литература

- Вильсон Д. 1959. Геофизика и рост континентов. - Природа, № 8
- Глуховской М.З. 1960. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны. - Геотектоника, № 3.
- Каляев Г.И. 1965. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. - Труды Ин-та геол. наук АН УССР, Киев.
- Муратов М.В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин. - Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5.
- Муратов М.В. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. - Геотектоника, № 2.
- Павловский Е.В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.
- Павловский Е.В. 1964. Происхождение и развитие древних платформ. - В кн. "Вопросы сравнительной тектоники древних платформ". М. "Наука".
- Павловский Е.В. 1970. Ранние стадии развития земной коры. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 4.
- Салоп Л.И. 1970. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Ст. 1 и 2. - Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4,5.
- Соболевская В.Н. 1963. Некоторые закономерности формирования структур чехла эпипалеозойских плит. - В кн. "Проблемы региональной тектоники Евразии". М., Изд-во АН СССР.
- Фролова Н.В. 1951. Об условиях осадконакопления в архейской эре. - Труды Иркутск. гос. ун-та, т. 5, серия геол., вып. 2.
- Шатский Н.С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н.С. 1964. О прогибах Донецкого типа. - Избранные труды, т. 2. М., "Наука".
- Шейнманн Ю.М. 1970. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. - Геотектоника, № 4.
- Штрейс Н.А. 1964. О происхождении Гондваны. - В кн. "Гондвана" (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия, Докл. сов. геол. Проблема 9). М., "Наука".
- Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Зайцев Н.С., Муратов М.В., Пейве А.В., Пушаровский Ю.М., Удинцев Г.Б., Херасков Н.П. 1966. Тектоника Евразии. М., "Наука".
- Choubert V. 1965. État actuel de nos connaissances sur la géologie de la Gyane française. - Bull. Soc. géol. France, vol. 7, N1.

11574



ПРИРОДА ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ФУНДАМЕНТА И ЕЕ
ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОЦЕССА
(НА ПРИМЕРЕ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА)

Б.Н. Красильников, Е.Н. Алтухов, К.Л. Волочкович, А.Д. Смирнов

Существующие тектонические карты в большинстве построены по принципу районирования по возрасту главной складчатости. Такой подход к тектоническому анализу был обусловлен ограниченными данными о строении нижних этажей геосинклиналей.

В последние годы (Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоника Европы, 1964; и др.) в пределах разновозрастных складчатых зон стали выделять выступы "основания", и тем самым значительно конкретизировалось понимание объема геосинклинального комплекса. Кроме того, сейчас доказана асинхронность замыкания геосинклинальных зон в пределах систем, т.е. основной принцип районирования по возрасту главной складчатости — ее изохронность — требует существенных оговорок.

В настоящем докладе предпринимается попытка типизировать структуры Урало-Монгольского пояса, учитывая в первую очередь особенности строения догеосинклинального фундамента. Такой подход к тектоническому районированию позволяет проследить характер становления гранитно-метаморфического слоя в процессе развития геосинклинали в зависимости от типа субстрата, а также процесс разрушения этого слоя. В результате создаются предпосылки для выделения структур по типу их развития с учетом характера фундамента, что способствует, в частности, гораздо более конкретному, чем это было до сих пор, металлогеническому районированию и прогнозированию.

Проведение подобного анализа стало возможным благодаря новым данным, полученным в последнее десятилетие геологами различных учреждений, в том числе авторами доклада, по территории Урало-Монгольского складчатого пояса в пределах Советского Союза и, частично, Монголии. По зарубежной части рассматриваемой территории особый интерес представляют труды Советско-Монгольской экспедиции, руководимой академиком А.Л. Яншиным. Учитывая все эти данные, в составе названного пояса можно выделить три типа геосинклинальных систем, заложенных: 1) на коре континентального типа с мощным гранито-гнейсовым слоем, 2) на коре переходного типа со слабо развитым гранитно-метаморфическим слоем, 3) на коре океанического типа (см. рисунок).

Геосинклинальные системы подразделяются по возрасту становления гранитно-метаморфического слоя и времени замыкания наиболее поздних геосинклиналей, входящих в их состав. Возраст гранитно-метаморфического слоя определяется временем формирования платформенного чехла, предшествующего заложению геосинклинальной системы. Период замыкания геосинклиналей определяется по примерному времени появления орогенных эпигеосинклинальных формаций (Херасков, 1963). В

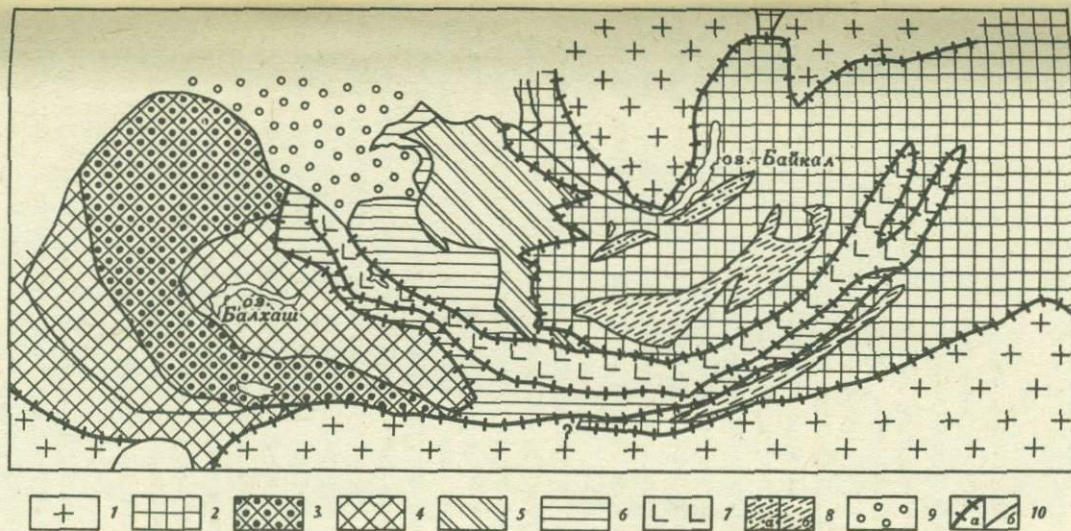


Схема типов фундамента геосинклинальных систем южной части Урало-Монгольского пояса

1 - складчатые комплексы древних кратонов; геосинклинальные системы первого типа (2-4): 2 - протерозойско-рифейские (на архейском фундаменте), 3 - каледонская зона (на архей?-рифейском фундаменте), 4 - герцинские зоны (на архей?-рифейском фундаменте); геосинклинальные системы второго типа (5-6): 5 - салаирская зона, 6 - герцинские зоны; 7 - геосинклинальная система третьего типа (герциниды); 8 - регенерированные геосинклинали: а - ранние каледониды, б - герциниды; 9 - чехол Западно-Сибирской плиты; 10 - зоны разломов: а - по границам между разнотипными геосинклинальными системами, б - между геосинклинальными зонами

пределах геосинклинальных систем могут быть выделены эв-, лепто- и миогеосинклинальные прогибы и, соответственно, геоантиклинальные поднятия.

Среди геосинклинальных систем первого типа выделяются: Саяно-Байкальская и Хингано-Гобийская с архейским гранито-гнейсовым фундаментом и рифейским возрастом замыкания геосинклиналей и Казахстано-Тянь-Шаньская с архейско-протерозойским (?) гранито-гнейсовым фундаментом и каледонским и герцинским возрастом замыкания геосинклиналей.

В строении Саяно-Байкальской и Хингано-Гобийской геосинклинальных систем принимают участие складчатые комплексы протерозоя и рифея, спаявшие непереработанные обломки архейского фундамента (Гарганская, Амалатская и другие глыбы). В других случаях архейский сиалический фундамент устанавливается либо по косвенным признакам под чехлом срединных (по Яншину, 1965) массивов (например, Агинский; Алтухов, Смирнов, 1971; и др.), либо под маломощным геоантиклинальным комплексом позднего протерозоя и рифея (Сангилен-Приаргунское, Одурум-Шутхулайское и другие поднятия). В геосинклинальных прогибах длительного, сквозного протерозойско-рифейского развития этот фундамент, как правило, претерпел наиболее сильную дезинтеграцию, поэтому он фиксируется лишь местами и преимущественно гравитометрическими методами исследования (Мастюлин, 1967; и др.), поскольку обладает типичными для архейских выступов геолого-геофизическими характеристиками.

Заложение геосинклинальных систем произошло в раннем протерозое, но протекало асинхронно в различных частях. К концу раннего протерозоя сформировались ядра карельской консолидации в юго-восточном и южном обрамлении Сибирской платформы, которые могут рассматриваться в качестве геоантиклинальных зон в продолжавшей развиваться рифейской геосинклинали. В других частях систем движения карельской эпохи либо не проявились (Протеросаян, Тува и др.), либо сформировали нижний структурный этаж геосинклинального протерозойско-рифейского комплекса (северное обрамление Китайско-Корейской платформы). В целом геосинклинальный процесс на площади Саяно-Байкальской и Хингано-Гобийской систем характеризуется длительностью, непрерывностью, значительной дифференцированностью (Смирнов и др., 1967); здесь преобладают зоны миогеосинклинального типа.

Замыкание геосинклиналей началось уже в эпоху карельских движений и происходило прерывисто в связи с ростом внутренних и краевых геоантиклиналей разного типа, что отражает мозаичное строение догеосинклинального фундамента. Процесс замыкания геосинклиналей завершился к концу рифея, когда вся площадь Саяно-Байкальской и Хингано-Гобийской систем была втянута в общее воздымание с образованием складчато-глыбовых структур, консолидированных интрузиями верхнерифейского возраста. Орогенному эпигеосинклинальному этапу развития рассматриваемых систем соответствует региональная континентальная пауза длительностью в несколько десятков миллионов лет, приходящаяся на верхи рифея.

В палеозое на площади этих систем вновь возобновился геосинклинальный режим в зонах некоторых бывших протерозойско-рифейских прогибов (салаирские Джидинский, Уда-Витимский, позднегерцинский Хангай-Даурский регенерированные геосинклинальные прогибы), а также формировались дейтероорогенные структуры.

Геосинклинальный процесс в Казахстано-Тянь-Шаньской эпикратонной системе протекал иначе. Архейско-протерозойские (?) гранито-гнейсовые комплексы фундамента геосинклинальной системы в течение длительного времени не вовлекались в интенсивную переработку. В рифее на этих глыбах формировался платформенный чехол (Зайцев, 1968). В позднем докембрии и палеозое здесь развивается активный геосинклинальный процесс, в итоге которого сформировались зоны каледонской (Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньская) и герцинской (Джунгаро-Балхашская, Южно-Тянь-Шаньская, Срединно-Тянь-Шаньская) консолидаций.

Геосинклинальные системы второго типа имеют в основании протерозойско-рифейский "сиалический" панцирь и были консолидированы в салаирское (Кузнецко-Тувинская зона) и герцинское (Монголо-Алтайская зона) время.

Отсутствие мощного гранито-гнейсового слоя к моменту заложения Кузнецко-Тувинской салаирской зоны предполагается исходя из следующих факторов: 1) с востока на запад от Саяно-Байкальской геосинклинальной системы в глубь рассматриваемой области исчезает предвендское несогласие; 2) в пределах зоны слабо развит кислый вулканизм, который сосредоточен лишь в области сочленения с Саяно-Байкальской системой, широко распространен основной вулканизм (Кудрявцев, 1966), преобладают интрузии плагиогранитного состава; 3) в этой зоне широко развиты офиолитовые пояса, постепенно выклинивающиеся в сторону Саяно-Байкальской геосинклинали; 4) возрастной диапазон основного магматизма расширяется в глубь геосинклинальной области (в раннем кембрии на востоке, в раннем и среднем кембрии на западе). Эти данные могут свидетельствовать о тесной связи геосинклинальных формаций Кузнецко-Тувинской зоны с "базальтовым" слоем земной коры, что позволяет предполагать заложение ее на коре со слабо развитым гранитно-метаморфическим слоем. Вопрос о первичности или вторичности этой коры остается неясным. В пределах рассматриваемой зоны обособляется Западно-Саянская каледонская структура, представляющая собой остаточный прогиб салаирской геосинклинали.

В результате замыкания Кузнецко-Тувинской геосинклинальной зоны сформировалась сложная складчато-глыбовая структура, на некоторых участках которой вскоре возобновился геосинклинальный режим с образованием наложенных позднекаледонского Хемчикско-Систигхемского и раннегерцинских Уймено-Лебедского и Кузнецкого прогибов. Помимо них, на площади зоны формировались орогенные впадины (Белостоцкий и др., 1959).

В Монголо-Алтайской герцинской зоне догеосинклинальный фундамент, по мнению одних исследователей (Васильковский, 1960; Волков, 1966; Красильников, 1966; Кузнецов, 1963; и др.), - океанического типа,

по мнению других (Белоусов и др., 1969), — гранито-гнейсовый. Между тем состав и строение складчато-метаморфического комплекса, залегающего под толщами рифея и кембрия, а также степень его метаморфизма весьма близки к основанию нижнепалеозойского разреза (Форный Алтай, Чингиз). Этот древний комплекс отделен от рифейско-нижнепалеозойского региональным несогласием. В пределах Алтая магматические породы древнего комплекса имеют натриево-известковый химический профиль. Ниже него располагается структурный этаж с геофизическими характеристиками, свойственными "базальтовой" части коры. В то же время метаморфический комплекс основания существенно отличается от мощных архей-протерозойских гнейсово-гранулитовых толщ Саяно-Байкальской геосинклинальной системы. Видимо, он накапливался непосредственно на океаническом субстрате и не претерпел гранитизации. В связи с этим данную геосинклиналь с известной долей условности мы относим ко второму типу, так как формирование ее происходило на коре с недоразвитым "гранитным" слоем (Фотиади, Каратаев, 1963) или на "сиалическом" панцире (Смирнов, 1963). Преобладающий вулканогенный состав нижнепалеозойских отложений геосинклинальной системы и их химический состав подтверждает этот вывод (Кузнецов, 1963).

Развитие Монголо-Алтайской геосинклинали было дифференцированным — в ее пределах в разное время формировались геоантиклинали, некоторые из которых в результате каледонских движений испытали складчатость и относительную консолидацию, например Талицко-Монголо-Алтайская (Волчкович, Леонтьев, 1964; Волчкович, 1967). Однако в отличие от каледонид Кузнецко-Тувинской геосинклинальной зоны они, во-первых, окружены герцинскими прогибами сквозного развития и, во-вторых, самым тесным образом связаны с ними осадочными и магматическими формациями. Н.П. Херасков (1963) относил такие структуры к "внутренним каледонидам", отмечая их сходство с типичными геоантиклинальными поднятиями. К такому же выводу пришли А.Л. Яншин (1965), Ю.А. Косыгин (1969:) и др.

Вследствие образования геоантиклиналей уже в раннем палеозое обозначился процесс замыкания рассматриваемой геосинклинальной зоны, завершившийся в среднем палеозое, хотя и не строго одновременно по всей площади. С позднего палеозоя на площади зоны формируются наложенные прогибы и впадины орогенного эпигеосинклинального класса.

К геосинклинальной системе третьего типа принадлежит узкая, протяженная "желобообразная" Зайсано-Гобийская геосинклиналь. Характерным признаком ее строения является чрезвычайно широкое развитие магматизма симатического профиля в основании геосинклинального комплекса. Отложения допалеозоя в ее пределах неизвестны, в связи с чем предполагается, что заложение геосинклинали произошло в раннем палеозое, непосредственно на коре океанического типа, а их замыкание фиксируется в конце среднего карбона. Позднепалеозойские отложения здесь локализованы в наложенных мульдах и представлены молассами. Внутреннее расчленение в рассматриваемой системе выражено нерезко.

Сравнивая строение и особенности развития геосинклиналей, имеющих разный догеосинклинальный фундамент, видно, что они различаются абсолютным временем формирования гранитно-метаморфического слоя, интенсивностью протекающих процессов, магматической и металлогенической специализацией.

Учитывая абсолютное время формирования гранитно-метаморфического слоя, можно наметить следующий ряд геосинклинальных систем, перечисленных в возрастающей последовательности: 1) герцинская Зайсано-Гобийская система третьего типа (начало формирования гранитно-метаморфического слоя в нижнем палеозое, конец - в верхнем); 2) системы второго типа: а) Кузнецко-Тувинская каледонская зона (начало в протерозое, конец - в нижнем палеозое), б) Монголо-Алтайская герцинская зона (начало в протерозое (?), конец в верхнем палеозое); 3) системы первого типа: а) Казахстано-Тянь-Шаньская каледонская зона (начало в архее - протерозое (?), перерыв в верхнем протерозое, конец в среднем палеозое), б) Южно- и Срединно-Тянь-Шаньская и Джунгаро-Балхашская герцинские зоны (начало в архее - протерозое (?), перерыв в верхнем протерозое, конец в верхнем палеозое), в) Саяно-Байкальская геосинклинальная система (начало в архее, конец в рифее).

В системах первого типа широко развиты миеосинклинальные зоны, в системах второго и особенно третьего типов - эвгеосинклинальные. При этом эвгеосинклинальные зоны в последующем часто подвергаются регенерации, что свидетельствует о незначительной степени консолидации гранитно-метаморфического слоя в их пределах к моменту главной складчатости. В системах первого типа более широко развит гранитоидный магматизм.

Таким образом, строение и развитие геосинклинальных систем Урало-Монгольского пояса зависит от природы их догеосинклинального фундамента, обуславливающего абсолютную продолжительность и тип формирования гранитно-метаморфического слоя в корнях разнообразных структур, а также контролирует геохимическую специфику магматизма и его металлогеническую специализацию.

Аналогию в процессе формирования сиалического слоя можно увидеть при сравнении приведенного выше ряда геосинклинальных систем с иным, развитым в Тихоокеанском сегменте (Тектоническая карта Евразии, 1966), где к востоку от Андезитовой линии расположены впадины с океанической корой, а к западу от нее - система впадин (Филиппинская и др.) и геосинклинальных зон (Нампо-Марианская, Палау и др.), имеющих кору океанического и переходного типа. Далее на запад располагается система структур Зондского архипелага, где континентальная кора пользуется более широким распространением и активно формируется.

NATURE OF PREGEOSYNCLINE BASEMENT AND ITS SIGNIFICANCE FOR GEOSYNCLINAL PROCESS (WITH THE EXAMPLE OF THE URAL-MONGOLIAN BELT)

B.N. Krasilnikov, E.N. Altukhov, K.L. Volochkovich,
A.D. Smirnov

On the example of the Ural-Mongolian belt the possibility of tectonic division into regions not only on the basis of "main folding" age but also on the basis of a pregeosynclinal basement type is shown.

It is possible to distinguish the next types of geosynclinal systems: 1) the first type with Riphean, early Caledonian and Hercynian age of "main folding", laid at the beginning of Proterozoic or at Late Precambrian time on the thick granite-metamorphic layer, which was formed at the Archean-Proterozoic time. 2) The second type of geosynclinal systems with early Caledonian and Hercynian age of the "main folding", laid at early Precambrian time on the thin granite-metamorphic layer, which was formed at the Proterozoic time on the crust of an oceanic type or at the expense of destruction of the Archean basement. 3) The third type of geosynclinal systems with Hercynian age of "main folding", laid at the Early-Middle Paleozoic time on the crust of the oceanic type.

The age of the basement of geosyncline systems is determined according to the time of the last phase of granitoid batholithic formation, which precedes the formation of a geosyncline. The age of the "main folding" is determined according to the time of beginning of accumulation of orogenic epigeosynclinal formation. Structure and development of geosynclinal systems depend upon the nature of their pregeosynclinal basement. As a rule the first type of systems is distinct from the others consolidate more early (at Riphean-Early Paleozoic time), miogeosynclinal zones predominate in them, the folding is less linear, the absolute time of "sial" formation (pregeosynclinal + geosynclinal stages) is more prolonged, both preorogenic and orogenic acid magmatic complexes with accompanying leukophilic mineralization are widespread. The latter is spatially related as a rule to the geoanticlines and the structures developed from them. The magmatism of the simatic character predominates in the second type of

systems. The leukophilic mineralization is usually related only to the orogenic intrusions. The leukophilic mineralization occurs rarely in the third type of systems.

The influence of the basement of the cited systems is displayed at the subsequent epochs of tectonic activation. There are more favourable conditions for the formation of acid magmatic intrusions with the accompanying leukophilic mineralization in the first type of systems.

Литература

Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д. 1971. Об Агинском срединном массиве Забайкалья. - Геотектоника, № 2.

Белостоцкий И.И., Зоненшайн Л.П., Красильников Б.Н.,

Кудрявцев Г.А., Моссаковский А.А., Пожарисский И.Ф., Херасков Н.П. 1959. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 6.

Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. 1969. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. - М., "Наука".

Васильковский Н.П. 1960. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. - Труды СНИИГТИМС, вып. 13.

Волков В.В. 1966. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. - Новосибирск, "Наука".

Волочкович К.Л. 1967. Тектоническое положение редкометалльных металлогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области. - В кн. "Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов". М., "Наука".

Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. 1964. Талишко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., "Наука".

Зайцев Ю.А. 1968. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. - В кн. "Орогенические пояса". (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Недра".

Косыгин Ю.А. 1969. Тектоника. М., "Недра".

Красильников Б.Н. 1966. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., "Наука".

Кудрявцев Г.А. 1966. Тектоника Тувы. - В кн. "Геология СССР", т. XXXIX, ч. 1. М., "Недра".

Кузнецов В.А. 1963. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. - Труды Ин-та геол. и геофиз., вып. 13.

Мастюлин Л.А. 1967. Структура "гранитного" слоя Забайкалья по геофизическим данным. - Изв. Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР, т. 3, вып. 2. Чита.

Смирнов А.Д., Алтухов Е.Н., Булдаков В.В., Недумов И.Б., Леонтьев Л.Н. 1967. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., "Наука".

Смирнов А.М. 1963. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Л., Изд-во АН СССР.

Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. 1964. М., "Наука" - "Недра".

Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. 1966. М., ГУГК.

Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И. 1963. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. - Геол. и геофиз., № 10.

Херасков Н.П. 1948. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Херасков Н.П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. М., Изд-во АН СССР.

Яншин А.Л. 1965. Проблема срединных массивов. - Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 40, вып. 5.

ПРОБЛЕМА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

А.В. Пейве, А.С. Перфильев, С.В. Руженцев

Геосинклинальные области, расположенные на краях континентов, многими геологами рассматриваются как части океанических структур, причленившихся в процессе своего развития к континентальным блокам (Васильковский, 1960; Марков и др., 1967; Diment, 1968; Bird, Dewey, 1970; Nohe, 1970).

Внутриконтинентальные геосинклинальные области в противоположность этому часто рассматриваются, как структуры, закладывающиеся на континентальной коре, хотя принципиальных различий в развитии тех и других и в составе слагающих их формаций не указывается (Белусов, 1968; Муратов, 1969; Казьмин, 1971).

Геосинклинальные области рифейского, палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста, слагающие обширные пространства внутри Евразийского континента, их природа, закономерности развития во времени и в пространстве составляют предмет доклада.

Внутриконтинентальные геосинклинальные области, несмотря на их большое различие, обладают некоторыми чертами сходства. Общим для них является вполне закономерная эволюция, выражающаяся в определенном изменении разреза. Фундамент, на котором формируются эвгеосинклинали, в большинстве случаев неизвестен. Лишь в нескольких местах (Тагильская зона Урала, Апеннины) установлено, что в основании эвгеосинклинальных серий залегают своеобразные метасоматические габброиды и габбро-амфиболиты, которые ниже сменяются гипербазитами (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971). Последние исследования показывают, что габбро-амфиболиты и габброиды произошли за счет метасоматических преобразований ультраосновных пород и вулканитов основного состава (Ефимов, Ефимова, 1967; Морковкина, 1964).

В большинстве случаев породы фундамента эвгеосинклиналей выходят на поверхность в виде тектонитов, образуя серпентинитовый меланж (Пейве, 1969; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Книппер, 1970), состоящий из глыб тех же метасоматических габброидов в серпентинитовом цементе. Можно, таким образом, предполагать, что эти породы слагают ложе эвгеосинклинальных систем. Анализ геофизических данных, имеющихся на Урале, позволяет отождествлять метасоматические габброидные породы с "базальтовым" геофизическим слоем (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971). Вместе с тем в зонах, прилегающих к континентальным блокам, эвгеосинклинальные формации, например флиш, нередко налегают на "гранитный" слой континентальной коры.

Выше "базальтового" слоя в эвгеосинклинали располагается мощная серия спилитов, диабазов (преимущественно лавы), кремнистых (иногда радиоляриевых), кремнисто-глинистых и карбонатно-глинистых глубоководных пород. Нередко, особенно среди вулканитов, встречаются крупные

массивы рифогенных известняков, палеогеографически отвечающих зонам океанических островов. В верхах рассматриваемого комплекса пород часто появляются кератофиры и кварцевые кератофиры. Для этой стадии развития геосинклинальных областей характерно сравнительно слабое тектоническое расчленение, преимущественно глубоководный характер осадков, натриевая специализация вулканитов. Выделяются крайние типы разрезов: разрезы, представленные почти исключительно кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами (рис. 1, колонка 5), и разрезы, почти целиком сложенные вулканитами спилито-диабазового ряда (колонки 1, 6). Между этими типами разрезов есть переходные.

Фундамент и нижняя часть разреза островных дуг западной окраины Тихого океана принципиально ничем не отличаются от рассмотренных выше образований ранних стадий развития эвгеосинклиналей и их фундамента. В восточной части Камчатки (колонка 10), по данным М.С. Маркова и др. (1967), в основании разреза выходит толща амфиболитов, габбро-амфиболитов и гипербазитов, на которой с размывом залегают верхнемеловая и палеоценовая серия вулканитов диабазового состава, кремнистых и глинистых сланцев с прослоями и пачками глубоководных известняков.

Новейшие данные, полученные при бурении океанического дна и подводном дражировании, позволяют с некоторой долей гипотетичности построить разрез океанической коры современных океанов. При этом в основании разреза оказываются метасоматические габброиды, габбро-амфиболиты, амфиболиты и метаморфизованные эффузивы основного состава, отвечающие "базальтовому" слою океанических структур. Выше располагается толща толеитовых базальтов, иногда зеленокаменно-измененных, и долериты. Судя по характеру отложений, известных на островах внутри океанов (например, острова Кука, Маршалловы острова), с ними могут ассоциировать линзы рифогенных известняков.

Выше базальтов или замещая их фациально в Тихом океане располагаются карбонатно-глинистые и глинистые глубоководные осадки. На рис. 1 (колонка 12) приведен разрез, обнажающийся на о-ве Малаита (Соломоновы острова), где можно наблюдать весь разрез океанической коры, прослеживающейся, по данным бурения, в смежную часть Тихого океана. Сходство океанической коры с фундаментом и с отложениями ранних стадий внутриконтинентальных геосинклинальных областей привело нас к выводу об океанической природе последних (Пейве, 1969; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971). Внутриконтинентальные геосинклинальные области прошли сложную историю развития и в конечном счете на их месте сформировалась континентальная кора с хорошо выраженным "гранитным" слоем. Однако в некоторых эвгеосинклиналях (Урал) до наших дней сохранились реликтовые участки без "гранитного" слоя, где в крупных тектонических блоках вулканогенно-осадочные серии залегают непосредственно на "базальтовом" субстрате. Существование таких зон подтверждает океаническую природу эвгеосинклиналей. Таким образом, для внутриконтинентальных геосинклинальных областей можно выделить океаническую стадию их развития, отвечающую ранним этапам формирования этих структур.

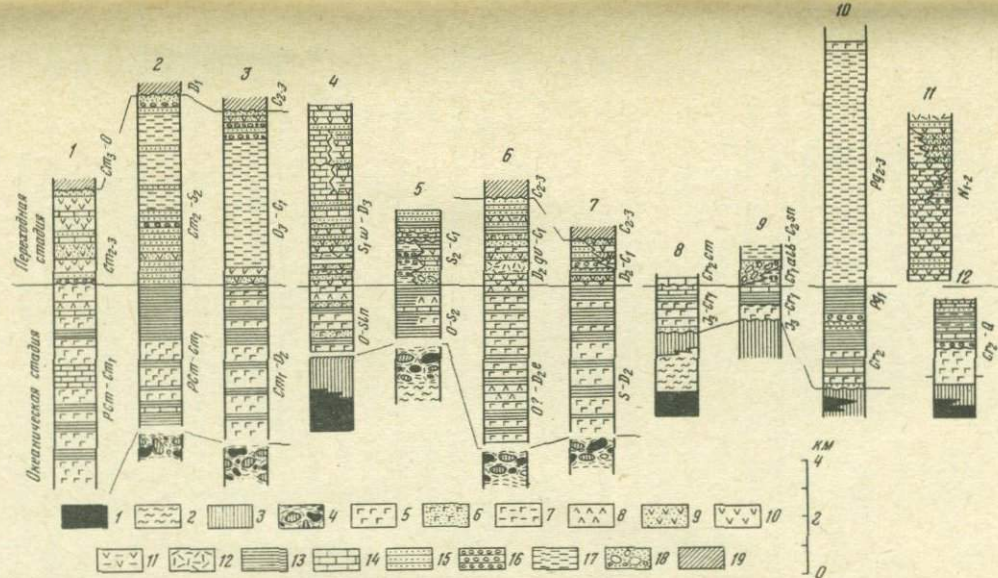


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов основных эвгеосинклинальных зон Евразии

1 - гипербазиты; 2 - серпентиниты; 3 - габбро, габбро-амфиболиты; 4 - меланж; 5 - диабазы, спилиты; 6 - туфы диабазов; 7 - трахибазальты; 8 - альбитофиры; 9 - туфы андезитов; 10 - андезиты, андезито-базальты; 11 - андезито-дациты, трахиандезиты; 12 - дациты, липариты, их туфы; 13 - кремни; 14 - известняки; 15 - граувакки; 16 - конгломераты; 17 - флиш, флишоподные толщи, 18 - олистостромы; 19 - орогенный комплекс.

Цифры над колонками: 1 - Кузнецкий Алатау (по А.А.Моссаковскому); 2 - Западный Саян (по Л.П.Зоненшайну и Н.Н.Хераскову); 3 - Прибалхашье (по Б.Б.Назарову); 4 - Тагильская зона Урала (по А.В.Пейве, Н.А.Штрейсу и Ю.С.Каретину); 5 - Сакмарская зона Урала (по С.В. Руженцеву); 6 - Магнитогорская зона Урала (по А.В.Пейве, А.С.Перфильеву и Н.А.Штрейсу); 7 - Южная Монголия (по А.С.Перфильеву и О.Д.Суетенко); 8 - Вуринос (по Е.Мурсу); 9 - Апеннины (по П.Пассерини); 10 - Камчатка (по М.Ю.Хотину и М.С.Маркову); 11 - Большие Курильские острова (по В.К.Гаврилову и Е.К.Мархинину); 12 - о-в Малаита (по Р.Колеману)

В большинстве геосинклинальных областей отложения океанической стадии сменяются мощным комплексом андезитового, андезито-базальтового и андезито-дацитового состава преимущественно эксплозивного типа. Вулканогенные породы сочетаются с мощными граувакковыми, туфогенно-граувакковыми и флишевыми сериями, а иногда — с мощными толщами рифогенных известняков; кремнистые породы (преимущественно яшмы) встречаются гораздо реже. Для отложений этого типа характерна быстрая изменчивость фаций, мощностей, возникновение местных перерывов и несогласий как в основании комплекса, так и внутри него, появление отчетливых конседиментационных структур, свидетельствующих о достаточно расчлененном тектоническом рельефе. По набору пород выделяются два основных типа разрезов: существенно вулканогенный, с той или иной примесью граувакк, и существенно терригенный, представленный флишем, граувакковым флишем и другими толщами флишеидного строения (см. рис. 1, соответственно колонки 1,4 и 2,3). Эти формации, имеющие еще эвгеосинклинальный облик, характеризуют длительный переходный этап развития коры от океанической к континентальной.

Особенности осадконакопления, характер вулканизма и ряд прямых данных свидетельствуют о достаточно интенсивном проявлении складчатости и горизонтальных движений в условиях тангенциальных напряжений на этом этапе. По сравнению с океанической стадией развития меняется не только состав, но и химизм вулканитов: натриевая специализация сменяется калиево-натриевой (Иванов, 1969). В конце этапа формируются достаточно крупные массивы гранодиорит-плагиогранитного ряда. В целом, в течение этой стадии развития происходит интенсивное тектоническое скупивание вещества эвгеосинклиналей, в которое нередко вовлекаются смежные континентальные блоки.

Геосинклинальные области на рассмотренном этапе сходны с системой островных дуг и краевых морей западной части Тихого океана. На островных дугах происходит формирование вулканитов преимущественно андезитового состава, в то время как в краевых морях, по-видимому, накапливаются мощные флишеидные толщи (Марков и др., 1967). На рис. 1 (колонки 10 и 11) приведены типичные разрезы островных дуг, сходство которых с разрезами поздних стадий развития геосинклинальных областей очевидно. Земная кора системы островных дуг и краевых морей характеризуется прерывистым распространением "гранитного" слоя и мощным слоем неконсолидированных осадков. Островные дуги имеют более или менее сформированный "гранитный" слой (иногда очень маломощный), а краевые моря нередко лишены его. Такой тип коры принято называть переходным. По-видимому, такой же тип коры характеризовал и рассматриваемую стадию развития геосинклинальных областей, которую в отличие от океанической целесообразно называть переходной. Таким образом, мы видим, что этап развития земной коры с типичными эвгеосинклинальными формациями четко делится на две стадии — океаническую и переходную. Океаническая стадия сменяется переходной не только во времени, но и латерально. В пределах Тихого океана для альпийского цикла эта смена происходит приблизительно по "андезитовой" линии.

Процессы тектонического ссучивания, надвигание смежных континентальных блоков на эвгеосинклинали и поддвигание этих блоков под эвгеосинклинали создают в конечном счете условия для формирования "гранитного" слоя во всей геосинклинальной области, приводят к полному отмиранию эвгеосинклинального режима и переходу ее в континентальную стадию развития. Об этом свидетельствуют особенности магматизма континентальной, или орогенной, стадии, для которой характерно повсеместное формирование нормальных гранитов и кислых вулканитов гранитного ряда.

Приведенные данные, как нам кажется, однозначно свидетельствуют об океанической природе внутриконтинентальных эвгеосинклиналей, ничем принципиально не отличающихся от эвгеосинклиналей на краях континентов. Такому выводу, на первый взгляд, противоречит узкая линейная форма некоторых эвгеосинклиналей (например, Урала и др.). Однако при этом не принимается во внимание громадная величина тектонического ссучивания структур, приведшая к резкому утолщению земной коры и к уменьшению поперечника таких зон, и возможность дрейфа континентальных блоков. Это также может изменить пространственные соотношения между океанами и континентами прошлого. Палеогеографию не только палеозойских, но и даже мезозойских эвгеосинклиналей мы еще совершенно не знаем.

На рис. 2 показана "гранитная" кора, сформировавшаяся в различные периоды неогена на больших пространствах Евразии. В основу схемы положено время перехода тех или иных участков от океанической стадии к переходной и от переходной к континентальной. При этом выявляются два типа эвгеосинклинальных систем, различающихся закономерностями формирования континентальной коры и особенностями структур.

К первому типу относится палеозойская геосинклинальная область Казахстана, Алтае-Саянская область и север Монголии. Как видно из схемы (рис. 2), к началу кембрия почти со всех сторон эта область была окружена полосой с "гранитной" корой. Начиная с верхов нижнего кембрия в краевых частях области, океаническая стадия развития сменяется переходной (западная часть Центрального Казахстана, восточная часть Алтае-Саянского региона). В ордовике океаническая структура сохраняется только в некоторых местах Прибалхашья и в Обь-Зайсанской зоне. К концу ордовика, возможно и позднее, океаническая стадия сменяется переходной и в этих остаточных зонах. Такое отмирание океанической структуры от периферии к центру еще лучше следует из анализа смены переходной стадии континентальной (время формирования "гранитного" слоя). По восточной окраине области уже в верхнем кембрии существует "гранитная" кора. К нижнему девону "гранитная" кора сформировалась почти на всей площади геосинклинальной области, за исключением Прибалхашья и Обь-Зайсанской зоны. В этих остаточных зонах "гранитная" кора формируется к среднему-верхнему карбону. Процесс формирования "гранитной" коры и продолжительность переходной стадии, таким образом, оказываются необычайно длительными (от верхнего кембрия до среднего - верхнего карбона). Растянутасть переходной стадии во времени указывает на срав-

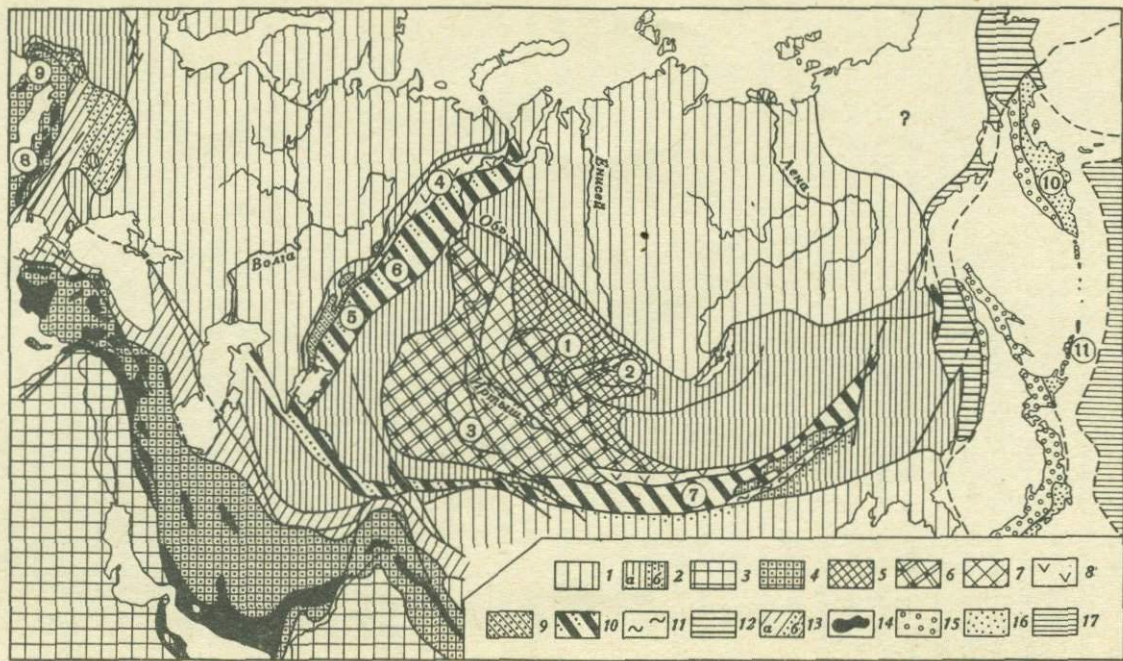


Рис. 2. Время формирования "гранитной" коры Евразии

1-4 - области с "гранитной" корой, сформировавшейся в докембрии: 1 - древние платформы Евразии; 2 - области с "гранитной" корой, наращивавшейся в течение палеозоя; а - в автохтонном залегании, б - в аллохтонном залегании; 3 - древняя платформа Гондваны; 4 - то же, в аллохтонном залегании; 5 - области с "гранитной" корой, сформировавшейся к концу кембрия (смена океанической стадии переходной в нижнем кембрии); 6 - области с "гранитной" корой, сформировавшейся к началу девона (смена океанической стадии переходной в конце нижнего кембрия); 7-11 - области с "гранитной" корой, сформировавшейся в среднем карбоне (7 - смена океанической стадии переходной в конце ордовика; 8 - то же, в нижнем силуре; 9 - то же, в верхнем силуре; 10 - то же, в среднем девоне; 11 - то же, в нижнем карбоне); 12 - области с "гранитной" корой, сформировавшейся в мезозое; 13 - области с разновозрастной "гранитной" корой, наращивавшейся в кайнозое: а - в автохтонном залегании, б - в аллохтонном залегании; 14 - области с "гранитной" корой, сформировавшейся в неогене (смена океанической стадии переходной в конце нижнего мела); 15-16 - области с незавершенным формированием "гранитной" коры (15 - смена океанической стадии переходной в палеогене; 16 - то же, в неогене); 17 - современная океаническая кора.

Цифры на схеме в кружках соответствуют цифрам над колонками рис. 1

нительно медленный процесс тектонического сучивания и малую роль быстрых и крупных горизонтальных перемещений в пределах этой области. Такой вывод как будто подтверждается отсутствием крупных тектонических покровов и блоково-мозаичным характером структур, характерных для нее. Но, с другой стороны, вполне возможно, что первичные океанические эвгеосинклинали здесь были очень обширны, а масштабы и характер тектонических перемещений мы еще не умеем оценивать. Казахстан-Алтае-Саянская эвгеосинклиналиальная область в целом представляет собой наиболее древнюю для неогена океаническую структуру, перешедшую в континентальную почти целиком (за исключением остаточных зон) уже в нижнем девоне.

Геосинклиналиальные области, на месте которых сформировались линейные складчатые системы Урала, Южного Тянь-Шаня и Южной Монголии, характеризуются другими закономерностями своего развития. Как видно из схемы (см. рис. 2), океаническая и переходная стадии мигрируют во времени от одного края каждой из систем к другому, и в этом отношении все системы оказываются резко асимметричными. Так, на Урале в самой западной части этот переход осуществляется в верхнем силуре, восточнее - в нижнем девоне, еще восточнее - в середине девона. Аналогичная смена с севера на юг характеризует эту границу в эвгеосинклиналиальной системе юга Монголии.

В противоположность этому формирование "гранитной" коры происходит практически одновременно и достаточно быстро на всей площади рассматриваемых систем в течение верхнего палеозоя, а в подавляющем большинстве случаев к среднему карбону. Эти особенности развития, как нам представляется, связаны с быстрым процессом тектонического сучивания при достаточно больших горизонтальных перемещениях, идущих под влиянием интенсивных тангенциальных напряжений, и при одновременном движении смежных континентальных масс вкострости простирающихся систем. Линейность рассматриваемых складчатых систем могла определяться границей континента и океана, которая в палеозое могла быть столь же четко выражена, как во многих случаях и ныне. При этом континентальные массы могут как относительно поддвигаться под эвгеосинклиналиаль (западный склон Урала), так и надвигаться на нее (Южная Монголия; Дергунов и др., 1971). Следствием такого процесса являются многочисленные тектонические покровы, характерные для этих систем, и четкая линейная форма каждой системы при сравнительно малой ее ширине.

Крайним членом ряда линейных систем по интенсивности и скорости сучивания является пояс Тетис, в котором океаническая стадия развития была прервана на рубеже нижнего и верхнего мела необычайно быстрым надвиганием Гондваны на океаническую структуру Тетиса (Пейве, 1969). Переходная стадия при этом оказалась редуцированной; она выражена в основном флишевыми, сравнительно маломощными комплексами; в палеогене почти вся эвгеосинклиналиальная система была перекрыта мощными аллохтонными пластинами сиалических масс Гондваны, и на ее месте сформировалась мощная "гранитная" кора. Тектонические покровы большой амплитуды играют главную роль в структуре Тетиса.

Линейные складчатые системы Урала, Тянь-Шаня и Монголии отчетливо обособлены от структур Казахстано-Алтае-Саянской области. В большинстве случаев они разделены участками с достаточно древней (докембрийской) "гранитной" корой или дискордантно срезают структуры Казахстано-Алтае-Саянской области. Такое их положение и особенности истории развития, возможно, связаны с тем, что океанические структуры, отвечающие этим складчатым системам, были новообразованными и возникли где-то в нижнем палеозое. Разумеется, это предположение весьма условно.

Приведенный анализ, как нам кажется, свидетельствует о том, что крупнейший на земле Евразийский материк включает в себя достаточно крупные разновозрастные океанические структуры прошлого, становление континентальной коры в которых происходило в разное время и различным путем. Однако во всех случаях это сопровождалось тектоническим скупиванием под влиянием тангенциальных напряжений с большими или меньшими горизонтальными перемещениями вещества. Вместе с тем мы еще раз вынуждены подчеркнуть, что масштабы этих перемещений и реальная палеогеография эвгеосинклиналей прошлого остаются неизвестными.

PROBLEM OF MIDLAND GEOSYNCLINES

A.V. Peive, A.S. Perfiliev, S.V. Ruzhentsev

Caledonian, Variscian and Alpine eugeosynclines are widely developed in Eurasia. Deposits of the early stage of development (up to the Ordovician in caledonides, Devonian in hercynides, Early Cretaceous in alpides) are similar to those of the recent oceans concerning an association of rocks (diabases, spilites, flints) and their chemism. Their formation is proceeding on a "basaltic" layer in slightly differentiated structures.

Extinction of oceanic structures is a result of horizontal clustering of the material of eugeosynclines and adjacent continental masses. This stage corresponds to island arcs and marginal seas. This can be confirmed by andesitic magmatism, development of flyshy and greywacke series filling the disconnected structures. At the end of this stage a gabbro-diorite-plagiogranite complex is formed, and a "granite" layer begins its formation as well.

In the folded area of Asiatic paleosoides (Kazakhstan, Altai, Sayany, Mongolia) the second stage lasts for some periods and is completed at different time (from the Vendian to Upper Paleozoic) becoming younger from the periphery of the system towards the centre. In the linear folded systems (variscides of the Urals and Mongolia, the Tethys) the tectonic clustering was proceed-

ding considerably more rapidly, the main role being played by large charriages. A transition from the oceanic to the later one is shifted in time across the strike of geosynclinal belts.

Thus, midland eugeosynclines at the early stages were structures of an oceanic type similar to the recent oceans.

Литература

- Белоусов В.В. 1968. Земная кора и мантия океанов. М., "Наука".
- Васильковский Н.П. 1960. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. - Труды СНИИГТИМС, вып. 13.
- Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. 1971. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. - В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука".
- Иванов С.Н. 1969. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций геосинклиналей. - В кн. "Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности". М., "Наука".
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. 1967. Кытлымский платиноносный массив. - М., "Наука".
- Книппер А.Л. 1970. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. - Геотектоника, № 2.
- Казьмин В.Г. 1971. К проблеме "Альпийского меланжа". - Геотектоника, № 2.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., "Наука".
- Морковкина В.Ф. 1964. Метасоматические преобразования гипербазитов в связи с зонами глубинных разломов. - В кн. "Петрографические формации и проблемы петрогенезиса". М., "Наука".
- Муратов М.В. 1969. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. - Геотектоника, № 2.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 2.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. - Докл. АН СССР, т. 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. 1971. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. - В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука".

B i r d J.M., D e w e y J.E. 1970. Lithosphere plate - continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian Orogen.- Bull. Geol. Soc. America, vol. 81, N 4.

D i m e n t W.H. 1968. Gravity anomalies in North-western New England. - In "Studies of Appalachian geology".

H o r n e G.S. 1970. Complex volcanic-sedimentary patterns in the Magog Belt of Northeastern Newfoundland. - Bull. Geol. Soc. America, vol. 81, N 6.

ОБШНОСТЬ В РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ РАЗНОГО ТИПА

Л.П. Зоненшайн

Есть, по крайней мере, две особенности, которые свойственны всем геосинклинальным областям и которые отличают их от геоструктурных элементов иной природы. Во-первых, все геосинклинальные области независимо от их типа обладают примерно одной и той же направленностью и стадийностью развития, и, во-вторых, все они содержат в своей основе один и тот же общий и главный элемент — эвгеосинклинальные зоны.

Известно, что геосинклинальные области проходят в своем развитии два этапа, разделенных эпохой складчатости: собственно геосинклинальный (или главный) и орогенный (или заключительный, молассовый). Это положение настолько твердо доказано, что, очевидно, нет нужды подробнее на нем останавливаться.

Эвгеосинклинальные зоны пролеживаются обычно узкими протяженными полосами во внутренних частях геосинклинальных областей и обнаруживаются прежде всего по присутствию в них офиолитовой ассоциации. Они обрамлены по периферии весьма разнообразными ансамблями структур: в одних случаях (в геосинклинальных областях альпийского типа) — обширными краевыми системами, включающими миеосинклинальные зоны и краевые прогибы, в других (в геосинклинальных областях центральноазиатского типа) — различными новообразованными геосинклинальными прогибами, часто с турбидитной седиментацией и существенно кислым, сиалическим магматизмом, в третьих случаях (на западной окраине Тихого океана) — протяженными вулканическими поясами и т.д. Именно это разнообразие структур, прилегающих к эвгеосинклинальным зонам и парагенетически с ними связанных, обусловило появление разных типов геосинклинальных областей и даже породило часто бытующее представление об их полной индивидуальности. Что касается эвгеосинклинальных зон, то они остаются удивительно похожими одна на другую в самых разных по типу областях.

Чтобы понять сущность геосинклинального процесса, необходимо уяснить развитие эвгеосинклинальных зон на первом, собственно геосинклинальном этапе.

Стратиграфический разрез эвгеосинклинальных зон обычно состоит из двух комплексов пород. Нижний из них образован офиолитовой ассоциацией: подводными вулканитами спилито-базальтового состава, глубоководными кремнистыми и кремнисто-глинистыми осадками, гипербазитами, габбро (или отдельными членами этой ассоциации без гипербазитов). Верхний комплекс сложен преимущественно обломочными флишеподобными осадками, которые местами замещаются массивами рифовых известняков. Осадочные толщи в большинстве случаев ассоциируются с мощными вулканическими накоплениями существенно андезитового состава, наиболее обильными в верхах комплекса.

Эти два комплекса отражают существование двух самостоятельных стадий в развитии эвгеосинклинальных зон: начальной и зрелой (по М.В. Муратову), или дофлишевой и флишевой (по Ж.Обуэну).

Начальная стадия протекает в условиях растяжения, о чем свидетельствуют обильные проявления вулканизма, равномерно распространенного на широкой площади. Офиолитовая ассоциация, формирующаяся на этой стадии, отвечает, как это убедительно показал А.В. Пейве, океанической коре геологического прошлого, и тем самым представляется возможным рассматривать эвгеосинклинальные зоны как остатки древних океанических областей.

Магматические продукты начальной стадии представлены исключительно глубинными, мантийными образованиями. В отношении происхождения гипербазитов ведутся длительные дискуссии; ставится под сомнение само их магматическое внедрение; неясно, следует ли их считать отторженцами мантийного вещества или тугоплавким остатком, отделившимся при выплавлении из мантии базальтовой магмы. Но в любом случае бесспорно глубинное происхождение гипербазитов и их сравнительно раннее внедрение.

В отношении базальтов — второго главного магматического компонента офиолитовой ассоциации — существует однозначное представление об их мантийной природе. Данные по эвгеосинклинальным зонам Урала, Альп, Дальнего Востока, Японии, Новой Зеландии и других областей говорят о том, что базальты эвгеосинклинальных зон близки к океаническим толеитам, что в общем-то находится в соответствии с представлением об эвгеосинклиналях как о прежних океанических участках. Но следует подчеркнуть, что только эвгеосинклинальным зонам свойственны спилиты, отличающиеся от толеитовых базальтов резко повышенным (до 3—5%) содержанием окиси натрия и воды. Существенно, что эти характерные составляющие спилитов также имеют ювенильный, вероятно мантийный, источник. Своеобразный состав спилитов разными петрографами объясняется либо появлением первичных спилитовых магм, обогащенных натрием, либо последующим преобразованием толеитовых базальтов в процессе натриевого метасоматоза. Существование последнего подтверждается интенсивным зеленокаменным перерождением вулканических толщ начальной стадии. Подобный зеленокаменный метаморфизм отмечается также только в эвгеосинклинальных зонах.

Зрелая стадия, как правило, без перерыва сменяет начальную. Комплексы обеих стадий большей частью связаны постепенными переходами, но иногда между ними появляются и несогласия. Смена одной стадии другой происходит на площади эвгеосинклинальных зон не одновременно, а растягивается на некоторый период времени, в течение которого условия начальной стадии в одних участках сосуществуют с условиями зрелой стадии в других участках.

Для зрелой стадии характерна резкая дифференциация обстановки с обособлением геоантиклинальных поднятий и заключенных между ними эвгеосинклинальных прогибов. В этой связи понятно накопление существенно терригенных толщ, отлагавшихся в процессе турбидитной седиментации. Прекращение массового вулканизма и расчлененность рельефа говорят об условиях сжатия, свойственных зрелой стадии.

Наиболее примечательными магматическими продуктами зрелой стадии являются вулканы андезитового состава и близкие к ним (по составу) сиенитогенные габбро-плагиогранитные интрузии. Андезитовый вулканизм сейчас полно представлен в островных дугах, где работами многих исследователей (в особенности Г.С. Горшкова) доказывается их непосредственное происхождение из верхней мантии. Этот вывод, очевидно, может быть с полным правом распространен и на андезитовый вулканизм прошлого, и на сиенитогенные габбро-плагиогранитные интрузии.

С андезитовым магматизмом тесно переплетается проблема роста континентов, поскольку средний состав коры континентов близок андезитовому. Отличие состоит лишь в значительно большем (примерно в два раза) содержании калия. Источником калия в эвгеосинклинальных зонах служит в основном прогрессивный метаморфизм, протекающий (по А.А. Маркушеву) при повышенном потенциале калия в растворах. Вынос калия, возможно, осуществляется интрателлурическими (по Ю.А. Кузнецову и Э.П. Изоху) потоками вещества также из подкоровых глубин. Региональный метаморфизм указывает на сильно повышенный тепловой поток, присущий эвгеосинклинальным зонам.

Таким образом, на протяжении всей жизни эвгеосинклинальных зон выявляется их тесная связь с верхней мантией Земли. Это косвенно следует и из геофизических данных по глубинному строению этих зон, в которых (на Урале, в Альпах, на Карпатах) обнаруживается подъем к поверхности аномального слоя с сейсмическими скоростями 7,3-7,6 км/сек. Этот слой можно трактовать в качестве разуплотненной мантии (или "корово-мантийной смеси").

Следовательно, эвгеосинклинальные зоны являются глубинными образованиями, в которых на поверхность Земли поступают энергия и вещество из верхней мантии. В этом отношении эвгеосинклинали можно считать поверхностным выражением тектонофера Ю.М. Шейнманна.

В ходе начальной стадии развития эвгеосинклиналей, названной А.В. Пейве и его соавторами океанической, идет формирование океанической коры, в ходе зрелой стадии - континентальной. Сущность геосинклинального процесса тем самым заключается в создании новой коры континентов, включая "базальтовый" и "гранитный" слои.

Это понимание геосинклинального процесса, вытекающее из анализа данных по геологии материков, накладывает определенные ограничения на популярную в настоящее время гипотезу "новой глобальной тектоники", в соответствии с которой плиты литосферы создаются в океанических хребтах, "растекаются" от них в стороны и поглощаются в глубоководных желобах. Геосинклинали в данной гипотезе отвечают тем участкам, в которых происходит либо поглощение плит литосферы, либо столкновение двух плит литосферы, т.е. таким зонам, которые непосредственно не связаны с глубинными источниками вещества и энергии. Это противоречит выводам о большой созидательной роли геосинклинального процесса и его глубинности. Исходя из этого, нельзя также принять конвейерный механизм "тектоники плит", так как он не может объяснить направленность и стадийность геосинклинального развития.

Вместе с тем эвгеосинклинальные зоны на начальной стадии развития близко напоминают современные океанические хребты со свойствами

ной им обстановкой растяжения и "растекания морского дна" и обнаруженной в них типичной офиолитовой ассоциацией. Это сходство подчеркнуто и тем, что в океанических хребтах к поверхности выступает примерно тот же аномальный слой с сейсмическими скоростями 7,3-7,6 км/сек, что и в эвгеосинклинальных зонах. Важно и то, что в некоторых зонах удается реставрировать условия древнего "растекания морского дна", как, например, в Южно-Монгольской варисийской эвгеосинклинальной зоне. В ней наблюдается полосовое размещение разновозрастных толщ офиолитовой ассоциации, последовательно омолаживающихся от нижнего сидура до позднего девона по мере движения от краев к центру зоны. Эта картина традиционно трактуется либо как смещение во времени магматической активности в осевые части эвгеосинклинальной зоны, либо как показатель полициклического развития. Со значительно большим основанием ее можно расценивать, как смещение каждого вновь созданного офиолитового комплекса от оси к краям зоны, т.е. аналогично "растеканию морского дна" океанических хребтов. Возникающие в результате этого условия сжатия во фронте эвгеосинклинальной зоны вызывают образование сложно расчлененного тектонического рельефа в областях, прилегающих к эвгеосинклинальной зоне. Показателем такого рельефа служат глубокие геосинклинальные прогибы, сопровождающие по периферии Южно-Монгольскую эвгеосинклиналь и выполненные терригенными турбидитными осадками. Следует оговориться, что заключение о сходстве эвгеосинклинальных зон с океаническими хребтами подразумевает лишь аналогию самих явлений, а не морфологическое тождество.

На зрелой стадии развития эвгеосинклинальные зоны не отличаются от современных островных дуг. Интересно, что и в островных дугах присутствует аномальный слой с сейсмическими скоростями 7,3-7,6 км/сек.

Очевидно, можно утверждать, что общая эволюция геосинклиналей идет от условий, напоминающих океанические хребты, к обстановке островных дуг. Нельзя исключать того, что так называемые внутренние моря (типа Японского) представляют собой те новообразованные океанические области, которые возникли в начальную стадию развития соответствующих эвгеосинклиналей в ходе "растекания морского дна" в тыловой части островных дуг. В последние годы подобные явления обнаружены в тыловой части островных дуг Тонга-Кермадек и моря Скоша.

Проведенное сопоставление эвгеосинклинальных зон на разных стадиях их развития с современными активными зонами, конечно, пока еще очень гипотетично. Бесспорно лишь то, что при построении глобальных моделей нельзя игнорировать данные по геосинклиналям прошлого, точно так же, как геосинклинальный процесс в настоящее время должен переосмысливаться с учетом новейших достижений в изучении океанов.

SIMILARITIES IN THE EVOLUTION OF GEOSYNCLINES OF DIFFERENT TYPES

L.P. Zonenshain

All geosynclinal regions contain one the same unit that is eugeosynclines which are remnants of previous oceanic areas. Preorogenic evolution of eugeosynclines includes two stages. The first stage is marked by initial spilite-basaltic magmatism and deep-sea conditions. The second (mature) stage corresponds with differentiation, turbidite deposition and andesitic volcanism. It is closed by folding and synorogenic gabbro-plagiogranite intrusions. Basalts and spilites are originated from the mantle. Spilites are peculiar to eugeosynclines only, their components (sodium and water) are mantle-derived. Andesites are received from the mantle too. Moreover, eugeosynclines are characterized by "abnormal" crust (with seismic velocity 7,3-7,6 km/sec), by the largest fractures penetrated a considerable thickness of the upper mantle, and by regional metamorphism, i.e. high heat-flow. Thus, geosynclines (and eugeosynclines especially) are deep-seated structures in which the energy and substance of the upper mantle rise up to the earth's surface. Just here a new crust is created in a full value including "basaltic" and "granitic" layers. The origin of eugeosynclines is accompanied by extension, by moving apart of lithosphere plates, and by creation of a new oceanic floor. In some regions (South Mongolian, for example) one can restore ancient sea-floor spreading. Eugeosynclines appear to be analogous at their initial stage to ocean ridges, and at the mature stage - to island arcs. On the whole, the evolution proceeds, possible, from conditions resembling mid-ocean ridges to an island arc and further to an orogenic zone.

В.В. Белоусов

В докладе делается попытка вывести на основании обобщения имеющихся геологических данных главные закономерности развития земной коры континентов и путем сопоставления этих закономерностей с геофизическими данными разработать вероятную модель глубинных процессов, определяющих это развитие.

Геологическая история показывает, что на континентах эндогенные процессы — тектонические, метаморфические, магматические — сочетаются вполне определенными способами, образуя различные эндогенные режимы. Последние на каждом отрезке истории проявляются в определенных зонах, именуемых обычно тектоническими.

Крайними режимами являются геосинклинальный и режим древней платформы. Но широко распространены и промежуточные режимы, классификация которых, однако, не разработана. К ним принадлежат, например, режимы парагеосинклинальный и молодых платформ. Выделяются также режимы рифтовый и континентальных окраин (атлантических и тихоокеанских).

В архее процессы, характерные для геосинклинального режима (региональный метаморфизм, гранитизация), охватывали всю поверхность континентов. Это была пангеосинклинальная, или пермобильная, стадия, которая закончилась около 3 млрд. лет назад, когда возникло разделение коры на протогеосинклинали и протоплатформы (Муратов, 1970; Хаин, 1970). Их размещение было неустойчивым. Эта неустойчивая геосинклинально-платформенная стадия в среднем протерозое (1,6–1,8 млрд. лет назад) сменилась стадией устойчивых геосинклинально-платформенных условий. В это время в основном сформировались известные сейчас древние платформы; далее платформенный режим распространялся за счет геосинклинального на все большей площади. Этот процесс происходил не беспорядочно, а подчинялся определенной направленности. В результате геосинклинали, сокращаясь, превратилась в конце концов не в хаотически разбросанные пятна, а в две протяженные зоны — Круго-Тихоокеанскую и Средиземноморскую (Тетис). При переходе от активных режимов к более спокойным возникали промежуточные режимы. Временно и локально проявлялись и обратные тенденции — тектоническая и магматическая активизация.

Различные эндогенные режимы развивались одновременно и соседствовали друг с другом. Это указывает на неравномерность развития тектоносферы, на самостоятельность и различный темп эволюции отдельных ее участков.

Достоверно устанавливается повторяемость комплекса эндогенных процессов в течение всей геологической истории, что позволяет выделять эндогенные периоды, или циклы, обычно называемые тектоническими циклами (Богданов, 1969). Их продолжительность в докембрийские эры колебалась от 300 до 600 млн. лет, а в фанерозое она была в пределах 150–200 млн. лет. В основе циклов лежит повторяемость очень обширных

по охвату ими площади общих вертикальных колебаний земной коры, или ундаций, вызывающих наиболее крупные трансгрессии и регрессии (Stille, 1924; Хаин, 1939; Белоусов, 1962). Ундации охватывают и геосинклинали, и платформы. Разделение тех и других на внутренние зоны длительных поднятий и прогибаний определяется глыбово-волновыми колебательными движениями, или ундуляциями. Контрастность последних не остается одинаковой в течение цикла; она максимальна в начале и конце цикла и минимальна в середине его (Ронов, 1961; Шолпо, 1969). Ундуляции на платформах относительно устойчивы. В геосинклиналях в течение цикла они претерпевают эволюцию, наиболее характерным явлением для которой оказывается перемещение прогибов и поднятий в виде "расходящихся волн".

Тем же циклам в геосинклиналях подчиняется развитие магматизма, метаморфизма и складчатости.

В течение фанерозоя палеозойские циклы (каледонский и варисский) развивались на всех континентах с хорошей согласованностью во времени: отклонения в прохождении отдельных стадий цикла обычно не превышали 30-40 млн. лет. В мезозое - кайнозое одна группа геосинклиналей и часть платформ развивались по атлантической схеме, проходя один цикл - альпийский; другая группа геосинклиналей и часть территории платформ развивались по тихоокеанской схеме, характеризующейся наличием двух циклов - мезозойского и кайнозойского. Зоны, подчиняющиеся второй схеме, примыкают к Тихому океану. Но зоны, развивающиеся по атлантической схеме, хотя и тяготеют преимущественно к Атлантическому океану, охватывают и часть Круго-Тихоокеанского кольца (Япония, Филиппины, Новая Гвинея).

Изменение площади, занятой геосинклиналями и платформами, происходило "толчками" от одного цикла к другому. В фанерозое геосинклиналь каждого нового цикла располагалась, как правило, внутри зоны геосинклинали предыдущего цикла (но на меньшей площади). Однако простираение новой геосинклинали и ее внутренних зон могло не соответствовать на отдельных отрезках простираению предыдущей геосинклинали. Простираения геосинклинальных структур определяются глубинными разломами. Региональный метаморфизм и гранитизация к концу цикла вызывали "залечивание" существовавших ранее глубинных разломов. С началом следующего цикла образовывалась новая система разломов, которая могла не совпадать с предыдущей. Появление новых живых разломов на площадях, где ранее уже установился платформенный режим, могло вести к тектонической и магматической активизации и, в частности, к регенерации геосинклинального режима.

Существуют убедительные данные, свидетельствующие о том, что характерная для геосинклиналей голоморфная складчатость образуется в результате не внешнего горизонтального давления на геосинклиналь со стороны окружающих платформ, а вследствие процессов внутри самой геосинклинали, вызванных силой тяжести. Но конкретные механизмы складкообразования не ограничиваются поверхностным соскальзыванием слоев по склонам. Они включают также давление на окружающие породы, расположенных в стороны вершин относительно приподнятых блоков коры и глубинный диапиризм. Последний состоит во всплывании сквозь

покрывающие породы массивов гранитов, гранито-гнейсов и метаморфических сланцев разных степеней метаморфизма, плотность которых временно уменьшается при прогревании и выделении воды и других летучих из минералов в поры (пока вода не уйдет за пределы всего массива). Во время всплывания породы глубинных диапиров деформируются сами и деформируют окружающие породы (Белоусов, 1969).

Устанавливается связь между различными современными эндогенными режимами и величиной теплового потока (Lubimova, Polyak, 1969; Lee, 1970). Последний минимален на кристаллических шитах (в среднем $0,98 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$), выше под значительными новейшими поднятиями ($1,8 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ на Тянь-Шане) и максимален в рифтовых зонах (около $2,0 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$) и в вулканических областях (до $3,6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$). Эти колебания согласуются с изменениями глубины, степени выраженности астеносферы и с характером перехода от коры к мантии. Усиление теплового потока сопровождается повышением кровли астеносферы, относительно большим снижением скорости распространения сейсмических волн или появлением между корой и мантией слоя с промежуточными сейсмическими скоростями. Палеогеотермические исследования указывают на то, что геосинклиналям в эпохи регионального метаморфизма были свойственны повышенные (в три-пять раз относительно нормальных, т.е. платформенных) тепловые потоки (Белоусов, 1966а).

Из предыдущего вытекает предположение, что различные эндогенные режимы обусловлены разной интенсивностью теплового потока и разной степенью частичного плавления материала мантии. Вместе с тем устанавливается, что поверхностные эндогенные режимы связаны с неоднородностями строения, проникающими вертикально вниз глубоко в астеносферу, т.е. до глубин в 150–200 км (Archambeau a.o., 1969).

Повторяемость эндогенных процессов, включающая многократное возобновление регионального метаморфизма и периодическое усиление и ослабление магматизма, указывает на периодические колебания интенсивности теплового потока.

По современным космогоническим представлениям, наиболее общим процессом, развивающимся в земном шаре со времени его образования, является разогревание радиоактивного происхождения. Оно вызывает на той или иной глубине в недрах планеты частичное плавление, что означает дифференциацию материала. В свою очередь дифференциация влияет на тепловой режим, поскольку подъем относительно легкого материала вызывает перенос тепла вверх. Эта схема может быть использована для объяснения сложной совокупности эндогенных процессов.

А.Н. Тихонов и др. (Tikhonov a.o., 1970) показали возможность периодического возникновения частичного плавления в мантии на глубине 400–500 км. Такой частично расплавленный слой продвигается вверх путем проплавления вышележащих пород. После максимального разрастания в толщину он остывает и угасает. Но через некоторое время на глубине образуется новый слой частичного плавления и т.д. Такая периодически возникающая и угасающая астеносфера может объяснить периодичность крупных ундаций на поверхности. Частичное плавление внутри самой астеносферы ведет к выплавлению жидкого базальта, понижению средней плотности материала астеносферы, возникновению в кровле ас-

теносферы инверсии плотностей и, следовательно, к механической неустойчивости: в одних местах материал астеносферы образует выпуклости, в других опускается. Глубинные разломы придают выпуклостям в впадинах линейность. В выпуклостях происходит обособление жидкого базальта от тяжелого остаточного кристаллического вещества. Здесь образуется восходящий поток базальтовых астенолитов, которые по глубинным разломам проникают в кору, утяжеляют ее, и поэтому над поднимающимися потоками базальтовых астенолитов кора прогибается, а между ними остается поднятой. Возникают контрастные ундуляции коры, свойственные геосинклиналям. Дифференциация базальта в промежуточных очагах и ассимиляция базальтом материала коры приводят к образованию разных по составу геосинклинальных магматических пород (Белоусов, 1966б).

В конце концов базальтовые астенолиты настолько прогревают кору, что вызывают в ней региональный метаморфизм и гранитизацию. Эти явления сопровождаются складчатостью. Таким образом, волна разогревания, вызвавшая в начале цикла формирование астеносферы на глубине, постепенно поднимается в земную кору, вызывая в ней преобразования, характерные для середины тектонического цикла. Затем наступает временное ослабление эндогенной активности и сглаживание контрастов вертикальных движений. А со следующей волной выплавления развивается заключительное в цикле поднятие и происходит новое взламывание только что образовавшегося гранитно-метаморфического панциря.

С каждым новым актом выплавления материал мантии теряет часть своих легких составных частей, что делает выплавление более затруднительным. Это приводит к смене активных режимов спокойными. Вовлечение в частичное плавление новых, больших глубин может вызвать временную активизацию условий и даже возвращение от платформенного к геосинклинальному режиму.

Хотя эта схема является не более чем гипотезой, лежащие в основе ее данные во всяком случае свидетельствуют о связи эндогенных режимов с процессами, происходящими на значительной глубине, непосредственно под теми областями, где данный режим проявляется на поверхности. А если учесть дробное разделение коры континентов на участки разных режимов и длительную устойчивость такого разделения, то нельзя не увидеть во всем этом свидетельство против каких-либо крупных, континентального масштаба горизонтальных перемещений в литосфере и астеносфере. Такие перемещения разрушили бы вертикальные связи и привели бы к горизонтальному перемешиванию режимов.

При составлении этого доклада автор пользовался помощью Н.А. Беляевского, А.А. Богданова, Ю.А. Зайцева, Б.А. Петрушевского, А.Б. Роннова, Е.М. Рудича, В.Е. Хаина, В.Н. Шолто, Ю.М. Шейнманна, но несет полную ответственность за отбор данных и выводы.

IMPORTANT TRENDS IN THE EVOLUTION OF CONTINENTS

V.V. Belousov

The purpose of this paper is to formulate the most important trends in the evolution of the continental Earth's crust and to propose a hypothetical model of deep processes determining this evolution.

On the continents endogenous processes - tectonic, metamorphic, magmatic - combine in quite fixed patterns constituting different endogenous regimes. Two extreme regimes are geosynclinal and of an ancient platform. But there are many intermediate regimes.

The most general trend of evolution of continents is from a geosynclinal regime to a platform one with temporary and local events of tectonic and magmatic activation.

Geological history displays the periodical recurrence of the entire complex of endogenous processes. These are regular tectonic cycles.

Geosynclinal (holomorphic) folding is due to processes within a geosyncline provoked by the force of gravity.

There are correlations between endogenous regimes and the magnitude of heat flow.

The model proposed proceeds from the progressive radioactive heating of the Earth. This process is complicated by periodical formation of partly melted layers which move upwards and vanish after one another. From such layers (asthenospheres) basaltic asthenoliths ascend to the crust thus provoking its periodical heating and regional metamorphism.

All the data available indicate that superficial endogenous regimes have their roots deep in the mantle which is contradicting large horizontal displacement in tectonosphere and asthenosphere.

Литература

Белоусов В.В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Гостехиздат.

Белоусов В.В. 1966а. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука".

Белоусов В.В. 1966б. О возможных глубинных условиях магматизма. - Сов. геология, № 4.

Белоусов В.В. 1969. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, вып. 4.

Богданов А.А. 1969. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, вып. 5.

Муратов М.В. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. - Геотектоника, № 2.

Ронов А.Б. 1961. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). - В кн. "Проблемы тектоники". М., Госгеолтехиздат.

Хаин В.Е. 1939. Осцилляционный ритм земной коры. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17, вып. 1.

Хаин В.Е. 1970. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45, вып. 2.

Шолпо В.Н. 1969. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений. - Геотектоника, № 2.

A r c h a m b e a u C. B., F l i n n E. A., L a m b e r t D. G. 1969. Fine structure of the upper mantle. - J. Geophys. Res., vol. 74, N 25.

L e e W. H. K. 1970. On the global variations of terrestrial heat-flow. - Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 2, N 5.

L u b i m o v a E. A., P o l y a k B. G. 1969. Heat-flow map of Eurasia. The Earth's Crust and Upper Mantle. - Amer. Geophys. Union, Geophys. Monograph, vol. 13.

S t i l l e H. 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Borntraeger, Berlin.

T i k h o n o v A. N., L u b i m o v a E. A., V l a s o v V. K. 1970. On the evolution of melting zones in the thermal history of the Earth. - Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 2, N 5.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ В ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ И ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

П.Н. Кропоткин

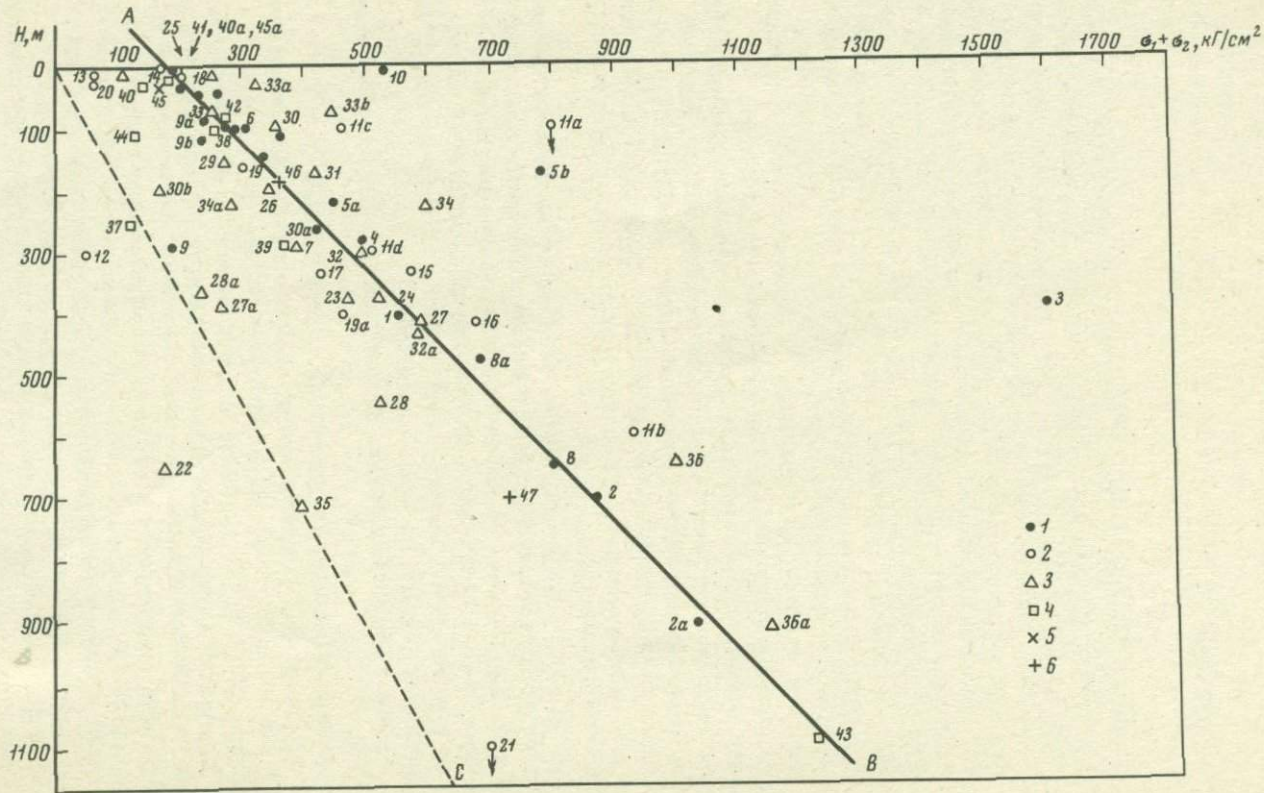
1. В связи с проходкой шахт и туннелей и сооружением гидроэлектростанций в разных странах выполнены измерения напряженного состояния в массивах горных пород. Техника этих измерений позволяет выйти за пределы зоны концентрации напряжений, связанных с наличием горной выработки, или достаточно точно рассчитать влияние такой концентрации. Определения напряжений различными методами, разработанными в СССР, Швеции и других странах, характеризуются точностью от 2-5 до 10-30%. Эти измерения указывают на существование высоких горизонтальных сжимающих напряжений, которые в несколько раз превышают величину гидростатического (геостатического) давления. Такие избыточные напряжения обнаружены главным образом в кристаллическом фундаменте и в складчатых комплексах. В осадочном чехле и в трещиноватых разностях массивных пород они обычно отсутствуют.

Следует отметить, что добавочные горизонтальные напряжения, обусловленные неровностью рельефа или механической неоднородностью массивов горных пород, обычно не превосходят 10-30 кг/см². Поэтому наблюдаемые высокие напряжения нельзя отнести за счет влияния рельефа или неоднородности и их следует рассматривать, как имеющие тектоническое происхождение.

На рис. 1 представлены результаты всех известных автору измерений напряженного состояния в породах кристаллического фундамента и в складчатых комплексах. Из многочисленных измерений, сделанных в осадочном чехле, нанесены только те, которые указывают на сжатие, более высокое, чем геостатическое (p), обусловленное весом вышележащих слоев. Сумма главных напряжений сжатия $\Sigma \sigma_{\text{H}} = \sigma_1 + \sigma_2$ по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направлениям указана в кг/см².

Измеренные напряжения группируются в двух полосах.

а. Около линии ОС, соответствующей удвоенному гидростатическому давлению: $2p = 2dgH$, где d - плотность пород, g - ускорение силы тяжести, H - глубина от поверхности (в м). Кроме некоторых измерений в фундаменте, сюда попадают почти все результаты измерений в недеформированных осадочных породах, не нанесенные на чертеж. Низкие напряжения в фундаменте наблюдаются главным образом на небольшой глубине (до 20-100, редко до 1000 м) и могут быть связаны с естественной разгрузкой ранее существовавших высоких напряжений, если породы стали трещиноватыми (точки 9,22 и др.), подверглись выветриванию или содержат сравнительно пластичные прослой (например, жилы змеевиков). Напряжения, в сумме близкие к $2p$, были отмечены в Норвегии на глубине 1280 м и в Южной Африке в породах осадочного чехла на глубине 1900 м.



6. У линии АВ, соответствующей формуле Н.Хаста: $(\sigma_1 + \sigma_2) = 0,98H + 180$. По-видимому, в большинстве районов эти высокие напряжения охватывают весь складчатый или кристаллический фундамент, начиная от глубин в несколько десятков (Швеция, Португалия, Либерия) или сотен метров. Наибольшие глубины, на которых производились измерения, показавшие высокие напряжения, достигают 880 м (Стельберг, Швеция), около 900 м от среднего уровня Хибинского горного массива на Кольском полуострове (600 м от уровня долин), 915 м (Донбасс), 1100 м (туннель под горой Монблан в Альпах). Величина сжатия $(\sigma_1 + \sigma_2)$ составляет в этих случаях соответствен-

Рис. 1. Изменение величины напряжений ($\Sigma\sigma_{11} = \sigma_1 + \sigma_2$, кг/см²) с глубиной (H, м) в породах кристаллического фундамента и в складчатых комплексах

АВ - изменение напряжений по формуле Хаста (Hast, 1967); ОС - удвоенное гидростатическое (геостатическое) давление (2р)
1 - Балтийский щит - точки 1-10 (Hast, 1967); 2 - докембрийские платформы: 11а - d - Хибинский массив, Кольский полуостров (Турчанинов, 1970), 12 - Кривой Рог (Тохтуев, Ривкин, 1966), 13-17 - Канада (Coates, Grant, 1966; Coates, Ignatieff, 1966), 18 - США (Прочухан, 1966), 19, 19а - Замбия, 20 - Либерия (Hast, 1969), 21 - Южная Африка (Jaeger, Cook, 1969); 3 - палеозойские складчатые пояса. Каледониды: (22-27а): 22, 23 - Норвегии (Hast, 1967), 24 - Шпицбергена (Hast, 1969), 25 - Саянского хребта в Сибири (Кутепов, 1965), 26 - Ирландии (Hast, 1969), 27, 27а - Горной Шории, к югу от Кузбасса (Егоров, Шаманская, 1968; Батугин, Шаманская, 1965); герциниды (28-36а): 28, 28а - Юго-Восточной Австралии (Stephenson, Murray, 1970), 29 - о-ва Тасмании (Прочухан, 1966), 30-32а - Урала (Алейников, 1971), 33-33б - Аппалач и других восточных районов США (Voight a.o., 1969), 34-34а - Казахстана (34 - Джеккаган; Сиразутдинов и др., 1969; 34а - Коунрад; Булин, 1971), 35-36а - Донецкого бассейна (Галушко, Куренков, 1968); 4 - области мезозойской и кайнозойской складчатости. Мезозойды: (37-39): 37 - Невады, США (Obert, 1962), 38 - Британской Колумбии, Канада (Hast, 1969), 39 - Малайзии (Прочухан, 1966); альпийские складчатые пояса (40-44): 40, 40а - Португалии (40 - Hast, 1969; 40а - Прочухан, 1966), 41 - Ирана (Прочухан, 1966), 42 - Алайского хребта, СССР (Степанов, Ялымов, 1967), 43 - Альп (Hast, 1969), 44 - Калифорнии (Merrill, 1964); 5 - измерения в изверженных породах Исландии: 45-45а (Hast, 1969); 6 - измерения в осадочном чехле Северо-Американской платформы (46-47): 46 - ангидритовая шахта (Робертс и др., 1967), 47 - палеозойские известняки Сгайо (Obert, 1962)

но 1020, 930, 1150 и 1220 кг/см², т.е. на 500-650 кг/см² превышает удвоенное гидростатическое давление (Наст, 1967, 1969; Турчанинов, 1970; Галушко, Куренков, 1968; Кропоткин, 1971; Voight a.o., 1969).

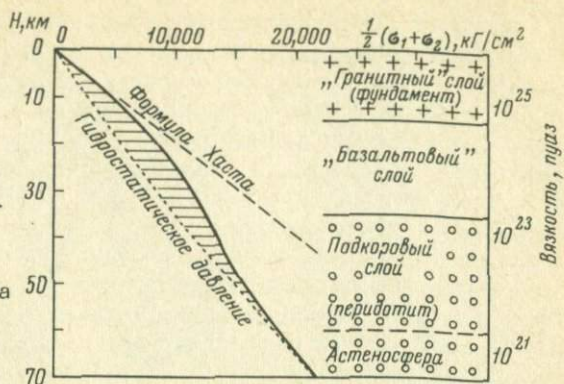
2. Избыточные напряжения ($\Sigma\sigma_h - 2p$) подчиняются в общем одной и той же зависимости от глубины как на докембрийских платформах, так и в палеозойских складчатых поясах и в складчатых комплексах альпийского пояса. Они наиболее хорошо изучены на Балтийском щите - в Швеции, Норвегии, Финляндии (Наст, 1969), на Кольском полуострове (Турчанинов, Марков, 1966) и обнаружены в докембрийском кристаллическом фундаменте Канады (Coates, Grant, 1966) и Африканской платформы (Замбия, Либерия). В осадочном чехле Северно-Американской платформы ($\Sigma\sigma_h$ на глубине 700 м в нижнепалеозойских отложениях Огайо на 350 кг/см² выше геостатического давления (Obert, 1962).

В областях нижнепалеозойской складчатости (байкалидах, каледонидах) такие же высокие напряжения отмечены в Норвегии, Ирландии, на Шпицбергене, в Сибири у пересечения Енисея и Саянского хребта и в Горной Шории, южнее Кузбасса, в областях верхнепалеозойской складчатости (герцинидах) - в глубоких шахтах Донбасса, на Урале, в Джекказгане и Коунраде (Казахстан), на юге Кузбасса, на о-ве Тасмания и в восточной части США. Высокие напряжения зарегистрированы также в областях мезозойской и альпийской складчатости - в Малайзии, Британской Колумбии, Португалии и Иране, в Алайском хребте (СССР). Они известны, кроме того, в Исландии, недалеко от оси Среднего Атлантического хребта (Наст, 1969).

По величине суммарных избыточных напряжений не наблюдается разницы между равнинными областями, не затронутыми неотектоникой (Казахстан, восток США), и горными областями, охваченными интенсивными новейшими поднятиями (Норвегия, Саяны, Алайский хребет, Альпы).

3. Таким образом, по-видимому, существует глобальное, слабо дифференцированное поле напряжений, охватывающее консолидированные слои земной коры и часть отложений осадочного чехла. Линейный характер зависимости $(\sigma_1 + \sigma_2) = f(H)$ позволяет произвести экстраполяцию на глубину. С учетом того обстоятельства, что в пластичном слое астеносферы (на глубине 60-100 км) напряжения должны быть близки к гидростатическим, такая экстраполяция приводит к выводу, что избыточные напряжения достигают максимума ($\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} - p \approx 2000 - 3500$ кг/см²) на глубине 10-40 км (рис. 2). На этом же уровне в целом по земному шару выделяется более 70% энергии землетрясений, в подавляющем большинстве связанных со сжатием (Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский сейсмические пояса). При землетрясениях напряжения снимаются только частично и лишь меньшая часть

Рис. 2. Изменение величины горизонтального сжатия в земной коре и в верхних слоях мантии, рассчитанное в соответствии с формулой Хапта (в верхней части гранитного слоя) и величиной гидростатического давления (в астеносфере). Заштрихована величина избыточных напряжений ($\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} - p$)



освободившейся упругой энергии превращается в регистрируемую энергию сейсмических волн.

4. Там, где измеренные напряжения характеризуются резкой анизотропией ($\sigma_1 > 2\sigma_2$), наблюдается общее соответствие между их ориентировкой и направлением хребтов и изостатических аномалий. На Кольском полуострове и в Скандинавии преобладает сжатие, ориентированное в северо-западном направлении, перпендикулярно к Норвежским возвышенностям, испытавшим недавнее поднятие, и к главному сейсмическому поясу Скандинавии. Он связан с полосой резких изостатических аномалий (рис. 3). Аномалии характеризуются здесь большим градиентом, изменяясь от -40 мгл на материке до $+100$ мгл в прибрежной полосе океана, и связаны, вероятно, с короблением земной коры под действием горизонтального сжатия.

На Урале ось наибольшего сжатия ориентирована в широтном направлении, также перпендикулярно к оси неотектонического поднятия хребта и к зоне опускания ближайшей части Западно-Сибирской низменности (Алейников, 1971). То же наблюдается в северной Португалии (где разность изостатических аномалий между материком и океаном достигает 160 мгл) и в Алайском хребте.

5. Ориентировка горизонтальных сжимающих напряжений, перпендикулярная к простиранию молодых складчатых хребтов и осей положительных и отрицательных изостатических аномалий, известна также из анализа геодезических данных о современных деформациях (Япония) и из сейсмологических данных (Введенская, 1969; Gzovsky, 1967). Величину напряжений в наклонных зонах сейсмических навигов у периферии Тихого океана, в Индонезии и складчатых дугах Средиземноморья (о-в Крит, Апеннинский полуостров) можно определить по правилу параллелограмма сил, зная величину отклонений гидростатического давления в подкорковых слоях от изобарии. Разность давления ($p_1 - p_2$), обусловленного весом пород, можно рассчитать для поверхности, расположенной на 40 км ниже уровня моря, основываясь либо на величине разности изостатических аномалий (100-400 мгл; Внутреннее строение Земли, 1949), либо на плотности слоев. Она определяется по ско-

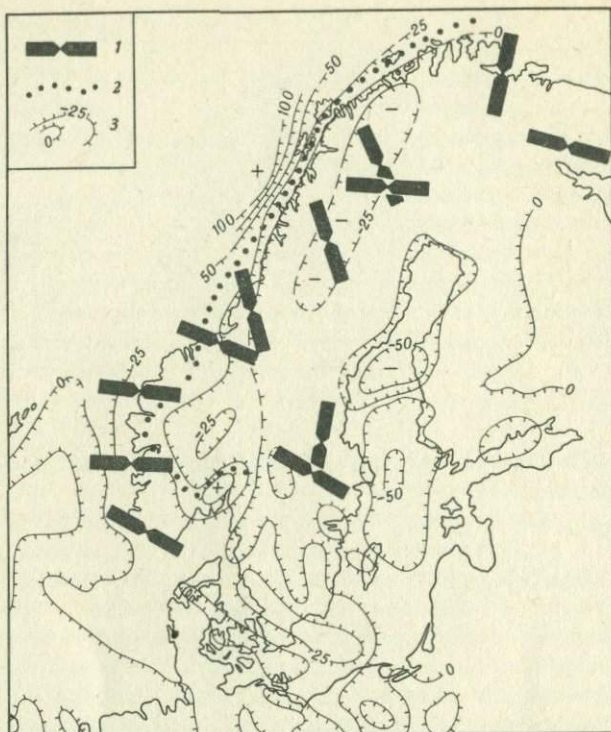


Рис. 3. Сравнение ориентировки напряжений в земной коре с расположением изостатических аномалий

1 - ориентировка наибольшего горизонтального сжатия (Наст, 1958, 1969; Турчанинов, Марков, 1966); 2 - сейсмическая зона; 3 - изостатические аномалии силы тяжести (по Артёмьеву, 1966); знаком плюс (+) отмечены максимумы, знаком минус (-) - минимумы

ростам сейсмических волн на профилях сейсмозондирования (Исаев, Ушаков, 1972). Оба метода показывают, что в подкоровом слое вблизи островных дуг и желобов нарушения изобарии достигают 200-1000, возможно до 2000 кг/см². Соответствующее горизонтальное сжатие в надвигах составляет: $\sigma_1 = (p_1 - p_2) \operatorname{tg} \theta = 2000-3000 \text{ кг/см}^2$, где θ угол наклона сместителя. Такие же оценки величины сжатия дает экспериментальное изучение динамометаморфизма, сопровождающего складчатость.

6. Существование глобального поля сжимающих напряжений вряд ли можно объяснить иначе, чем приняв предположение Н.Хаста о том, что сейчас происходит общее сжатие Земли. Как предполагается согласно пульсационной гипотезе Обручева и Бэчера, вероятно, имеет место чередование эпох сокращения (контракции) и расширения Земли. Судя по палеомагнитным данным о величине радиуса Земли в перми и триасе (Храмов, 1967; Van Andel, Hospers, 1970), в течение мезозоя и кайнозоя, по-видимому, произошло увеличение радиуса на 5-8%. Но

интенсивные процессы горообразования в позднем кайнозое, напротив, указывают на преобладание сжатия. Из анализа современных и древних затмений найдено, что в последние тысячелетия радиус Земли сокращается на 0,5 мм в год (Meuermann, 1928; Парийский, 1955).

Растяжение в рифтах Байкала, Восточной Африки и срединных океанических хребтов, вероятно, связано не только с увеличением поверхности Земли в эпохи расширения, но и с выдавливанием наиболее пластичных и легких масс в эпохи сжатия. Дрейф материков может быть результатом неравномерной локализации деформаций (сжатия складчатых зон и расширения дна океанов) в условиях попеременного сокращения и увеличения радиуса Земли. В свою очередь, такие пульсации связаны скорее всего с изменением характеристик гравитационного поля космоса (Dicke, 1964; Machado, 1967; Кропоткин, 1967, 1970) и с фазовыми превращениями в недрах Земли. Теоретически, если бы напряжения не снимались благодаря релаксации, складчатым деформациям и надвигом, то величина сжатия земной коры в условиях переменной гравитации достигала бы $170\ 000\ \text{кг/см}^2$.

THE STATE OF STRESSES IN THE EARTH'S CRUST AS BASED ON MEASUREMENTS IN THE MINES AND GEOPHYSICAL DATA

P.N. Kropotkin

During the working of mines and other underground excavations in many regions horizontal compression stresses were discovered that were several times greater than hydrostatic ones. These stresses were observed mainly in the crystalline basement and folded rock complexes; they are almost absent in the sedimentary cover and fissured varieties of massive rocks. Judged by the data available, these "surplus" stresses embrace the granitic layer of the crust of the Baltic shield, North American and African Precambrian platforms and of the Palaeozoic folded belt in Norway, Spitsbergen, Ireland, the Urals, Donets coal basin, Siberia, Kazakhstan and Tasmania. They are also observed in Portugal, Alay range (USSR), Iran, Malaysia and Iceland.

The high measured stresses correspond approximately N. Hasl's formula: sum of stresses (kg/cm^2) on two horizontal axes $\sigma_1 + \sigma_2 = 0,98H + 180$, where H is the depth from the Earth's surface (in metres).

Maximal stresses in Scandinavia, the Urals and Alay range have an orientation perpendicular to the strike of the ranges and isostatic anomalies. The extent of stres-

ses in the inclined zones of overthrusts around the Pacific ocean may be determined by the rule of parallelogram of forces according to the value of the disturbance of the isostasy and isobaric equilibrium. The corresponding horizontal component of stress is about 1000-3000 kg/cm². These stresses are connected with recent contraction of the Earth's radius (0,5 mm per year, according to the data on modern and ancient eclipses).

The tension of rifts (East Africa, Lake Baikal, oceanic ridges) may result from the squeezing out of most plastic and light matter. Continental drift is considered to be the result of alternating contraction and expansion of the Earth (Obruchev-Bucher pulsation hypothesis).

Литература

Алейников А.Л. 1971. Геолого-геофизические исследования напряженного состояния земной коры Урала и некоторые вопросы его неотектоники. - Автореф. канд. дисс. Свердловск.

Артемьев М.Е. 1966. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., "Наука".

Батугин С.А., Шаманская А.Т. 1965. Исследование напряженного состояния массива горных пород методом разгрузки в условиях Таштагольского железорудного месторождения. - Физ.-техн. проблемы разработки полезных ископ., № 2. Новосибирск.

Булин Н.К. 1971. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры. - Геотектоника, № 3.

Введенская А.В. 1969. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., "Наука".

Внутреннее строение Земли. 1949. М., ИЛ.

Галушко П.Я., Куренков Я.Н., Френзе Ю.К., Халимовский М.А. Результаты исследований напряжений в массиве горных пород. - Горный журнал, № 11.

Егоров П.В., Шаманская А.Т. 1968. Исследование напряженного состояния горных пород в районах разрывных нарушений методом разгрузки на Таштагольском железорудном месторождении. - В кн. "Измерение напряжений в массиве горных пород". Новосибирск, "Наука".

Исаев Е.Н., Ушаков С.А. 1972. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны. - В кн. "Земная кора окраины материков и внутренних морей". М., "Наука".

Кропоткин П.Н. 1967. Механизм движений земной коры. - Геотектоника, № 5.

Кропоткин П.Н. 1970. Возможная роль космических факторов в геотектонике. - Геотектоника, № 2.

- Кропоткин П.Н. 1971. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. - В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука".
- Кутепов В.М. 1965. Опыт определения напряженного состояния в массиве метаморфических пород створа Саяно-Шушенской ГЭС. - Гидротехн. строительство, № 1.
- Парийский Н.Н. 1955. Неравномерность вращения Земли. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153).
- Прочухан Д.П. 1966. Остаточные напряжения в скальных массивах и возникающие при их разгрузке деформации. Тезисы докладов к III региональному совещанию по инженерной геологии, октябрь 1966 г. Л., Изд-во Ленингр. горн. ин-та.
- Робертс А., Кокс И., Уильямс Ф., Мюррел С. 1967. Определение прочности и напряженного состояния скальных пород в условиях естественного залегания. - В кн. "Проблемы инженерной геологии", вып. 4. М., "Мир".
- Сиразутдинов А.М., Чабдарова Ю.И., Букин А.Н., Москвичев Л.Е. 1969. Результаты экспериментальных исследований природного поля напряжений массива горных пород в условиях Джек-казганского месторождения. - Труды Ин-та горного дела АН КазССР, т. 40.
- Степанов В.Я., Ялымов Н.Г. 1967. К обоснованию схемы расчета опорных целиков на Хайдарканском месторождении. - Фрунзе, "Илим".
- Тохтуев Г.В., Ривкин И.Д. 1966. Остаточные тектонические напряжения в докембрии Кривого Рога. - Геол. ж., т. 26, № 1.
- Турчанинов И.А. 1970. Исследование напряженно-деформированного состояния массива скальных пород и управление горным давлением при разработке месторождений Кольского полуострова. - Автореф. докт. дисс. М.
- Турчанинов И.А., Марков Г.А. 1966. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках. - Изв. АН СССР, физика Земли, № 8.
- Храмов А.Н. 1967. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). - Изв. АН СССР, физика Земли, № 1.
- Coates D.F., Grant F. 1966. Stress measurements at Elliot Lake. - Bull. Canad. Min. and Metall., vol. 59, N 649.
- Coates D.F., Ignatieff A. 1966. Prediction and measurement of pillar stresses. - J. Canad. Min., vol. 87, N 1.
- Dicke R. 1964. In "Gravitation and Relativity", Ed. H.Y. Chiu, W.F. Hoffman. New York - Amsterdam.
- Русский перевод: "Гравитация и относительность". М., "Мир", 1965.
- Gzovsky M. V. 1967. A state of stress in the Earth's crust and the energy of tectonic processes associated with the upper mantle. - J. Roy. Astron. Soc., N 14.

Hast N. 1958. The measurement of rock pressure in mines. - Sver. geol. undersökn. Arsbok. Ser. C., vol. 52, N 3.

Hast N. 1967. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. - Engng Geol., vol. 2, N 1.

Hast N. 1969. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. - Tectonophysics, vol. 6, N 3.

Jaeger J.C., Cook N.G.W. 1969. Fundamentals of rock mechanics. - Methuen, London.

Machado F. 1967. Geological evidence for a pulsating gravitation. - Nature, vol. 214, N 5095.

Merrill R.H. 1964. In situ determination of stress by relief techniques. - In: "State of stress the Earth's crust (Ed. W.R. Judd)", New York.

Meyer mann B. 1928. Die Schrumpfungsgeschwindigkeit des Erdradius aus astronomischen Beobachtungen Z. Geophysik, N 4.

Obert L. 1962. In situ determination of stress in rock. - Mining Engng., vol. 14, N 8.

Stephenson B.R., Murray K.J. 1970. Application of the strain rosette relief method to measure principal stresses throughout a mine. - Internat. J. Rock Mechanics a. Mining Sci., vol. 7, N 1.

Van Andel S.I., Hospers J. 1970. New determinations of ancient Earth radius from palaeomagnetic data. - In: "The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors" (Ed. S.K. Runcorn). London, New York, Sydney, Toronto.

Voight B., Taylor J.W., Voight J.P. 1969. Tectonophysical implications of rock stress determinations. - Geol. Rundschau, Bd. 58, N 3.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ РИФТОВЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПОЛОЖЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Е.Е. Милановский

I

Рифтовые зоны представляют собой протяженные, планетарного масштаба полосовидные зоны растяжения земной коры и верхней части мантии, развитые в пределах океанов и континентов. Их важнейшей структурной формой является либо относительно узкий, часто ступенчатый осевой грабен, ограниченный нормальными сбросами большой глубины заложения (собственно рифт), либо несколько подобных грабенов. В большинстве случаев они обрамляются асимметричными поднятиями — полусводами и, реже, горстами, в той или иной мере разбитыми, как и грабены, продольными и поперечными трещинами, сбросами, сдвигами и осложненными второстепенными грабенами. Рифтовые зоны характеризуются высокой сейсмичностью (с напряжениями растяжения в очагах землетрясений, лежащих на глубинах до нескольких десятков километров), контрастным полосовидным магнитным полем, значительно повышенным тепловым потоком и нередко (хотя не всегда) проявлениями вулканизма, иногда очень мощными и в основном связанными с подкоровыми очагами. Земная кора в рифтовых зонах несколько утонена, а верхняя часть мантии отличается пониженной плотностью.

Исследования последних десятилетий позволили установить широкое развитие рифтовых зон в современном лике Земли и привели к открытию мировой рифтовой системы (см. рисунок). Было выяснено, что рифтогенез принадлежит к числу важнейших тектоно-магматических процессов, преобразующих рельеф и структуру земной коры, и играет, по крайней мере в течение кайнозоя, не менее важную роль, чем во многом противоположный ему геосинклинальный процесс. Однако в отличие от изучения геосинклинальных областей исследование рифтовых зон еще находится на своей начальной стадии. Если геосинклинальный процесс, по сути своей конструктивный, приводит к утолщению и усложнению строения земной коры и завершается переходом в состояние платформы, в разрезе и структуре которой запечатлены стадии ее геосинклинальной предистории, то рифтогенез является процессом деструктивным.

В тех случаях, когда рифтогенез протекает длительно, в большом масштабе и заходит достаточно далеко, как это имеет место в рифтовых зонах океанов, он в значительной мере разрушает ранее существовавшие структуры и разобщает отдельные сохранившиеся их фрагменты. Вследствие этого восстановление последовательности геологических событий, приведших к возникновению современной рифтовой зоны, а также выяснение закономерностей ее формирования становится весьма затруднительным, открывая широкое поле для различных, подчас мало обоснованных предположений. Так, например, резко различно трактуются масштаб горизонтального растяжения при рифтообразовании, роль со-

путствующего ему вулканизма, сводовых поднятий и т.п. Разногласия по этим вопросам отчасти обусловлены также тем, что многие исследователи рассматривают рифтовые зоны как сходные, однотипные образования и стремятся выявить и приписать всем им общие черты, не обращая достаточного внимания на их отличия. Однако опыт сравнительного изучения различных рифтовых зон континентов показывает, что при определенной общности ведущих тектонических процессов они обладают рядом существенных отличий, причем эти отличия закономерно связаны между собой. Это дает возможность выделить среди рифтовых зон материков несколько типов, подобно тому, как выделяются разные типы геосинклинальных зон, (Милановский, 1970)

II

Обычно принято различать океанические и материковые рифтовые зоны. Однако, исходя из особенностей глубинного строения земной коры, более правильно разделить их на три основные категории:

1) океанические (внутриокеанические), в которых осевой грабен (рифт) и его обрамление обладают корой океанического или близкого к нему типа;

2) континентальные (внутриконтинентальные), где и сам рифт, и его "плечи" характеризуются корой материкового типа (под рифтом обычно несколько утоненной);

3) межконтинентальные, в которых рифт обладает корой, близкой к океанической, а его "плечи" — материковой. Примерами их служат рифтовые зоны Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов. Наблюдаемые в природе взаимопереходы и тесные тектонические связи межконтинентальных рифтовых зон с зонами первой и второй категорий позволяют с достаточной уверенностью рассматривать их образование как результат дальнейшего развития континентальных рифтовых зон и вместе с тем — более предположительно — как раннюю стадию формирования огромных рифтовых зон океанов. Иными словами, эти три главные категории рифтовых зон не только отличаются по глубинному строению, но, вероятно, также отвечают разным стадиям процесса рифтогенеза — зачаточной, ранней и зрелой, отражающим разный масштаб горизонтального растяжения. Теоретически естественно допустить, что рифтовые зоны могут закладываться не только на материковых массивах, но и на океанической коре, но пока еще мы не умеем распознавать зачаточные фазы рифтогенеза в пределах океанов.

III

При выделении типов среди современных континентальных рифтовых зон следует учитывать, во-первых, особенности тектонического положения, структуры основания и предшествующей геологической истории области, ставшей ареной рифтогенеза, во-вторых, характер тектонических структур рифтовой зоны и закономерности их формирования, в-третьих, роль, масштаб и особенности вулканических процессов, со-

путствующих рифтогенезу. Исходя из первого критерия, материковые рифтовые зоны можно разделить на две группы (см. таблицу): 1) рифтовые зоны платформ, или эпиплатформенные, в которых рифтообразование началось после длительного этапа платформенного развития, и 2) рифтоподобные зоны молодых складчатых областей, или эпиорогенные, где аналогичный процесс непосредственно следовал за завершением их геосинклинального развития. Сопоставление структуры, тектонического развития и вулканизма этих групп рифтовых и рифтоподобных зон позволяет установить их существенные отличия. Для эпиплатформенных рифтовых зон характерны единичные осевые грабены и более или менее отчетливо выраженный щелочной характер сопутствующего вулканизма, нередко с участием карбонатитов. Напротив, для эпиорогенных рифтоподобных зон типичны сочетания из многих грабенов и горстов, а вулканы принадлежат к известково-щелочному ряду.

Рифтовые зоны платформ. Эти зоны приурочены главным образом к выступам их складчатого основания и значительно реже — к участкам развития платформенного чехла. В большинстве своем они накладываются на зоны позднепротерозойской складчатости (гренвильской, байкальской) или регенерации, "избегая" областей более древней (архейской, раннепротерозойской) консолидации (рифтовые зоны Восточной Африки и Аравии, Байкальской области); в некоторых случаях рифтовые зоны возникают на эпипалеозойской платформе (Верхнерейнский грабен и пр.). Как правило, молодые рифтогенные структуры наследуют простиранья древних складчатых и разрывных структур субстрата, а в случаях значительного несовпадения ориентировки — приспосабливаются к ним, образуя колечатые, зигзаговидные и кулисные сочетания. Среди рифтовых зон платформ четко выделяются два типа, значительно различающихся по характеру структур, роли вулканизма и истории формирования — сводово-вулканический и щелевой.

А. Рифтовые зоны сводово-вулканического типа, примерами которых являются Эфиопская и Кенийская зоны Восточной Африки (Милановский, 1969; Baker, Wohlenberg, 1970; Mohr, 1968), характеризуются исключительно мощной и длительной наземной вулканической деятельностью. Она начинается на широкой площади еще до заложения рифта, а впоследствии продолжается в пределах осевого грабена и связанных с ним второстепенных грабенов и зон разломов. Главную роль играют извержения основных и средних лав и пирокластолитов сильнощелочного и слабощелочного ряда. В Эфиопской рифтовой зоне существенную роль играют также кислые (с повышенной щелочностью) вулканы. Возникновению рифта предшествует длительный рост обширного пологого овального сводового поднятия, сопровождаемый извержениями. Затем в его осевой зоне закладываются сравнительно неглубокий (до 1–2 км) грабен, а также связанные с ним дополнительные грабены и сбросы — поперечные и диагональные на крыльях свода и веерообразно расходящиеся на его периклиналях. Амплитуда горизонтального растяжения в сводово-вулканических рифтовых зонах минимальная. Они отличаются умеренной сейсмичностью. Формирование свода, характеризуемого крупным гравитационным минимумом,

Основные типы континентальных и межконтинентальных рифтовых зон

Таблица

Категории рифтовых зон и поясов по глубинному строению земной коры	Рифтовые пояса платформ				Рифтоподобные зоны молодых складчатых областей		
	Типы рифтовых зон	Преобладающие структуры и движения	Вулканизм		Типы рифтовых зон и поясов	Преобладающие структуры и движения	Вулканизм
			Интенсивность	Состав			
Внутриконтинентальные рифтовые зоны и пояса	Сводово-вулканические	Овальные своды, осложненные относительно неглубокими осевыми, реже поперечными грабенами. Очень слабое растяжение коры	Очень интенсивный, предшествующий и сопровождающий все стадии рифтогенеза	Породы слабощелочного и щелочного ряда, основные и средние, реже кислые, а также карбонатиты	Внутриматериковые рифтообразные пояса и зоны	Клавиатура горстов и грабенов, односторонние блоки с общим преобладанием поднятия или погружения. Общее значительное рассредоточенное растяжение и уточнение коры	Мощный, широко распространенный преимущественно на ранних стадиях рифтогенеза. Породы известково-щелочного ряда, кислые и основные
	Щелочные	Слабовулканические	Глубокие грабены, часто обрамленные с одной или двух сторон или разделенные более поздними узкими глыбовыми и сводово-глыбовыми "противоподнятиями". Более значительное растяжение коры	Слабый спорадический и эпизодический на разных стадиях рифтогенеза			
		Невулканические	Отсутствует	—			

Таблица (окончание)

Категория рифтовых зон и поясов по глубинному строению земной коры	Рифтовые пояса платформ				Рифтоподобные зоны молодых складчатых областей		
	Типы рифтовых зон	Преобладающие структуры и движения	Вулканизм		Типы рифтовых зон и поясов	Преобладающие структуры и движения	Вулканизм
			Интенсивность	Состав			
Межконтинентальные рифтовые зоны	Межконтинентальные, с платформенной "рамой" (межплатформенные)	Очень глубокие и широкие ступенчатые грабены с раздвигом (сдвига-раздвигом) и разобшением блоков материковой коры в осевой зоне рифта. Локализованное сильное растяжение	Слабый, спорадический, эпизодический, преимущественно до разобшения материковых блоков, позднее - только на материковых "плечах" рифта. В осевой зоне - только высокий тепловой поток и гидротермы (?).		Межматериковые с "рамой" молодых складчатых областей	Очень глубокие ступенчатые грабены с раздвигом (сдвига-раздвигом) и разобшением блоков материковой коры в осевой зоне рифта, Локализованное сильное растяжение	Известково-щелочной вулканизм до рифтообразования

по-видимому, связано с разуплотнением низов коры и верхов мантии, вызванным высоким тепловым потоком и возникновением магматических очагов, а образование грабенов частично обусловлено проседанием блоков коры при разгрузке глубинных магматических очагов в процессе извержений.

Б.Рифтовые зоны щелевого типа отличаются большей относительной и абсолютной глубиной грабенов, которая может достигать 2-3 км (грабен оз. Альберт), 3-4 км (Верхнерейнский грабен; Illies, 1969) и даже 5-7 км (Байкальский грабен) (Байкальский рифт, 1968). С большой мощностью рыхлых осадков в грабенах связаны крупные гравитационные минимумы. Нередко грабены кулисно подставляют друг друга. Краевые поднятия, как правило, значительно уже поднятий в сводово-вулканических рифтах, прослеживаются не повсеместно, нередко лишь с одной стороны грабена, а иногда вообще отсутствуют, но местами возникают сводо- и горстообразные поднятия внутри рифтовой зоны, достигающие в отдельных случаях огромной высоты (5 км в блоке Рувензори в Танганьикской рифтовой зоне). С внутренними поднятиями связаны гравитационные максимумы (в редукции Буге); их выдвигание носит антиизостатический характер.

Щелевые рифтовые зоны характеризуются относительно слабыми, локальными и эпизодическими проявлениями вулканизма или их полным отсутствием. Соответственно среди щелевых рифтовых зон можно выделить два подтипа - слабовулканический (например, Танганьикская и Верхнерейнская рифтовые зоны) и невулканический (Байкальская рифтовая зона).

Центры извержений, если они имеют место, приурочены к седловинам между четковидно расположенными грабенами, их прибортовым ступеням, краевым поднятиям и другим приподнятым участкам, но отсутствуют в осевых частях грабенов. Петрохимически вулканизм близок к сводово-вулканическим зонам, но здесь чаще присутствуют крайне щелочные серии (натриевые или калиевые) и карбонатиты. Вулканическая активность может проявляться на разных стадиях рифтогенеза, но всегда после возникновения грабена.

Процесс формирования щелевых рифтовых зон начинается с заложения узких, линейно вытянутых грабенов (обычно приуроченных к древним ослабленным зонам), заполняемых первоначально тонкообломочными, а также карбонатными и хемогенными осадками, которые впоследствии сменяются более грубообломочными континентальными отложениями. Этот формационный ряд, а также геоморфологические данные показывают, что интенсивный рост краевых и внутренних поднятий начался позднее заложения грабенов, а местами еще не проявился. Концепция возникновения рифта в результате обрушения свода к щелевым рифтовым зонам неприменима. Щелевые рифтовые зоны более сейсмичны, чем сводово-вулканические. Амплитуда горизонтального растяжения в них, как правило, больше, чем в последних, но, по-видимому, обычно не превышает 5-10 км. Относительное утонение коры в щелевых рифтовых зонах, также, вероятно, больше, чем в сводово-вулканических. В Рейнском и Байкальском рифтах оно составляет несколько километров. В некоторых щелевых зонах, помимо раздвиговой, имеется сдвиговая компонента. В Левантинской рифтовой зоне последняя по своей амплитуде, по-видимому, зна-

чительно превосходит поперечное растяжение, а на отдельных ее участках горизонтальная деформация приближается к чистому сдвигу. Однако некоторые исследователи придают главное значение в формировании этой рифтовой зоны вертикальным движениям (Разваляев, 1971).

Авулканичность или слабая вулканичность щелевых рифтовых зон, возможно, связана с тем, что вследствие большей амплитуды растяжения, происходящего с самого начала рифтогенеза, они более проницаемы для глубинного тепла и эманаций, и вместо разогрева недр и возникновения магматических очагов, как в сводово-вулканических зонах, в щелевых зонах происходит значительная "утечка" тепловой энергии.

Рифтоподобные зоны молодых складчатых областей. Примерами эпигоргенных рифтоподобных зон являются современная провинция Бассейнов и Хребтов на западе США, а также система раннемезозойских грабенов, погребенная под платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты. В отличие от платформенных рифтовых зон здесь рифтообразование следует за геосинклинальным циклом развития области, точнее, является как бы непосредственным продолжением его заключительного, орогенного этапа. Так, например, на западе США рифтообразование начинается после окончания мезозойского, а в Западной Сибири - после герцинского геосинклинального цикла". В процессе рифтогенеза здесь возникает не один крупный грабен, как на платформах, а целая система из более узких, но весьма протяженных (до многих сотен километров) взаимопараллельных грабенов, разделенных соизмеримыми с ними узкими горстами (или односторонними горстами). Амплитуды относительного перемещения блоков по разделяющим их нормальным наклонным сбросам достигают 2-5 км. Наряду с общим значительным горизонтальным растяжением, захватывающим очень широкую зону (до 1000 км и более), могут иметь место сдвиговые деформации (например, диагональный сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии). Формирование этих глыбовых структур ("клавиатуры блоков", по терминологии В.В. Белоусова) предваряется и сопровождается исключительно мощными извержениями магмы известково-щелочного ряда, как кислой, так и основной; лишь в восточной части рифтообразной зоны Кордильер, расположенной на переработанную древнюю платформу (массив Колорадо и Монтана), имели место проявления щелочных - трахитовых и фанолитовых - магм. В рифтоподобных зонах, возникших на месте Кордильер Северной Америки, в кайнозой доминировали извержения кислых продуктов, главным образом игнимбритов, при резко подчиненной роли базальтов, а в триасовой рифтоподобной зоне Западной Сибири - базальтовые извержения траппового типа при подчиненной роли кислых вулканических образований. Почти полное отсутствие промежуточных продуктов среднего состава позволяет предполагать, что питание вулканов, действовавших в рифтоподобных зонах, происходило из различных независимых (?) очаговых зон разной глубинности, располагавшихся как в верхней мантии (очаги базальтового вулканизма), так и в коре (очаги липарито-дацитового вулканизма). Рифтообразная зона Кордильер в целом характеризуется утонченной земной корой (не более 30 км), ниже которой расположена зона разуплотненного

вещества верхней мантии, так называемой коро-мантийной смеси, по К.Куку (Cook, 1965). Рассредоточенность растяжения и сопутствующего вулканизма в пределах очень широкой полосы с многочисленными грабенами в рифтоподобных эпиорогенных зонах, очевидно, связана с тем, что здесь процесс рифтогенеза развивается не в условиях "жесткой" и сравнительно "холодной" литосферы платформ, а в условиях более "прогретой" и пластичной (а в верхней части - раздробленной) литосферы орогенической области.

Межконтинентальные рифтовые зоны, в которых блоки материковой земной коры разобщены узкими клиновидными выступами мантийного материала, могут возникать как на месте континентальных рифтовых зон эпиплатформенного типа (рифты Красного моря и Аденского залива), так и в пределах эпиорогенных рифтоподобных зон (рифт Калифорнийского залива).

IV

Рифтовые и рифтоподобные зоны, как океанические, так и континентальные, обычно сочетаются между собой, образуя рифтовые (и рифтоподобные) пояса протяженностью в тысячи километров. Намечается ряд типов этих сочетаний - четковидное, кулисное, колечатое и др. В океанах (а иногда и на континентах) подставляющие одна другую рифтовые зоны разделяются зонами поперечного или диагонального сдвига. Соседние материковые рифтовые зоны нередко обрамляют с двух сторон жесткий блок - своеобразный "срединный массив" (например, массив Виктория, окаймляемый Танганьикской и Кенийской рифтовыми зонами в Восточной Африке). На своих слепых окончаниях некоторые рифтовые зоны (например, Кенийская) веерообразно расщепляются.

В состав эпиплатформенных рифтовых поясов могут входить либо только щелевые рифтовые зоны, как невулканические, так и слабовулканические (например, Байкальский и Рейнский рифтовые пояса), либо как щелевые, так и сводово-вулканические рифтовые зоны. Таков грандиозный Африкано-Аравийский рифтовый пояс, превышающий в длину 6000 км и включающий, помимо континентальных рифтовых зон, две межконтинентальные эпиплатформенные рифтовые зоны - Аденскую и Красного моря.

Эпиорогенные рифтоподобные зоны запада Северной Америки (Сонорская, Бассейнов и Хребтов, "ров" Скалистых гор Канады и др.), а также межконтинентальная рифтовая зона Калифорнийского залива объединяются в огромный Кордильерский рифтоподобный пояс.

Рифтовые и рифтоподобные пояса континентов обычно связываются с рифтовыми поясами океанов и представляют собой либо их окончания, либо ответвления. Так, Восточно-Тихоокеанский рифтовый пояс подходит к северу через рифт Калифорнийского залива в рифтоподобный пояс Кордильер, а ответвляющийся от Срединного Индоокеанского рифтового пояса Западно-Индоокеанский рифтовый пояс, в свою

очередь, через рифт Аденского залива сочленяется с Африкано-Аравийским рифтовым поясом. Рейнский рифтовый пояс (S.lato) на юге достигает Северной Африки (Illies, 1969), а на севере через осевой "ров" Северного моря, возможно, связывается с северной частью Срединно-Атлантического рифтового пояса. Все рифтовые пояса океанов и большинство современных рифтовых и рифтоподобных поясов континентов, соединяясь друг с другом, образуют мировую рифтовую систему протяженностью более 60 000 км. Все входящие в ее состав материковые рифтовые пояса имеют в целом меридиональную или субмеридиональную ориентировку. Однако на материках известны также отдельные "слепые", изолированные рифтовые пояса, не связанные с мировой рифтовой системой. Таков Байкальский рифтовый пояс в Сибири, имеющий общее юго-западное - северо-восточное простирание. В значительной мере изолированной является и юго-западная ветвь Африкано-Аравийского рифтового пояса (Танганьикская и Руква-Ньясская рифтовые зоны). Возможно, что "слепые" рифтовые зоны существуют и в океанах.

V

В современной тектонической структуре Земли кайнозойские рифтовые пояса и одновозрастные им альпийские геосинклинально-орогенные пояса, являющиеся соответственно зонами преобладающего растяжения и сжатия, как бы "уравновешивают" друг друга. Как правило, они простираются на значительном отдалении, а на участках их сближения под углом, близким к прямому, один из поясов обычно вырождается или затухает. Затухание геосинклинально-орогенных поясов при приближении к срединно-океаническим рифтовым наблюдается к западу от Гибралтара и к югу от Новой Зеландии, а вырождение рифтовых поясов при приближении к геосинклинально-орогенному - на северном конце Африкано-Аравийского рифтового пояса и южном конце Рейнского.

Взаимоотношения разновозрастных рифтовых поясов и геосинклинальных или складчатых поясов могут быть более сложными. В частности, как уже отмечалось, кайнозойский рифтоподобный пояс Кордильер, являющийся продолжением Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса, наложен на одноименный мезозойский складчатый пояс (и сохраняет его общее простирание), а Западно-Сибирский раннемезозойский рифтоподобный пояс - на Урало-Сибирский палеозойский складчатый пояс. Аналогично этому северная часть Срединно-Атлантического рифтового пояса наложилась, также унаследовав его простирание, на каледонский Грампианский складчатый пояс, причем начало рифтогенеза здесь относится, вероятно, к девону. Таким образом, со временем орогенные (складчатые) пояса могут перерождаться в рифтовые. В истории Земли, по крайней мере в прошлом, происходил и обратный процесс превращения рифтовых зон и поясов в геосинклинальные прогибы и пояса, а позднее в складчатые зоны. Классическую миниатюрную модель этого процесса мы имеем в прогибе Большого Донбасса, где девонский авлакоген (=рифт) превращается на своем восточном конце в миогеосинклинальный прогиб, а последний - в герцинскую складчатую область.

В пределах континентов в последнее время выявляется все больше древних структур, представляющих собой по морфологии, формациям, особенностям вулканизма и характеру развития разновозрастные аналоги современных (кайнозойских) рифтовых зон и поясов. Среди них намечается несколько генераций. Наиболее молодая из них имеет поздне-мезозойский и, частично, раннекайнозойский возраст. К ней относятся рифтовая зона Святого Лаврентия в Восточной Канаде, вероятно, огромная впадина Девисова пролива и система грабенов Арктического архипелага Канады, а также Нигерская система меловых грабенов в Западной Африке, меловые грабены Юго-Восточной Африки и др. К более древней, раннемезозойской генерации принадлежат, помимо уже упоминавшегося рифтоподобного пояса Западной Сибири, грабены Индостана (выполненные гондванскими отложениями), Юго-Восточной Африки и Мозамбикского пролива (заполненные осадочными и вулканогенными образованиями "системы" Карру), Аргентинского шельфа Южной Америки, Аппалач и др. Фрагментами позднепалеозойских рифтовых зон является, по-видимому, грабен Осло, а среднепалеозойских — грабены Суэцкого залива, Шпицбергена, Восточной Гренландии, Большого Донбасса и пр. Глубокие, узкие, протяженные грабены (авлакогены), заложившиеся в позднем протерозое на приподнятом фундаменте Восточно-Европейской платформы, вероятно, также представляют собой древние аналоги современных рифтовых зон, хотя и выделенные на основе иных критериев. В настоящее время все эти древние грабенообразные структуры разобраны и, по-видимому, являются лишь обрывками некогда существовавших рифтовых зон и поясов. Однако обращает на себя внимание то, что мезозойские (а в области Северной Атлантики и палеозойские) рифтовые зоны в большинстве своем приурочены к периферии континентов и обрываются к краям впадин Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Поскольку большинство современных рифтовых зон континентов — это слепые ответвления океанических рифтовых зон, естественно допустить, что такие же соотношения существовали и в геологическом прошлом и что древние рифтовые зоны, которые сохранились на периферии Атлантического и Индийского океанов, являются ответвлениями существовавших в пределах этих океанов в мезозое (а в Северной Атлантике, возможно, с девона) крупных рифтовых поясов. Эта связь была потеряна в процессе дальнейшего расширения океанических впадин. Главные рифтовые пояса Земли в прошлом, по крайней мере в фанерозое, как и ныне, по-видимому, закономерно сочетались с геосинклинально-орогенными поясами. Их совместная реконструкция представляет интересную и важную задачу палеотектонического исследования.

MAIN TYPES OF THE CONTINENTAL RIFT ZONES AND SOME REGULARITIES OF THEIR ARRANGEMENT AND DEVELOPMENT

E.E. Milanovsky

The rift zones with different structure of the Earth's crust may be divided into three principal categories: oceanic, continental and intercontinental rift zones (Red Sea, Gulf of Aden, Gulf of California). Groups of rift zones are combined into rift belts. Most of the rift belts are connected one with another and build the world rift system. But there are some isolated, "blind" rift belts (Baikal rift belt).

Among the Cenozoic continental rift belts one may distinguish two main groups: rift belts of platforms and rift-like belts of young folded structures.

The alkaline volcanism and the concentration of tension in the great axial grabens are characteristic of the rift belts of platforms. There are two main types of rift zones of platforms: dome-volcanic rift zones (Ethiopian, Kenyan r.z.) - not very deep grabens originated on the axis of the oval dome uplift, the development of which was accompanied by intense volcanic activity; split-like rift zones - deep grabens, here and there accompanied by narrow marginal and inner uplifts. They belong to two sub-types: weak-volcanic (Tanganyika, Rhein rift zone) and non-volcanic one (Baikal rift zone).

The horizontal tension in the rift-like belts of young folded structures is distributed among the numerous parallel grabens and horsts (province of Basins and Ranges in USA, Triassic rift-like belt in Western Siberia). Volcanism of such rift-like belts is of calcic-alkaline character.

Литература

Байкальский рифт. 1968. М., "Наука".

Милановский Е.Е. 1969. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. - Вестник МГУ, серия геол., № 1.

Милановский Е.Е. 1970. Основные типы рифтовых зон материков. - Вестник МГУ, серия геол., № 2.

Развальяев А.В. 1971. Особенности строения и геологического развития Западно-Аравийской рифтовой системы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 3.

. Baker В.Н., Wohlenberg J. 1970. Structure and evolution of the Kenya Rift Valley. - Nature, vol.229, N2586

Cook K. L. 1965. Rift system in the Basin and Range province. In: "The World Rift System", Ottawa.

Русский перевод: Кук К.Л. Рифтовая система провинции Бассейнов и Хребтов. - В кн. "Система рифтов Земли". М., "Мир", 1970

Illies I.H. 1969. An intercontinental belt of the world rift system. - Tectonophysics, vol. 8, N 1.

Mohr P. A. 1968. The Ethiopian rift system. - Bull. Geophys. Observat. Univ. Addis-Ababa, N 11.

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Г.Д. Ажгирей

Петрологи изучают физико-химические условия образования метаморфических и магматических пород "гранитного" и "базальтового" слоев земной коры. Это, несомненно, весьма важный аспект проблемы. Однако мы должны также принимать в расчет тектоническую обстановку и геологическую историю формирования метаморфических и магматических пород. Если мы будем учитывать и эти обстоятельства, то выяснится, что некоторые концепции петрологов не соответствуют современным данным и частью неправильны.

Наиболее важными геологическими (тектоническими) факторами, которые определяют существенные черты процессов метаморфизма и образования магм, являются потоки ювенильных веществ и тепловые потоки, идущие из весьма глубоких слоев мантии по сравнительно круто залегающим глубинным тектоническим зонам. Современным примером таких зон служат зоны Заварицкого - Беньофа. Они продолжают в мантию до глубин около 720 км, как это видно по размещению фокусов землетрясений.

Раньше среди петрологов существовало широко распространенное представление о том, что региональный метаморфизм пород вызван погружением этих пород в геосинклинальных впадинах и действием высоких температур и высоких давлений. Несомненно, это одна из причин метаморфизма, но причина далеко не главная.

Главным процессом, который вызывает региональный метаморфизм и преимущественную часть метасоматизма (включая гранитизацию), является восхождение ювенильных веществ и теплового потока, идущих из мантии вверх по глубинным тектоническим зонам. Именно эти зоны выходят в геосинклинальные трюги и существуют значительно более длительное время, чем продолжается геосинклинальный этап их истории.

Обратимся к вопросам происхождения магматических пород, составляющих существенную часть "гранитного" и "базальтового" слоев земной коры. В настоящее время почти все петрологи согласны с тем, что базальтовая магма возникает в верхних слоях верхней мантии. Однако по вопросам о происхождении гранитных магм существуют большие расхождения. Довольно широко распространено мнение о том, что гранитная магма - это результат метасоматических изменений и анатексиса мощных геосинклинальных осадков, образованных в связи с экзогенными процессами выветривания "протобазальтовой" коры. Эта гипотеза не выдерживает критики в свете новейших исследований наиболее древних блоков "гранитной" коры.

С.Анхаэуссер (1969 г.) описал в Южной Африке древнейшие (3-3,5 млрд. лет) осадочно-вулканогенные толщи огромной мощности (около 30 км), образующие большие синклинии. Породы в них весьма мало метаморфизованы, хотя эти синклинии погружены в очень мощную

"гранитную" кору. Важной особенностью строения "гранитной" коры в описанной области является система гранитных куполов, образовавшихся преимущественно после того, как были сформированы синклинали. На этом основании С. Анхаэуссер предполагает, что в этот древнейший период геологической истории коры линейные геосинклинальные тектонические зоны отсутствовали. Следовательно, не существовало и глубинных тектонических зон.

Однако С. Анхаэуссер не принял во внимание характерных черт более молодых геосинклинальных поясов, в том числе Тетиса. В этих поясах глубинные тектонические зоны обычно представлены в своих осевых частях (parbe зоны) осадочно-вулканогенными ассоциациями пород, которые также весьма мало метаморфизованы. В этих же поясах, по одну или по обе стороны осевой зоны, широко развиты региональный метаморфизм и гранитизация, связанные с глубинной тектонической зоной.

Такое явление автор изучал на Кавказе (рис. 1). На профиле через центральную часть Большого Кавказа виден трог Тырнауэ-Пешикшской глубинной тектонической зоны. Этот трог заполнен мощными, слабо метаморфизованными девонскими и нижнекаменноугольными осадочно-вулканогенными породами. В то же время породы в боках осевой части тектонической зоны (трога) претерпели интенсивный региональный метаморфизм и весьма сильную гранитизацию в течение позднего карбона и в перми. И, что особенно интересно, в течение позднего палеозоя здесь образовались настоящие гранито-гнейсовые купола. Они не отличаются от таких же куполов в архейской гранитной коре Алданского щита в Сибири, в Южной Африке, Гвиане и в Западной Австралии.

Следовательно, сосуществование гранито-гнейсовых куполов и линейных геосинклинальных глубинных тектонических зон является примером характерных соотношений структур в земной коре, начиная с самых древнейших стадий ее развития. А. Гликсон ссылается на Западную Австралию, описывая линейные геосинклинальные прогибы, развивавшиеся 3-3,5 млрд. лет назад.

Из сказанного мы делаем принципиально важный вывод, что образование большей части материала, формирующего гранитную магму, видимо, связано с потоками флюидов и тепла, переносящими окислы Na, K, H, Si и, может быть, некоторых количеств Al и Ca из глубоких слоев мантии. Что же касается явлений палингенеза и анатексиса в мощных осадочно-вулканогенных толщах, то эти процессы также играют важную, но вторичную роль, представляя собой последующие стадии взаимодействия веществ внутри "гранитного" слоя коры.

Гималаи служат другим весьма эффективным примером, указывающим на то, что граниты могут образовываться не в связи с палингенезом и анатексисом, а в результате глубинных ювенильных процессов. Действительно, во внутренних тектонических зонах Малых Гималаев и в верхних покровах Гарвальского типа граниты, гранито-гнейсы и мигматиты чрезвычайно широко распространены и имеют весьма молодой геологический возраст. Он варьирует от 14 до 17 млн. лет, что соответствует концу миоцена и, может быть, началу плиоцена (У. Асватанараяна). Огромные массы гранитов, мигматитов и гнейсов

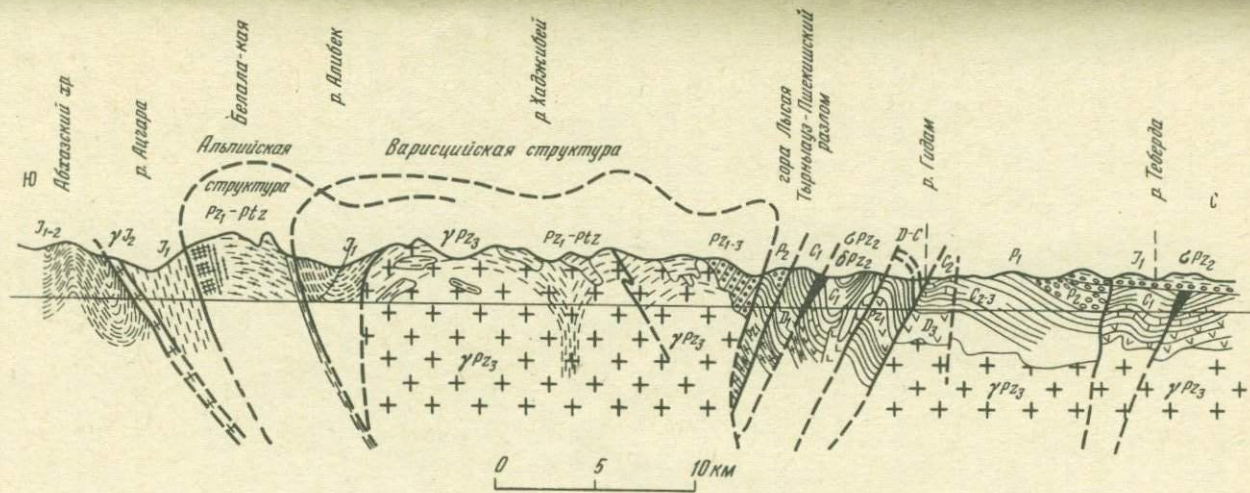


Рис. 1. Геологический профиль через центральную часть Большого Кавказа (по данным Г.Д. Афанасьева, Г.Д. Ажгиря, А.М. Демина, С.М. Кропачева и др.)

γI_2 - юрские граниты; γPZ_3 - верхнепалеозойские граниты; σPZ_2 - среднепалеозойские гипербазиты

позднетретичного возраста здесь образуют многочисленные тела об-
щим объемом около 1 млн. км³.

Старая гипотеза, предусматривающая развитие процессов анатек-
сиса в породах фундамента, в данном случае непригодна, так как нет
никаких указаний на геосинклинальное погружение во внутренних тек-
тонических зонах Гималаев в позднетретичное время.

Другое предположение, предусматривающее, что в Гималаях в те-
чение миоцена существовал только огромный приток тепла без при-
вноса ювенильного гранитизирующего вещества и что при этом обра-
зовались местные очаги плавления пород на верхних тектонических
уровнях, также не соответствует известным особенностям тектони-
ческого строения и распределения гранитизированных пород в струк-
туре.

На профиле через Гималаи (рис. 2) можно видеть, что восходящие
флюиды, образовавшие мигматиты и граниты, локализовались по двум
структурным направлениям. Во-первых, они формировали тела, строго
ограниченные крутыми зонами разрывов, во-вторых, в определенных
местах они распространялись горизонтально, вызывая мигматизацию
и гранитизацию в некоторых породах, залегающих в форме пологих
надвиговых пластин и занимающих высокое положение. В то же время
в нижележащих надвиговых пластинах породы очень слабо метаморфи-
зованы.

Интересный факт был описан И.Ч. Панде и Р.Кумар. Надвиговая
пластина, составленная сланцами серии Чейл в районе Халога, покоит-
ся на остатках бокситоносной коры выветривания пород автохтона. Это
означает, если учесть толщину надвиговых пластин Чейла в синформе
Нирта (см. рис. 2), что гранитизация здесь происходила на глубинах
составляющих всего 1-1,5 км ниже земной поверхности, существовав-
шей в то время.

Наряду с этим породы среднепротерозойского возраста, образу-
ющие автохтонный фундамент и обнажающиеся в глубоких долинах, по-
ти не метаморфизованы. Например, в сланцах Симлы слои тонкозер-
нистых пород представлены обычными, слегка уплотненными аргил-
литами. Описанные факты показывают, что флюиды, вызвавшие яв-
ления гранитизации в Гималаях, поднимались по крутым тектоничес-
ким зонам из очень глубоких источников, очевидно, располагавшихся
вне границ земной коры.

Другие факты, подтверждавшие, что главная часть вещества "гран-
итной" коры образуется из глубоких слоев мантии, были описаны
автором ранее.

Вся сумма аргументов свидетельствует в пользу того, что веще-
ство, образующее андезитовые (равно как и гранитные) магмы, обо-
гащенные K, Na, Si, O и H, поднимается по тектоническим зонам
из глубоких слоев мантии. Только толеитовые базальты возникают в
верхних слоях верхней мантии.

Следовательно, образование главной части вещества континенталь-
ной коры обусловлено процессами дифференциации, концентрирующими
в глубинных тектонических зонах определенного типа, а именно - в
тех, с которыми связаны геосинклинальные пояса Земли.

PROBLEM OF THE ORIGIN OF CONTINENTAL EARTH'S CRUST

G.D.¹ Ashgirei

Based on the personal investigations in the Caucasus and Altai, and recent works on the Himalayas, the author aims to point out the inadequacy of the hypothesis about the formation of the main parts of the rocks of "granitic" layer due to palingenesis of the exogenetic products of reworking basaltic rocks.

Recent data furnish well the scale of supply of Si, Na, K, O and H along the deep zones of Zavaritzky-Benioff type, from the lower layers of the mantle. One of the important processes is the formation of the substances of the "granitic" layer due to the bulk of effusives and extrusives of intermediate and acidic lavas in the volcanic zones of Tethys and Circum-Pacific. Numerous data are cited contradicting the hypothesis of the origin of andesitic and rhyolitic magma as the differentiates of the basaltic magma.

The ideas about conditions and means of the origin of the granitic rocks itself a contradict one another. Although amongst them there are many granites of palingenic origin, however, the process of anataxis and palingenesis only reworks the earlier formed substances, including granitic rocks of evidently juvenile origin. In this respect especially interesting are the data on the Caucasus and the Himalayas. It is surprising that the mechanism of formation of the Paleozoic granites in the Caucasus corresponds with these of the older Archean blocks of the Earth's crust, where the juvenile origin of granitic substances is beyond any doubt. In the Himalayas, the process of formation of Neogenic granitoids, in an enormous bulk, cannot be explained without assumption, that the significant part of their substances came from a great depth of the mantle.

П.Ф. Иванкин, Э.Э. Фотиади, А.П. Шеглов

Для современного состояния тектонической мысли характерен напряженный поиск приемлемой гипотезы строения и развития тектоносферы. Одним из возможных путей поиска надо считать построение моделей земной коры и тектоносферы на основе геометрических соотношений поверхностных и глубинных ее элементов, в особенности глубинных разломов, служивших путями для подъема мантийных магм.

При построении таких моделей авторы учитывали: 1) положение пояса относительно материков и океанов; 2) явления продольной и поперечной асимметрии пояса; 3) повторяющиеся парагенезы структурных элементов пояса; 4) закономерности размещения магматических формаций мантийного и корового происхождения, зональность магматизма и металлогении; важное значение придавалось выяснению положения офиолитовых зон среди других элементов подвижного пояса; 5) геофизические особенности поясов, а именно: сейсмофокальные зоны астеносферы, блоки земной коры разного типа.

Обнаружены некоторые шерты общности в глубинной структуре трех изучавшихся подвижных поясов — Тихоокеанского, Средиземноморского и Урало-Сибирского. Основой каждого пояса всегда служит сверхглубинный разлом, уходящий в мантию сравнительно полого и по-разному выраженный на земной поверхности. Так, сохраняющий свою подвижность разлом Тихоокеанского пояса падает под материк и проявляется в виде современных глубоководных желобов, венчающих сейсмофокальную зону. Отмершие разломы трансформируются "талассогесинклиналями", продольными офиолитовыми поясами огромной протяженности, а на континенте — столь же протяженными линейными прогибами предгималайского типа.

Все другие элементы подвижного пояса являются структурами всяческого бока сверхглубинного разлома. К ним относятся геосинклинали разного типа, а также инертные блоки земной коры, различно базифицированные и гранитизированные. В целом подвижный пояс — это относительно узкая призма мобильной земной коры и активизированной мантии, в которой происходит интенсивное взаимодействие мантийного и корового вещества. Представляется, что подъем мантийных магм по главному и сопряженным разломам, а также базификация погружающихся сиалических блоков земной коры происходят в режимах растяжения призмы. Вертикальные дифференцированные движения блоков этого начального геосинклинального этапа, видимо, обусловлены перераспределением вещества мантии в основании подвижного пояса, скорее всего в всячем боку сверхглубинного разлома. Отступление фронта мантийных магм вниз происходит с началом режима сжатия, который в конечном счете приводит к складчатости и гранитизации сиалической коры, ее поднятию и утолщению. Решетка основных подвижных элементов тектоносферы возникает при заложении подвижного пояса и в процессе эволюции земной коры не ис-

чается, обуславливая унаследованное развитие поверхностных структур и устойчивость общего структурного плана пояса.

Наметились две основные модели тектоносферы — "каркасная" и "стволовая". В первой взаимосвязанными элементами в висячем боку главного разлома являются диагональные и продольные глубинные разломы, подвижные зоны, образующие структурный каркас поля, и блоки земной коры в ячеях этого пояса. Связь ортогеосинклиналей и зон магматизма со сверхглубинными разломами осуществляется посредством астеносфер в верхней мантии, где, видимо, генерируются магмы. Блокам земной коры отвечают срединные массивы, древние внутренние поднятия, парагеосинклинали, наложенные изометричные эвгеосинклинали, участки коры переходного типа краевых и внутренних морей.

Пояса с каркасной структурой характеризуются значительной шириной (до 1000–1200 км), большей сложностью структурного плана, наличием переходного типа коры от океанической до континентальной. Режимы сжатия и растяжения здесь особенно сложно сменяются во времени и пространстве, с чем, в частности, связаны параллельные и сдвинутые во времени ряды магматических формаций в различных зонах пояса (разновременные пояса офиолитов, одновременное формирование в разных зонах гранитов и гипербазитов, латеральные смены эффузивных формаций от базальтовых до дацит-липаритовых и т.д.). В целом в поясах с каркасной структурой земная кора интенсивно перерабатывается в подвижных зонах, в то время как блоки в той или иной мере сохраняют первичные жесткость и структуру и могут занимать большую часть площади пояса. Каркасный тип строения тектоносферы свойствен охотоморской части Тихоокеанского пояса (рис. 1), Алтае-Саянскому сегменту Урало-Сибирского пояса (рис. 2) и средиземноморской части Тетиса.

Пояса со стволовой моделью тектоносферы имеют относительно небольшую ширину (300–400 км), полосчато-линзовую внутреннюю структуру и в целом характеризуются более интенсивной переработкой земной коры. Продольные глубинные разломы обычно сильно сближены и сопрягаются с главным разломом непосредственно, без участия астеносфер. Поэтому крупные реликтовые блоки земной коры здесь не характерны, а взаимодействия мантии и коры локализованы в узкой полосе над главным разломом; типична последовательная смена времени мантийных и коровых магматических формаций и их пространственная совмещенность. Этот тип глубинного строения устанавливается для андийской ветви Тихоокеанского пояса (рис. 3), для герцинид Урала (рис. 4) и мезозоид Гималаев (рис. 5).

Рассмотренные модели тектоносферы подвижных поясов построены с учетом реальных геометрических соотношений поверхностных структур и их поведения на глубине, прогнозируемого по совокупности геолого-геофизических данных. Вытекающие из этих построений общие и частные выводы доступны проверке современными геолого-геофизическими методами исследований. Представляется, что практическую проверку построенных моделей следовало бы организовать по специально разработанному плану.

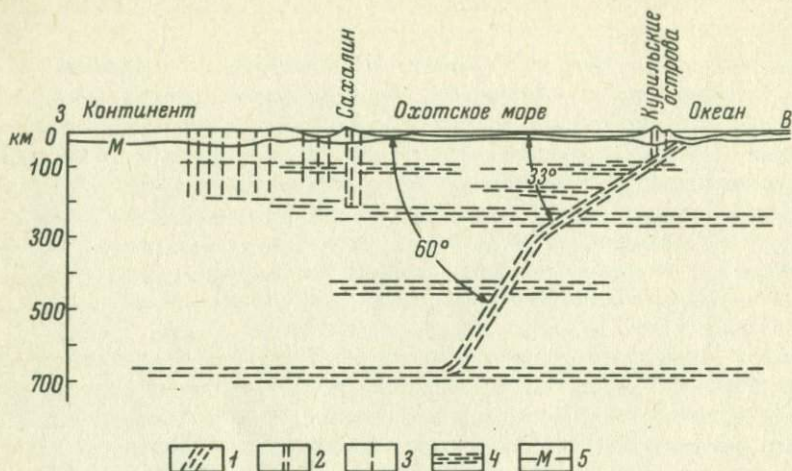


Рис. 1. Модель тектоносферы охотоморской части Тихоокеанского пояса. Углы падения фокальной зоны землетрясений даны по Г.Беньофу, глубины астеносферных слоев - по Р.З. Тараканову и Н.В. Левовому

1 - сверхглубинный главный разлом, контролирующий движение мантийных магм в основании подвижного пояса; 2 - глубинные разломы, контролирующие размещение ультраосновных и основных магм в структуре висячего бока главного разлома; 3 - прочие глубинные разломы; 4 - астеносферные слои; 5 - граница Моховичича

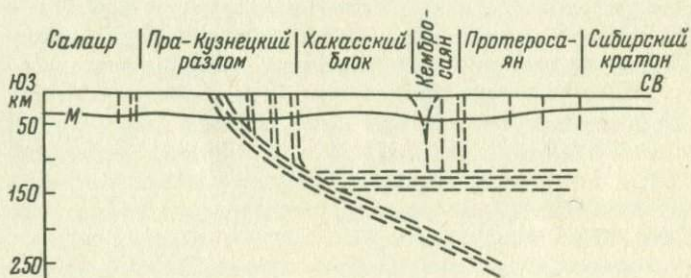


Рис. 2. Модель каледонской тектоносферы Алтае-Саянского региона Урало-Сибирского подвижного пояса

Условные обозначения см. на рис. 1

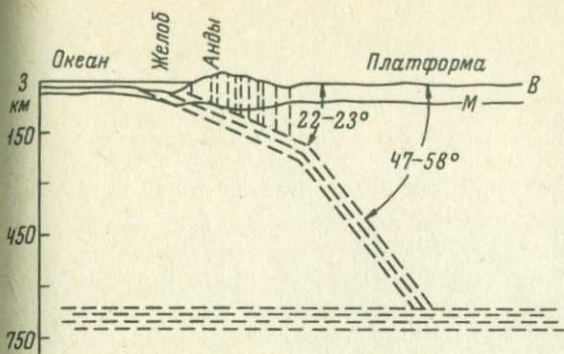


Рис. 3. Модель тектоносферы андийской части Тихоокеанского пояса. Углы падения сейсмофокальной зоны по Г.Беньофу
Условные обозначения см. на рис. 1

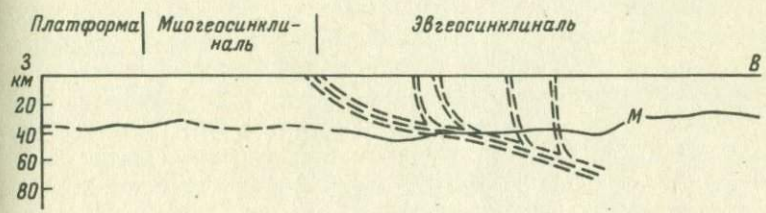


Рис. 4. Модель герцинской тектоносферы Урала
Условные обозначения см. на рис. 1

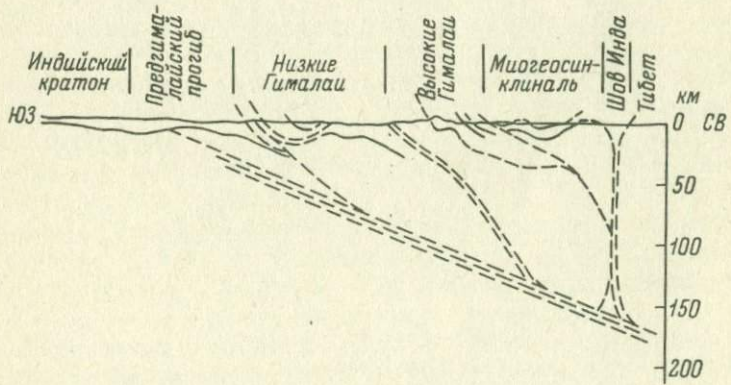


Рис. 5. Модель тектоносферы Гималаев. Система разрывных нарушений в верхней части земной коры по А.Гансеру
Условные обозначения см. на рис. 1

P.F. Ivankin, E.E. Fotiadi, A.P. Scheglov

The reconstruction of the deep structures in mobile belts is based on a complex of geological and geophysical data. Two types of models are distinguished: carcass and shaft types. In both types an inclined superdeep fault serves as the basis of the mobile belt; all other elements of the belt represent structures of the hanging wall of the superdeep fault. The type of the model reflects the nature of relations between these elements and with the main fault.

ШАРЬЯЖИ, ИХ ГЕНЕЗИС, КЛАССИФИКАЦИЯ И РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

С.В. Руженцев

В основе образования шарьяжей лежит процесс структурного отслоения и срыва толщи пород со своего основания по некоторой базальной плоскости. В принципе могут возникнуть два случая: срывы без существенного надвигания масс и срывы, развивающиеся в покровы. Первые сопровождаются лишь дисгармоничным смятием смещаемой толщи относительно основания; мелкие разрывы типа надвигов и взбросов образуются здесь в связи с концентрическим изгибом слоев. Такие нарушения характерны для гор Юры, Субальпийских цепей Савойи, Предбетской зоны Испании, Таджикской депрессии. Вторые связаны с интенсивным надвиганием сорванных масс, которые в конечном счете могут создать крупные тектонические покровы.

В настоящее время часто считается, что явление базального срыва характерно лишь для осадочных толщ чехла. Поэтому принято различать покровы чехла (сорванные) и основания. Следует помнить, однако, что формирование покровов основания обычно сопровождается срывом его чехла. Кроме того, известны многочисленные случаи переходов сорванных покровов в покровы основания. В общем виде вопросы структурной связи разнотипных шарьяжей рассмотрены в работах американских геологов — Ф.Кинга, Д.Роджерса и других, выдвинувших теорию ступенчатых надвигов. Плоскость срыва возникает сначала во внутренних районах геосинклинального пояса в докембрийском основании. Затем в виде сравнительно крутого склона она переходит на более высокий уровень, например на границу цоколя и осадочного чехла, где вновь возникает горизонтальный срыв. Это повторяется неоднократно, после чего плоскость сместителя появляется на дневной поверхности, ограничивая обширную ступенеобразную пластину. Последняя в процессе смещения распадается на серию обособленных аллохтонных масс. Предложенный механизм убедительно иллюстрируется на примере Южных Аппалач. В свете изложенного очевидно, что нет принципиальной разницы между покровами чехла и основания.

Изучение шарьяжей Памира и Урала, сравнение их с классическими областями Альп, Бетских Кордильер, Карпат и Аппалач позволяет выделить следующие генетические типы покровов: 1) гравитационные, 2) выжатые, 3) смешанные (комбинация первых двух).

Гравитационные покровы являются поверхностными. Основная их черта — абсолютное смещение аллохтона при относительной стабильности автохтона. Главным морфологическим типом являются ныряющие складки течения или продольного изгиба, формирующиеся вдоль фронта покрова. В корневых частях образуются зоны растяжения, т.е. сжатие (по фронту) и растяжение (корни) компенсируются внутри складчатого сооружения. Покровные антиклинали, амплитуда которых иногда достигает 30—40 км, появляются там, где в их тылу расположены поднятия. Действи-

тельно, они возникли по северному склону Аарского массива и массива Эгюий-Руж (Гельветская зона Альп), вдоль западного крыла антиклинория Зеленых гор (Северные Аппалачи), по северному склону массива Сьерра-Филабрес (Бетские Кордильеры). Сложный каскад аналогичных складок расположен в Язгулемском хребте (Центральный Памир). Смещение в этом случае происходило по юго-восточному крылу Ванчского антиклинория.

В основе возникновения выжатых покровов лежит процесс расслоения коры на серию обособленных структурных горизонтов, отражающий неравномерное послойное перераспределение вещества. Происходит изолированная деформация каждого из горизонтов, причем максимальна она в нижних структурных элементах. Анализ деформаций автохтона и структуры корней показывает, что на глубинных уровнях происходит интенсивное сокращение первоначальной ширины геосинклинальных систем, сопровождающееся сдавливанием автохтона (максимально в зоне корней) и выжиманием поверхностных масс. Сжатие охватывало всю геосинклинальную систему, компенсируясь растяжением вне ее пределов. Идея о тесной генетической связи латерального перераспределения автохтонных масс и поверхностного перемещения аллохтонных масс в настоящее время получила широкое распространение. Исключения составляют относительно небольшие, хотя достаточно широко развитые оползневые (гравитационные) покровы, отмечавшиеся выше.

Сокращение первоначальной ширины автохтона происходит в результате расплющивания цоколя, дробления его на множество напозлающих одна на другую клиньев. Начиная с работ Э.Аргана, обычно принято противопоставлять структурный стиль основания и чехла. Считается, что автохтон дробится на клинья и чешуи, аллохтон же сминается в систему складок. Эта картина вообще характерна для внешних миегеосинклинальных зон. Однако в районах, где в пределы автохтона происходило внедрение гранитоидных интрузий, сопровождавшееся прогревом и метаморфизацией пород (например, Центральный Памир), автохтонные толщи становились достаточно пластичными, чтобы образовать морфологически разнообразные складки. В условиях ультраметаморфизма и гранитизации структурные различия между автохтоном и аллохтоном могли исчезнуть вовсе. Происходило как бы перемешивание "мобилизованного" материала фундамента и отложений чехла.

Структурное отслоение аллохтонной оболочки, которое представляет собой начальную стадию покровообразования, объясняется, таким образом, неравномерностью сжатия автохтона и аллохтона. Для аллохтона характерны простые структуры, основным морфологическим типом которых являются пластины.

Покров смешанного типа возникает при наложении гравитационного эффекта на пластины, которые сминаются в покровные складки.

Формирование покровно-складчатой структуры геосинклинальных поясов связывается либо с тем или иным видом бокового сжатия, либо с вертикальными дифференцированными движениями, которые создавали предпосылки для возникновения гравитационных дислокаций. Исключительное значение поэтому приобретает вопрос о связи зон фронтального сжатия и тыльного растяжения. При образовании гравитационных шарья-

жей избыточное скучивание масс по периферии складчатого пояса должно компенсироваться растяжением в его центральных частях. Именно здесь либо вследствие разрыва и оползания осадочных толщ (тектоническая денудация), либо вследствие размыва геосинклинальных участков (эрозионная денудация) обнажаются наиболее глубинные породы. В простейшем виде зона растяжения в этом случае будет представлять собой или раздвиг, или участок расплюснутых, полого залегающих слоев. Насколько же такая картина соответствует действительности? Уже давно на основании изучения корневых структур в Альпах, Бетских Кордильерах, Гималаях и многих других районах было установлено, что именно в корнях (т.е. во внутренних частях складчатых систем) сжатие автохтона было максимальным. Развитие крутопадающей сланцеватости, многочисленных сколов типа крутых надвигов и взбросов, вертикальное или близкое к нему положение осевых плоскостей складок, среди которых преобладают изоклинальные нарушения, указывают на тангенциальную направленность сжимающих усилий. Корневые зоны покровов альпийского типа представляют собой узкие (редко до нескольких километров шириной) крутые тектонические клинья, зажатые в теле автохтона. В их пределах породы интенсивно раздавлены, катаклазированы. Петроструктурные исследования показали, что такие структуры ни в коем случае не могли образоваться в результате радиально ориентированных напряжений. Ширина корней (первые километры) не идет в сравнение с шириной покровных масс (десятки, сотни километров). Следовательно, сокращение первоначальной ширины достигало огромных размеров. Объяснить все это можно, только предположив пододвигание внешних частей складчатых систем под внутренние с одновременным выжиманием последних.

Уже давно было замечено, что процессы складкообразования (в том числе и шарьирование), начинаясь в центральных частях геосинклинальных систем, мигрируют к их периферии. Такая последовательность хорошо иллюстрируется миграцией флишевых прогибов. Формирование Кордильер, служивших источником обломочного материала, обусловлено сжимающими усилиями. Поэтому пространственное и временное смещение флишевых прогибов соответствует смещению тектонического режима. Распространяясь во внешние зоны геосинклинальных поясов, сжатие продолжало существовать и в их осевых частях, причем сдавливание со временем усиливалось. Этим объясняется, что во многих складчатых поясах (Альпы, Бетские Кордильеры, Динариды, Южные Аппалачи, Урал) покровы, возникавшие во внутренних зонах, продолжали развиваться, продвигаясь во внешние. Отмеченная модель развития складчатых поясов вообще наиболее распространена. Однако всегда следует помнить, что формирование покровно-складчатой структуры происходило в условиях пододвигания пород внешних тектонических зон под соседние внутренние. Имела место не миграция надвигов, а миграция пододвигания при общем сокращении первоначальной ширины геосинклинального пояса. Наиболее внешние и молодые элементы в структурном отношении оказались наиболее глубинными.

Формирование шарьяжей заканчивается в период "флишевой фазы". В дальнейшем ("молассовая фаза") происходило их усложнение, вы-

ражающееся в дополнительном, часто весьма сложном смятии. В это же время происходит общее воздымание складчатого сооружения. В конце "молассовой фазы" закладывается система сдвигов и сопряженных с ними надвигов. Образовавшаяся до этого покровно-складчатая структура существенно перерабатывается. Подобного рода нарушения установлены в Альпах, на Памире, в Аппалачах, Тянь-Шане, на Урале, в каледонидах Шотландии.

CHARRIAGES - THEIR ORIGIN, CLASSIFICATION AND ROLE IN THE STRUCTURE FORMATION OF FOLDED BELTS

S.V. Ruzhentsev

The process of structural exfoliation and decollement of rock masses from their basement along some basal plane is the basis for the formation of charriages.

The study of charriages in the Pamirs and the Urals, their comparison with the classical areas of the Alps, Betic Cordillera, Carpathians and Appalachians makes it possible to establish the following genetic types: 1) gravitational, 2) squeezed out, and, 3) mixed charriages (combination of the first two).

Gravitational charriages are superficial. Their principal feature is an absolute displacement of the allochthone and a relative stability of the autochthone. The main morphological type consists of plunging flowage folds or longitudinal flexure folds, formed along the charriage front. Tension zones appear in root areas; i.e. compression (along the front) and extension (roots) are compensated within the fold structure.

The origin of squeezed out charriages is connected with the foliation process of the crust into a series of isolated structural horizons, this process reflecting an irregular layer redistribution of the material. Each horizon undergoes an isolated deformation, its maximum being in the lower structural elements. An analysis of deformations in autochthones and of the root structure shows that an intense shrinking of the original width of geosynclinal systems is taking place in the deep levels.

Charriages of a combined type appear when a gravitational effect is superimposed on tectonic plates, which become compressed into cover folds.

С.А. Захаров

Наиболее широко распространены представления о процессе демобилизации подвижных поясов как о непосредственном превращении геосинклинального пояса (Гс) в платформу (Пл), причем орогенез (Ор) рассматривается как заключительный аккорд геосинклинального развития: Гс (+Ог) → Пл.

Недостаточность этой схемы стала очевидной уже давно: с одной стороны, несомненно отличие поясов, проходящих постгеосинклинальное развитие, от настоящих платформ; с другой, многие орогены возникают без геосинклинальной подготовки. Стремление усовершенствовать схему повлекло за собой появление массы новых терминов и понятий. Приведем для примера некоторые из них.

Одни исследователи усматривают в этих подвижных поясах черты сходства с геосинклиналями. Отсюда возникли такие термины, как возрожденные, новообразованные, эпикратонные геосинклинали, парагеосинклинали, тафрогеосинклинали и т.д. Другие, признавая отличия таких подвижных поясов от платформ, вместе с тем подчеркивают сходство их с платформами, что выражено и в терминологии: субплатформы, полуплатформы, параплатформы, метаплатформы и пр. Много терминов появилось в результате предположения о независимом развитии подвижных поясов на платформах: активизированные платформы, постплатформенные, или эпиплатформенные, орогены. Близки к ним по заложенным в них понятиям термины: аркогены, тафрогены, циматогены, эпигонали, дейтероорогены; иногда термины становятся многослойными, например: эпиполулиатформенные орогенные зоны, постконсолидационные орогенные подвижные пояса и т.п. Наконец, для постгеосинклинальных подвижных поясов, учитывая их отличия и от геосинклиналей, и от платформ, по некоторым их частным особенностям предложены нейтральные термины: возрожденные, регенерированные подвижные зоны, резонансно-тектонические структуры, структуры-дива, складчатые зоны, области завершенной складчатости и др.

Этот терминологический разнобой не способствует ни взаимопониманию тектонистов, ни выяснению природы рассматриваемых поясов, поскольку в определениях давалась частная и не всегда верная их характеристика. Возьмем для примера последний из перечисленных терминов, в настоящее время широко распространившийся. После завершения геосинклинального режима складкообразование в подвижных поясах может повторяться закономерно и неоднократно, нередко по унаследованному плану. Завершенной же складчатостью может считаться лишь на платформах, но последние как раз и не входят в категорию геоструктур, обозначаемых термином "области завершенной складчатости".

В 1962–1964 гг. рассматриваемые подвижные пояса было предложено называть тергалиями (Т). Таким образом, схема развития подвижных поясов приобретает вид: Гс → Т → Пл.

Может быть дано следующее предварительное определение.

Тергалиями называются подвижные пояса, геосинклинальное развитие которых завершилось, а платформенное состояние еще не наступило. Тектонические процессы в тергалиях обладают рядом специфических черт, обусловленных попеременными усилениями и ослаблениями горизонтального сжатия земной коры, что выражается, соответственно, в перемежаемости орогенического и квазиплатформенного тектонических режимов. Длительность тергального развития подвижного пояса, как правило, не менее эры, но часто обнимает весь неогей и иногда начинается даже в дейтерогее.

В настоящее время представляется возможным дать несколько более полную, чем ранее, характеристику тергальных поясов и их комплексов. К таким комплексам относятся Европейский, Центрально-Азиатский, Восточно-Азиатский, Восточно-Австралийский, оба Западно-Американский и др. (см. рисунок). Не имея возможности в краткой статье ни показать особенности каждого из этих комплексов, ни даже сослаться на примеры, я коснусь лишь некоторых общих черт их эволюции

1. Собственно геосинклинальное развитие пояса завершается этапом диастрофизма (обычно, но неправильно, называемого "складчатостью"). Для этого этапа характерны максимальное разрастание центрального поднятия и других геоантиклиналей, внедрение основных масс гранитоидных интрузий, региональный метаморфизм, развитие краевых прогибов, накопление нижних моласс и вовлечение в складкообразование наиболее молодых отложений.

2. Следующий этап должен быть отнесен уже к тергальному периоду. Он характеризуется горизонтальным сжатием земной коры, горообразованием, излиянием кислых, реже средних лав (субсеквентный вулканизм), накоплением формаций межгорных и предгорных прогибов (верхние молассы и др.). Земная кора в этот период отличается значительной мощностью.

3. Орогенический этап постепенно сменяется квазиплатформенным. Уменьшается сжатие коры и интенсивность тектонических движений. Земная кора выравнивается и утоняется преимущественно за счет "гранитного" слоя. Затухает магматическая деятельность. В большинстве случаев преобладают слабые опускания, и на выравненной поверхности геосинклинальных и орогенных образований отлагаются формации платформенного типа, т.е. формируются "плиты". Отдельные зоны квазиплатформ подвергаются растяжению, вызывающему повышение проницаемости земной коры, внедрение глубинных магм и излияние лав основного состава. От настоящих платформ подвижные пояса в этот этап отличаются большей мощностью коры, унаследованностью плана движений, отсутствием длительного перерыва между образованием фундамента и чехла и кратковременностью господства платформенного режима. Вместе с орогенным квазиплатформенный этап составляет первую стадию тергального периода, что кратко можно записать как

$$\text{Op}_1 + \text{КПл}_1 = \text{T}_1.$$

4. В типичных случаях рядом с тергальным поясом закладывается новый геосинклинальный пояс. Первые стадии геосинклинального развития соответствуют по времени квазиplatformенному этапу тергального пояса. Край молодого пояса на некоторых участках может отступать от более древнего. На этих участках в дальнейшем формируются срединные массивы.

5. Этап диастрофизма — превращения молодой геосинклинали в тергаль — соответствует времени реактивации и более древнего тергального пояса. На площади последнего в это время возобновляются сжатие и увеличение мощности коры, орогенез, складчатость, иногда образование гранитоидных интрузий. Орогенез в тергальных проявляется в двух основных формах. При глубоком заложении усилий формируются глубинные складки, в рельефе отраженные в виде мощных горных сооружений. Эти складки в верхней части земной коры осложнены взбросами и другими разрывами (глубокими наложенными разломами), поэтому такие горные системы часто, но не вполне верно называют "складчато-глыбовыми". При неглубоком заложении усилий складчатость бывает затронут лишь чехол квазиplatform и молассы, что в рельефе отражается образованием складчатых гряд. Этапы наступления квазиplatformенного режима также синхронны в обоих поясах. В более древнем поясе — это вторая стадия тергального периода:

$$Or_2 + KPl_2 = T_2.$$

6. В дальнейшем, при завершении геосинклинального развития третьего пояса того же комплекса, реактивация захватывает и оба первых пояса. Орогенез проявляется в более молодом поясе интенсивнее, чем в более древнем. В последнем этот этап соответствует началу третьей тергальной стадии (T_3). В некоторых случаях удается установить следы более ранних стадий для поясов T_4 , T_5 и т.д., что подтверждает эту общую закономерность.

7. Подвижные пояса всегда развиваются с одной стороны платформ. Иногда представляется, что пояс кольцом окружает платформу, но при более детальном рассмотрении всегда можно установить, что в действительности мы имеем дело с несколькими разновозрастными поясами. Следовательно, в едином комплексе пояса некоторых возрастов могут выпадать, формируясь у другой окраины платформы, или отсутствовать вообще.

8. В своем развитии в ширину комплекс поясов может достичь другой платформы (или квазиplatform другого комплекса), взломать ее край и вовлечь последний в орогенез. Только такой ороген должен рассматриваться как эпиplatformенный. По-видимому, к эпиplatformенным орогенам иного типа и неясной еще природы нужно отнести Скандинавские горы, часть западного склона Скалистых гор, горные массивы Центральной Африки, околорифтовые горные гряды, поэтому эпиplatformенные орогены первого типа заслуживают особого названия.

9. Описанное выше развитие тергальных поясов является нормальным. Намечаются еще три типа развития, менее характерные.

а. Abortивный (иначе полициклический, сквозной) тип — частичное или полное наложение новой геосинклинали на недоразвившуюся тергаль предыдущего этапа.

б. Незавершенный тип – пояс не испытывал повторных орогенезов и квазиplatforma существует до наших дней. Это так называемая молодая platforma. Впрочем, следы орогенических этапов устанавливаются и на молодых platformaх, но в ослабленном виде. Между современными орогенами и соседними молодыми platformaми можно наблюдать постепенные переходы.

в. Завершенный тип – появление наложенных впадин и других признаков настоящих platform на молодой platforme – возможно, начало перехода к настоящей, "древней" platforme.

В грубой схеме, способной охватить регионы всей Земли (т.е. без строгого уравнивания временных границ эпох диастрофизма), в комплексах подвижных поясов могут быть выделены протерозойды, байкальды, каледониды, герциниды, киммериды и альпиды. Но при более детальном районировании крупных комплексов, например Центрально-Азиатского, приходится выделять тергальные пояса в значительно более узких возрастных интервалах.

Настоящие альпиды распространены гораздо уже, чем обычно принято считать. Эта ошибка в значительной мере вызвана недооценкой роли тергального развития и терминологической путаницей (под складчатостью понимаются и диастрофизм, и орогенез в тергалах, и результат собственно складкообразования), в результате чего в альпийские пояса нередко включают и части более древних поясов.

Тергали занимают обширные пространства континентальной суши и шельфа (см. рисунок), что указывает на важнейшее значение этих геоструктур.

Тергальный период развития подвижных поясов следует за геосинклинальным во времени, а в комплексе поясов тергали мигрируют вслед за геосинклиналями и в пространстве, чем, в частности, был обусловлен выбор предлагаемого термина "тергаль".

THE POSTGEOSYNCLINAL (TERGALE) DEVELOPMENT OF MOBILE BELTS

S.A. Zakharov

The general schemes: "geosyncline \rightarrow platform" or "geosyncline \rightarrow orogen \rightarrow platform" require specification. The mobile belt in the period between the completion of geosynclinal development and its turning into the platform for a long time is exposed to a special regime.

After the epigeosynclinal diastrophism the mobile belt is repeatedly exposed to outbreaks of the reactivation: the renewal of a mountain building, folding and sometimes of a granitoid magmatism and a regional metamorphism. The belt occasionally became an orogen character-

rized by a great thickness of the Earth's crust, prevalence of the land elevations, contraction of the crust, the superimposed faulting, occasionally a subsequent volcanic activity.

The stages of orogeny are interchanged by the stages of quasi-platform conditions of the Earth's crust. The quasi-platforms differ from the real platforms (cratons) by the transitory intervals between the shaping a base and a platform mantle, the inheritance of a structural plan, sometimes greater thickness of the crust and mainly by the regular turn into orogen. The quasi-platforms with a feeble recent orogenesis are usually called "young platforms".

The Neogaeicum heterochronous mobile belts form complexes. The oldest belts frame cratons on one side only. The younger belts are added to the older ones successively. All the belts of a complex suffer the reactivation synchronously, at the same time with the epigeosynclinal diastrophism of the youngest belt. A reactivation is weaker the further is the given belt from the youngest one in the complex.

In some cases the postgeosynclinal development of mobile belts and their complexes have their peculiarities. After the first stage of orogenesis the closing stages of geosynclinal development may be resumed. Sometimes orogenesis is displayed very feebly and is hardly detectable only with the help of specific deposits. Between neighbouring belts of a unidue complex the stable parts of the Earth's surface are preserved; later they are transformed into median masses.

The orogenic and quasi-platform conditions define the special state (regime) of the Earth's crust following in time the geosynclinal regime of each belt, and migrating in space alter the geosynclines in the complex. Therefore, the mobile belts suffering this state, are proposed to be called tergaes. The scheme of the continental crust development has the form: geosyncline → terga → platform.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ В СМЕНЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Б.П. Бархатов

При тектоническом анализе и типизации структурных элементов земной коры широко используется выделение регионов по возрасту геосинклинальной складчатости. Будучи плодотворным, этот прием анализа оставляет, однако, на втором плане выяснение как предшествующих, так и последующих тектонических режимов, сущность которых еще недостаточно раскрыта или истолкована неправильно.

Так, характеризуя альпийский пояс юга СССР, до последнего времени предполагают, что геосинклинальный режим на этой территории, предшествующий складчатости и кайнозойскому орогенезу, был сквозным по крайней мере с начала фанерозоя (Муратов, 1969; Муратов, Хаин, 1968).

На примере ряда сложных регионов и всей территории СССР в течение последних лет сделаны попытки дать качественную характеристику основных типов тектонического режима на протяжении всей обозримой геологической истории (Геологическое строение СССР, 1968). Несмотря на некоторые успехи в этом направлении, остаются дискуссионными не только закономерности смены во времени и пространстве основных типов тектонического режима, но и сами типы режима.

В данной статье сделана попытка обосновать закономерности, которые намечаются в последовательности проявления основных типов режима в разрезе и на площади, при анализе строения ряда разновозрастных складчатых сооружений.

К основным типам тектонического режима, проявившимся в неогее, мы, следуя взглядам С.С. Шульца (1964) и несколько дополняя их, относим геосинклинальный, платформенный, платформеноидный, орогенно-тафрогенный и менискогенный.

Платформеноидным мы называем такой режим, который имеет существенное сходство с платформенным, но отличается меньшей продолжительностью существования (несколько периодов геохронологической шкалы), распространением на территориях, унаследовавших свою конфигурацию от предшествовавших геосинклиналей, большей активностью и дифференцированностью движений, более интенсивной деформацией осадочного чехла.

Орогенно-тафрогенным следует назвать режим, сопровождающийся быстрыми движениями блоков земной коры, при которых изгибание пород играет сугубо подчиненную роль. Так как при этом режиме возникают не только резкие положительные структуры и выраженные в рельефе поднятия, но и глубокие, часто вытянутые прогибы, то добавлен термин тафрогенный (рвообразовательный).

Под менискогенным режимом подразумевается совокупность геолого-тектонических процессов, приводящих, с одной стороны, к аркогенезу

типа Восточно-Африканских, Байкальских, Скандинавских и других подобных поднятий, с другой, к формированию океанических ванн.

Различные тектонические режимы возникали одновременно. Наиболее вероятна следующая историческая последовательность их появления в течение неогена: геосинклинальный, орогенно-тафрогенный, платформеноидный, платформенный, менискогенный.

Для обоснования намечающихся закономерностей в последующей смене режимов обратимся к конкретным регионам.

В качестве первого примера кратко рассмотрим строение архипелага Шпицберген.

В работах западноевропейских ученых, в новейших сводках советских геологов, на тектонических картах, изданных в СССР, весь архипелаг или его западная половина рассматриваются как часть каледонского складчатого пояса.

Известно, что на архипелаге широко развиты докембрийские породы, среди которых присутствуют как кристаллические орто- и парапороды, так и осадочно-метаморфические образования. Верхнедокембрийские породы до сих пор по традиции, установившейся от начала геологических исследований, объединяют с маломощными и регионально метаморфизованными нижнепалеозойскими отложениями в единый комплекс "формацию Гекла-Хуг". Эта же традиция заставляет считать, что все породы этой формации интродуцированы раннепалеозойскими гранитоидами, хотя о прорывании нижнепалеозойских пород гранитоидами данных нет и возраст последних считается каледонским на основании радиологических определений. Более молодые палеозойские отложения представлены девонскими грубообломочными пестроцветными породами, приуроченными главным образом к грабену Западного Шпицбергена, а отложения, начиная от карбона до четвертичных, формируют верхнюю часть осадочного чехла, развитую в южной половине архипелага. Неоген и четвертичные отложения наряду с грубообломочными образованиями включают эффузивы.

Анализ формаций и структур архипелага привел нас к выводам, существенно изменяющим представление о тектонике региона и дающим хороший пример смены во времени разных типов тектонического режима (Бархатов, 1970).

По нашим представлениям, в течение неогена в пределах архипелага, в результате последовательной смены тектонических режимов образовались следующие структурно-формационные комплексы: 1) геосинклинальный, миогеосинклинальный (рифей); 2) платформеноидный (венд-нижний палеозой); 3) орогенно-тафрогенный (силур-девон); 4) платформеноидный (карбон-олигоцен); 5) орогенно-тафрогенный (неоген-четвертичный).

Исходя из такой характеристики строения, мы считаем, что Шпицберген и, вероятно, Восточно-Гренландская система не могут рассматриваться как каледонские складчатые сооружения. Архипелаг не входит в каледонский пояс Северной Европы; он является эпибайкальской орогенической областью, испытавшей два периода послеплатформеноидного горообразования: в силуре - девоне и неоген-четвертичное время.

Неоген-четвертичный орогенез совпал по времени с менискогенным режимом. Общее опускание, сопровождавшее этот режим и преобладавшее в акватории Северной Атлантики, как бы наложилось на глыбовые орогенические движения.

Очевидно, какой-либо вывод о смене режимов в латеральном направлении на примере Шпицбергена сделать невозможно.

Чтобы дополнить данные о смене режимов во времени их сменой в пространстве, кратко охарактеризуем структурно-формационные комплексы альпийского пояса юга СССР и территории, непосредственно граничащей с ним на севере. Для удобства описания начнем с северного района.

Тектонические структуры северного обрамления альпийского пояса протягиваются от восточных пределов Степного Крыма, через Северный Кавказ, акваторию Каспийского моря, Большой Балхан, Копет-Даг, Банди-Туркестан (в Афганистане) к Южно-Таджикской, Памиро-Алайской областям и Северному Памиру. С юга эта территория в Кавказском секторе ограничена Тырнауэской зоной разломов, в западной части Средней Азии — Южно-Копет-Дагским разломом. Восточнее, на афганской территории, граница условно намечена между Банди-Туркестанским и Парапамизскими антиклинориями, откуда через район, лежащий севернее Кабула, она проходит к Ванч-Акбайтальскому разлому Памира.

Очерченная территория, несмотря на громадную протяженность, в общем однородна по развитию. По нашим данным, в ней можно наметить следующие структурно-формационные комплексы: 1) геосинклинальный (докембрийский, формировавшийся в течение верхнего докембрия)¹; 2) платформеноидный (кембрий-девон); 3) геосинклинальный (нижний карбон-нижняя пермь); 4) орогенно-тафрогенный (верхняя пермь-начало триаса); 5) платформеноидный (верхний триас-эоцен); 6) орогенно-тафрогенный (олигоцен-антропоген).

Геохронологические рубежи этих комплексов при дальнейших исследованиях будут уточняться. Можно уже сейчас предвидеть что после докембрийского геосинклинального периода развития будет выделен период орогенно-тафрогенного режима, который из-за недостатка данных по территории СССР нами не показан.

Прежде чем перейти к анализу пространственного развития режимов, приведем обобщенную характеристику структурно-формационных комплексов, участвующих в строении альпийского складчатого комплекса непосредственно к югу от территории, на которой распространены только что перечисленные комплексы.

¹Здесь и далее будут приводиться комплексы в возрастных рамках неогена; существующие в данных районах более древние образования не рассматриваются.

В альпийском поясе на всем протяжении в пределах СССР нами намечены следующие структурно-формационные комплексы (Бархатов, 1966, 1969): 1) геосинклинальный (докембрийский, довендский); 2) платформеноидный (венд-средний триас); 3 - геосинклинальный, включающий мощные и разнообразные в формационном отношении отложения (верхний триас-палеоген); 4) орогенно-тафрогенный (олигоцен-антропоген).

Имея региональное развитие, эти комплексы обладают в разных частях пояса некоторыми особенностями, которые обуславливают возможность выделить складчатые системы.

Последовательность в смене структурно-формационных комплексов как для Шпидбергена, так и для альпийского и палеозойского складчатых сооружений позволяет отметить закономерность в смене режимов для одной и той же территории (в вертикальном разрезе), которая заключается в том, что геосинклинальный режим непосредственно никогда не сменяется новым геосинклинальным или платформенным.

В то же время геосинклинальный режим закладывается после платформеноидного или после платформенного. Орогенно-тафрогенный режим может возникать как после геосинклинального, так и после платформеноидного и платформенного.

Менискогенный режим, судя по контурам океанических ванн, в большинстве случаев обрезающих структуры различного происхождения, может сменить (наложиться) на любой другой режим.

Для того чтобы восстановить динамику тектонических режимов в латеральных направлениях, проследим в пространстве соотношение комплексов альпийского складчатого пояса и его северного обрамления.

На приводимых в данной статье примерах латеральные ряды режимов более отчетливо выявляются с начала палеозоя.

После завершения геосинклинального режима в позднем докембрии на всей рассматриваемой площади альпийского пояса и его северного обрамления наступает платформеноидный режим. Вероятно, до него какой-то период позднего докембрия существовала эпоха орогенеза, однако в пределах СССР достоверных доказательств этого нет. Такими доказательствами служат красноцветные песчаники орогенной формации байондор, обнаруженные на территории Ирана (Бархатов, 1966).

Область платформеноидного режима на рифейском складчатом основании представляла собой расширяющуюся на восток полосу, ограниченную на юге древними платформами Африки, Аравии и Индостана, а на севере Русской платформой.

С кембрия или с самых верхов докембрия до девона включительно на всей территории между древними платформами господствует платформеноидный режим. В северном районе с нижнего карбона и лишь в кавказском секторе с девона до нижней перми можно констатировать существование геосинклинального режима; в это же время во фронтальной части геосинклинали в южном районе наблюдается платформеноидный режим.

В течение поздней перми и начале триаса в северном районе геосинклинальный режим сменился орогенно-тафрогенным, в южном продолжает существовать платформеноидное состояние.

С верхнего триаса по эоцен включительно в северном районе орогенно-тафрогенный режим уступил место платформеноидному, в то же время в южном смежном районе господствует мигрировавший с севера геосинклинальный. С олигоцена альпийская геосинклиналь испытывает орогенно-тафрогенный режим. Этот же режим захватывает прилегающую к альпийскому складчатому поясу часть платформеноидной территории на палеозойском складчатом основании, а также и часть фронтальной по отношению к альпийскому поясу территории, в пределах которой до олигоцена существовал платформенный, местами платформеноидный режим.

Из сказанного следует, что смена тектонических режимов в пространстве заключается в закономерно асимметричной зональности по отношению к геосинклинали. Во фронтальной части в процессе своего развития геосинклиналь граничит с областями, испытывающими платформенный или платформеноидный режим; в тыловой части соответственно с удалением в сторону от геосинклинали располагаются области, испытывающие орогенно-тафрогенный, платформеноидный и платформенный режимы.

Менискогенный режим в своем распространении, видимо, не связан с перечисленными режимами и может накладываться на участки земной коры, переживающие любые тектонические режимы.

REGULARITY IN RECURRING OF MAJOR TECTONIC REGIMES

B.P. Barkhatov

1. Major types of the tectonic regimes in the Neogeicum are geosynclinal, platformenoid, platform, orogen-taphrogenic and meniscus (of arcogenic and ocean kinds) ones.

2. They occurred not simultaneously, but historically replacing each other in the following order: geosynclinal, orogen-taphrogenic, platformenoid, platform, meniscus.

3. A definite area has a regular succession of regimes. The sequences observed are generally of two kinds: geosynclinal, orogene-taphrogenic, platformenoid, platform, meniscus, or geosynclinal, platformenoid, orogene-taphrogenic, platformenoid, orogene-taphrogenic, meniscus.

4. Regularity involved is expressed in the fact that a geosyncline is never found to be immediately followed by another geosyncline or a platform, while it replaces the platformenoid and platform regimes. Orogenic regime

may be established both after geosynclinal and platform or platformenoid regimes; meniscus regime may overlap any other one.

5. The change of tectonic regimes is spatially expressed in regular asymmetric zonation with regard to a geosyncline. The front part of the latter is bordered with regions bearing indications of platform or platformenoid regimes. Away from the back part of the geosyncline there are orogen-taphrogenic, platformenoid and platform regions replacing each other respectively. Meniscus regime is not connected spatially with the above regimes and may be found superimposed on any of them.

Литература

Бархатов Б.П. 1966. Палеозойская история и северная граница Альпийского складчатого пояса юга СССР. - Вестник ЛГУ, геол.-геогр., № 24, вып. 4.

Бархатов Б.П. 1969. Четыре основные проблемы тектоники альпийского пояса юга СССР. - Вестник ЛГУ, геол.-геогр., № 24, вып. 4.

Бархатов Б.П. 1970. Основные этапы тектонического развития Архипелага Шпицберген. - Вестник ЛГУ, геол.-геогр., № 6, вып. 1. Геологическое строение СССР, т. II. Тектоника, 1968, М., "Недра".

Муратов М.В. 1969. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. - Геотектоника, № 2.

Муратов М.В., Хаин В.Е. 1968. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. - В кн. "Орогенические пояса". (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3.) М., "Наука".

Шульц С.С. 1964. Геоструктурные области и положения в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. - В кн. "Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения". М., "Наука".

Г.А. Кузнецов

Из известных геотектонических структур по своему местоположению в разряд пограничных, переходных между континентальными платформами и обрамляющими их подвижными поясами, могут быть отнесены: 1) краевые швы, 2) краевые вулканоплутонические пояса, 3) краевые (передовые) прогибы, 4) миеосинклинальные зоны, 5) зоны перикратонных опусканий и 6) предгорные прогибы.

Краевые швы (перикратонные разломы) — зоны пограничных тектонических швов глубокого заложения и весьма длительного и сложного развития (Шатский, 1947). Они имеют форму узкой полосы или зоны дробления, достигающей ширины 100–120 км и протягивающейся на многие сотни и даже тысячи километров. Корни краевых швов платформы достигают верхней мантии. Следовательно, платформы, как правило, отделены от соседних подвижных зон разломами глубокого заложения, разделяющими различные по строению и истории геологического развития блоки земной коры. При наличии зоны параллельных разломов, вдоль которых происходит постепенное погружение фундамента платформы, переход ее к складчатому обрамлению может быть достаточно плавным (Ханн, 1964). В процессе развития краевые швы могут смешаться в сторону ядерных частей платформы при дроблении и последующей переработке ее окраин в геосинклинальных условиях или, наоборот, — в сторону геосинклинали в случае приращения к телу платформы новых районов завершенной складчатости.

Краевые вулканоплутонические пояса как особый тип тектонических структур земной коры выделены сравнительно недавно (Богданов, 1959; Хренов, Бухаров, 1969; и др.). Это своеобразный тип вулканотектонических структур, пространственно приуроченных к зоне краевого шва, но занимающих лишь часть его протяженности. По длительности своего развития эти структуры значительно уступают времени существования краевого шва. Они охватывают периоды до нескольких сотен миллионов лет. Краевые вулканоплутонические пояса являются как бы частным выражением развития краевых швов, для которого характерна весьма активная магматическая деятельность. Следовательно, генетически они относятся к типу наложенных вулканотектонических структур, связанных с развитием систем глубинных разломов. По своим масштабам краевые вулканические пояса представляют собой весьма крупные структуры; их протяженность достигает многих сотен километров при ширине до 150 км и мощности образующихся вулканогенно-осадочных толщ до 8–10 км.

Краевые вулканоплутонические пояса уверенно выделяются со среднего протерозоя, а затем — в палеозое, мезозое и кайнозое.

По пространственному расположению вулканоплутонических поясов относительно краевого шва выделяют четыре типа соотношений: а) пояса, наложенные на краевые части платформы и складчатой области; б) пояса, располагающиеся в зоне краевого шва; в) пояса, размещающиеся в краевой части кратона; г) пояса, целиком находящиеся в краевой части складчатой зоны (Хренов, Бухаров, 1969).

В определении термина "краевой (передовой) прогиб" у исследователей не существует однозначного мнения (Шатский, 1947; Пушаровский, 1960; Хаин, 1964; и др.). Автором под категорией продольных краевых прогибов понимаются пограничные, промежуточные между платформами и геосинклинальными (позднее складчатыми) областями крупные отрицательные структуры. Главнейшими генетическими признаками, позволяющими относить внешние прогибы материковых подвижных поясов к категории краевых, является их положение во времени и геологическом пространстве: 1) расположение на краю платформы и подвижной области с охватом окраин той и другой; 2) соотношение по времени формирования конечным, завершающим стадиям развития прилегающих к ним геосинклинальных областей (Кузнецов, 1967, 1968).

Предполагается, что краевые прогибы образуются как компенсационные при оттоке подкоровых масс у подножия возникших краевых геосинклинальных поднятий геосинклинальной зоны, завершающей свое развитие.

Время формирования краевых прогибов охватывает от нескольких миллионов до 200-250 млн. лет. Ширина их колеблется от первых десятков до сотен километров, а протяженность нередко превышает тысячу километров. В процессе своего развития краевые прогибы мигрируют в сторону платформы.

Миогеосинклинальные зоны (Кэй, 1955) генетически являются геосинклинальными образованиями. Располагаясь на окраине геосинклинальной системы, они, как правило, не выходят за пределы краевых швов платформы. Миогеосинклинали представляют собой "вытянутые или замкнутые овальные геосинклинальные зоны, окаймляющие эвгеосинклинали или развивающиеся по соседству с ними" (Крумбейн, Слоос, 1960). По мнению тех же исследователей, миогеосинклинальные зоны "по структуре, литологии и мощности осадков являются переходной зоной между эвгеосинклиналью и кратоном". С этим можно согласиться, отметив, что генетически к платформам миогеосинклинальные зоны отношения не имеют и пространственно, как правило, не перекрывают их.

По своим размерам (до нескольких сотен километров ширина и многие сотни, иногда более тысячи километров протяженность) миогеосинклинали не уступают другим рассматриваемым нами структурам, а по мощности отложений (до 10-12 км) даже превосходят их. Длительность развития миогеосинклинальных прогибов колеблется от миллионов и первых десятков миллионов лет у сравнительно молодых геосинклинальных систем до 800-900 млн. лет у древнейших (Тектоника Евразии, 1966).

Необходимо отметить имевшую место, как и у категорий других структур, эволюцию миогеосинклинальных зон во времени и связанные

с этим особенности строения миогеосинклиналей различного возраста. Например, отличительной чертой рифейских миогеосинклиналей было отсутствие резко выраженной структурной и формационной границы с прилегающей платформой (Замараев, 1967).

Под термином "зона перикратонных опусканий" Е.В.Павловский (1959) выделяет платформенные синклинальные структуры первого порядка, пограничные со складчатыми (геосинклинальными) областями и характеризующиеся необычайной длительностью развития в течение многих геологических периодов и даже нескольких эр. Это краевая часть платформы, наклоненная в сторону прилегающей живой геосинклинали и сохраняющая режим преобладающего энергичного прогибания в течение длительного времени, независимо от завершения развития геосинклинали: во время ее развития, во время замыкания и после отмирания. Это очень крупные по размерам структуры, не уступающие рассмотренным выше. По морфологии развития в них тектонических дислокаций и по набору осадочных формаций они близки краевым прогибам, но отличаются от них по генезису, местоположению и длительности развития.

Наконец, понятие "предгорный прогиб" также имеет несколько определений. Н.А. Сягаев (1966) считает предгорные прогибы внешними впадинами материковых подвижных поясов, возникающими в пограничной зоне платформы и складчатых областей у подножий гор послескладчатого (послегеосинклинального) возраста.

Существенно иных взглядов придерживаются В.Е. Хаин и другие исследователи (Хаин, 1964; Белоусов, 1962), рассматривающие предгорный прогиб как стадию развития краевого (передового) прогиба.

Геологическая история многих хорошо изученных территорий показывает, что предгорные прогибы могут возникать вне всякой связи с краевыми прогибами, на сотни миллионов лет позднее их, и вне связи с завершением геосинклинальной стадии развития подвижных поясов. Время формирования предгорных прогибов по сравнению со всеми рассмотренными выше структурами обычно невелико. Территориально они могут локализоваться в зоне краевого шва или располагаться полностью на теле платформы, обрезаясь поднятым по краевому шву складчатым блоком; иногда предгорные прогибы значительно удалены от этого шва в ту или другую сторону. Если придерживаться генетического, а не морфологического существа определения структуры предгорного прогиба, его нельзя считать пограничной структурой платформы и подвижных поясов. Нам представляется, что горообразование глыбового типа, а следовательно, и формирование предгорных прогибов может происходить и без решающего влияния на эти процессы границ древних платформ и подвижных поясов. По площади предгорные прогибы также значительно меньше перикратонных, миогеосинклинальных или краевых. Уступают они и по мощности выполняющих их осадочных образований.

Возвращаясь к вопросу пространственных и временных соотношений между рассматриваемыми нами структурами, следует отметить, что первичными сквозными структурами, разделяющими платформы и подвижные пояса, безусловно являются краевые швы и их зоны. Краевые вулканоплутонические пояса хотя и могут занимать несколько смещен-

ное положение относительно швов, пространственно и генетически, несомненно, связаны с ними. Во времени они составляют лишь долю жизни зоны краевого шва.

Краевые прогибы, нередко далеко выходя в ту и другую сторону за пределы зоны краевых швов, все-таки всегда контролируются последними, причем краевой шов является основной осевой линией краевых прогибов. По простиранию краевые прогибы, как правило, сменяются обнаженными на поверхности зонами краевых швов.

Следовательно, и краевые прогибы по отношению к краевым швам являются своеобразными наложенными структурами.

Миогеосинклинали не имеют прямой связи с краевыми швами; они, как правило, ограничиваются ими с внешней стороны и лишь в случае опущенного края прилегающей платформы могут перекрывать краевой шов. Краевые прогибы во времени и частично в пространстве как бы наследуют миогеосинклинали. В основном же по площади они являются наложенными на них.

Приведенный материал и наблюдающееся сложное сочетание названных структур в природе (Тектоническая карта мира, 1965; Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970; Хаин, 1971; и др.) позволяют сделать некоторые выводы.

1. Пограничными структурами между платформами и подвижными областями являются краевые швы (пример линейной или зональной разрывной границы) и краевые прогибы (пример пликативного плавного сочленения).

2. Краевые вулcano-плутонические пояса, на наш взгляд, правильнее рассматривать как частный случай краевых швов, хотя их можно считать и примерами пограничных тектоно-вулканических структур.

3. Зоны перикратонных опусканий, миогеосинклинали и предгорные прогибы генетически не являются структурами разграничения. Первые по своему местоположению и по генезису являются платформенными структурами, вторые полностью принадлежат геосинклиналим системам. Предгорные прогибы, если их рассматривать как самостоятельные образования, в отдельных случаях могут быть структурами разграничения, но они могут располагаться как внутри древних платформ, так и в пределах подвижных поясов.

BORDER STRUCTURES OF PLATFORMS AND MOBILE BELTS

G.A.Kuznetsov

Of the known geotectonic structures according to their position the following may be conditionally attributed to the rank of borders: a) marginal sutures, b) marginal volcano-plutonic belts, c) marginal (foredeep) depressions,

d) miogeosynclinal zones, e) pericratonal subsidence zones, f) foothill depressions.

The investigation of the genetical essence of the given structures, their position in geological space, evolution in time, specific construction, allow us to make the following conclusions: 1) marginal sutures and marginal depressions are true border structures between platforms and mobile belts; 2) marginal volcano-plutonic belts are a particular type of marginal sutures; 3) pericratonal subsidence zones, miogeosynclinal and foothill depressions are genetically not demarcation structures. According to position and genesis the former are platform structures, the latter - belong completely to geosynclinal systems. Foothill depressions in separate cases may be demarcation structures or located inside ancient platforms and within mobile belt limits.

A definite succession is observed at the origin and development of the structures. Besides, in the process of geological development of the Earth's crust, each undergoes considerable evolution.

Литература

- Белоусов В.В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Гостехиздат.
- Богданов А.А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, № 1.
- Замараев С.М. 1967. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., "Наука".
- Крумбейн В.К., Слоос Л.Л. 1960. Стратиграфия и складкообразование. М., Гостехиздат.
- Кузнецов Г.А. 1967. Ангаро-Ленский раннепалеозойский краевой прогиб (геологическое строение, полезные ископаемые; сравнительная характеристика с другими краевыми прогибами). - Автореф. докт.дисс. Л.
- Кузнецов Г.А. 1968. Эволюция и общая направленность развития краевых (передовых) прогибов. - В кн. "Орогенические пояса". (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3.) М., "Недра".
- Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ.
- Павловский Е.В. 1959. Зоны перикратонных опусканий платформенных структур первого порядка. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Пушаровский Ю.М. 1960. Особенности тектонического строения и развития краевых прогибов. - В кн. "Структура земной коры и деформации горных пород". М., Изд-во АН СССР.

Сягаев Н.А. 1966. Мезозойские прогибы севера Центральной Сибири (в связи с проблемой классификации). Автореф. докт. дисс. М. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. Масштаб 1:5 000 000. 1966. М., "Наука".

Тектоническая карта мира. Масштаб 1:60 000 000. 1965. М., ГУГК.

Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000. 1970. М., ГУГК.

Хаин В.Е. 1964. Общая геотектоника. М., "Недра".

Хаин В.Е. 1971. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М., "Недра".

Хренов П.М., Бухаров А.А. 1969. Краевые вулканоплутонические пояса Северо-Азиатского кратона. - В кн. "Мезозойский тектогенез". Магадан, Изд-во СО АН СССР.

Шатский Н.С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

ГЛУБОЧАЙШАЯ ВПАДИНА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ - ПРИКАСПИЙСКАЯ

Р.Г. Гарецкий, А.А. Голов, В.С. Журавлев, Н.В. Неволин,
В.И. Самодуров, К.Е. Фоменко, Я.С. Эвентов, А.Л. Яншин

До последнего времени господствует представление, что платформы отличаются от геосинклиналей, помимо прочих особенностей, меньшими скоростями накопления осадочных пород и, как следствие этого, меньшими их мощностями. Новые данные по изучению глубинного строения Прикаспийской впадины позволяют утверждать, что это представление ошибочно. До недавнего времени мы просто не знали строения глубоких впадин на платформах.

Прикаспийская впадина занимает юго-восточный угол Восточно-Европейской платформы. От более северных и западных, сравнительно приподнятых частей этой платформы она отделена крупными разломами фундамента, которым соответствуют флексуры, а местами сбросы в платформенном чехле. На востоке она отделена разломами от южных отрогов Уральской складчатой системы, а на юге - от погребенных субширотных герцинских складчатых сооружений Южно-Эмбенского авлакогена и кряжа Карпинского.

Относительно времени образования складчатого фундамента Прикаспийской впадины до сих пор существуют различные точки зрения. В большей по площади северо-западной ее части он, несомненно, рифейский, о чем можно судить по глубоким скважинам, пробуренным в непосредственной близости от северной и западной ее границ. Что касается восточной и южной частей впадины, то с учетом характера магнитного поля, по мнению ряда авторов статьи, здесь можно предполагать существование байкальского складчатого фундамента, образованного породами рифейского возраста (Журавлев и др., 1965)

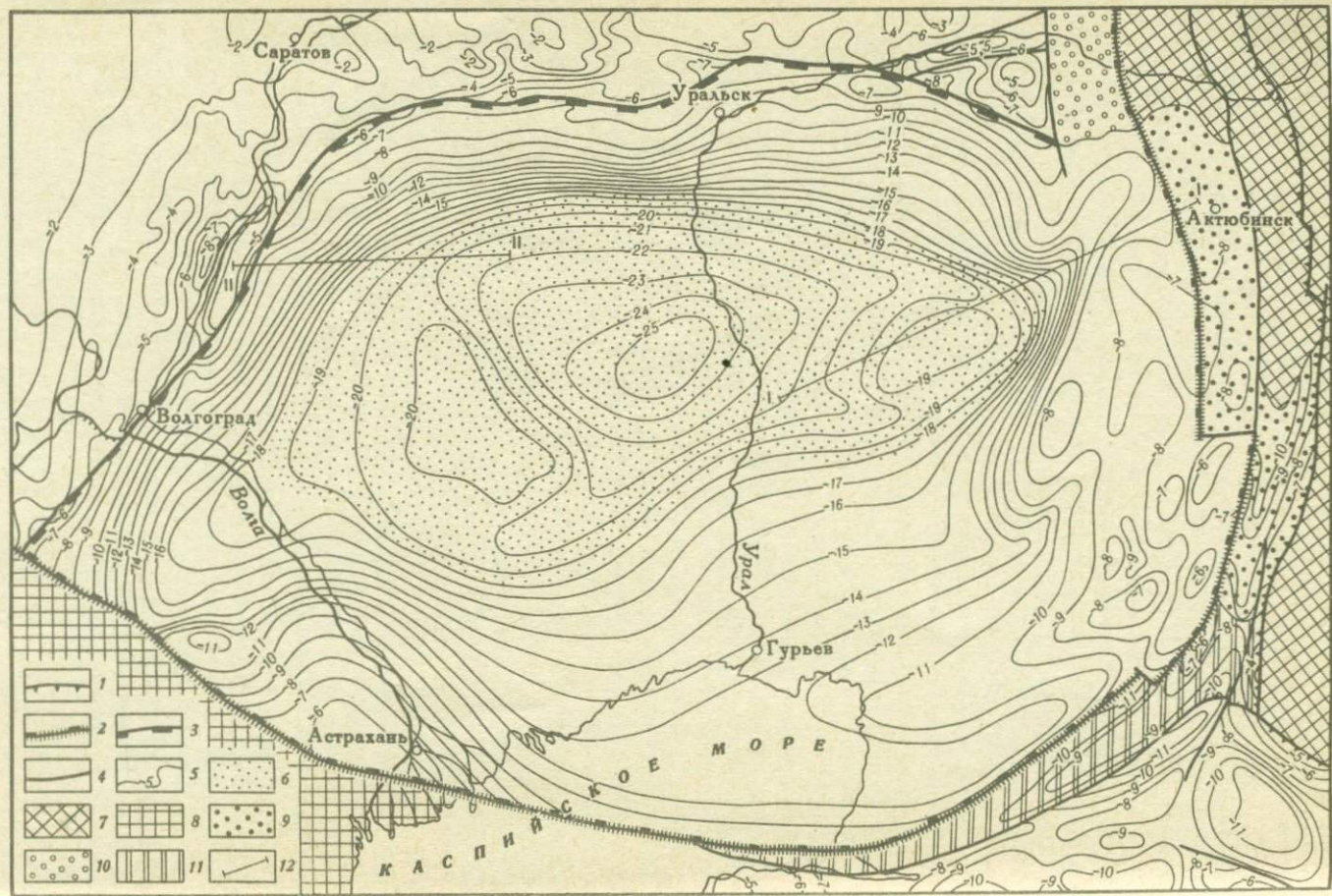
Докембрийский фундамент Прикаспийской впадины по геофизическим данным прослеживается на восток до главного разлома Урала, идущего вдоль восточного края Уралтау. Все структурно-формационные зоны Южного Урала, расположенные западнее, развились на краю платформы и представляют собой в основном крупные покровные структуры.

За последние годы Прикаспийская впадина не только покрыта гравиметрическими и магнитометрическими съемками, но и пересечена рядом профилей глубинного сейсмического зондирования, что впервые позволило выяснить общие черты ее строения, замаскированные в поверхностных частях ее платформенного чехла интенсивной соляной тектоникой. Оказалось, что в обширной центральной части впадины подошва платформенного чехла погружается местами до 18-25 км. В области таких больших погружений слой земной коры с геофизическими свойствами "гранитов" отсутствует и платформенный чехол непосредственно залегает на фундаменте с физическими свойствами "базальтов" - со скоростями преломленных волн 7,0-7,2 км/сек (рис. 1)

Так, судя по субширотному сейсмическому профилю Актюбинск-Калмыково (рис. 2), поверхность фундамента от района г. Актюбинска на запад - юго-запад, к зоне Хобдинского регионального гравитационного максимума, погружается от 10 до 20-21 км. При этом граничная скорость (V_{Γ}) этой сейсмической поверхности на востоке равна 6,5-6,8 км/сек, а в Хобдинской зоне - 7,0 км/сек. Более глубокая сейсмическая поверхность, отождествляемая с поверхностью Мохоровичича, от района г. Актюбинска круто воздымается к Хобдинской зоне - от 40 до 26 км, а далее на запад, к р. Урал, снижается до 28-30 км. Ее граничная скорость в Хобдинской зоне равна 8,5 км/сек, но уменьшается к востоку до 8,2 км/сек. Данные по этому профилю позволяют утверждать, что в Хобдинской зоне намечается значительный подъем сейсмической поверхности, обладающей граничными скоростями, свойственными поверхности подкорового слоя, а также (судя по значениям граничной скорости сейсмической поверхности, отождествляемой с поверхностью фундамента) исчезновение "гранитного" слоя.

Подобный же характер строения земной коры зафиксирован по сейсмическим профилям Щучка-Эльтон и Камышин-Александров Гай (рис. 3), проложенным соответственно от северного и западного бортов Прикаспийской впадины в пределы междуречья Урала и Волги - к зоне Аралсорского регионального гравитационного максимума. От Жадовского и Заволжского бортовых уступов Прикаспийской впадины отмечается резкое ступенчатое погружение поверхности фундамента во впадину, а затем с глубины 20-22 км - относительно спокойное ее залегание. В полосе ступенчатого погружения фундамента по обоим профилям граничные скорости варьируют от 6,3-6,5 до 6,8 км/сек, причем они возрастают по мере удаления от бортов во впадину. Под нижними ступенями поверхности фундамента начинает прослеживаться еще одна сейсмическая поверхность с $V_{\Gamma} = 7,0$ км/сек, постепенно воздымающаяся в сторону впадины, а затем замещающая сейсмическую поверхность с $V_{\Gamma} = 6,8$ км/сек. В Аралсорской зоне эта поверхность с граничными скоростями, характерными для "базальтового" слоя, на обоих профилях отмечена на глубине 21-23 км. Еще ниже фиксируется сейсмическая поверхность с $V_{\Gamma} = 8,0$ км/сек, отвечающая поверхности Мохоровичича. От Жадовского и Заволжского бортовых уступов в глубь Прикаспийской впадины она воздымается, хотя и менее резко, чем от Актюбинского Приуралья, с глубины 35-38 км до глубины около 30 км.

Данные глубинного сейсмического зондирования еще немногочисленны, но они однозначно показывают, что для Прикаспийской впадины характерно аномально резкое погружение поверхности фундамента, которое в ее внутренних районах (в зонах региональных гравитационных максимумов) сопровождается рядом геофизических особенностей: сокращением мощности или полной переработкой "гранитного" слоя, появлением обширного "окна", в пределах которого породы фундамента при-



обретают свойства "базальтового" ¹ слоя, а также существенным подъемом поверхности верхней мантии.

Однако из этого факта было бы неправильно делать вывод, что в центральных частях Прикаспийской впадины непосредственно под платформенным чехлом залегают породы "базальтового" слоя. Океанический тип строения земной коры здесь вторичен, и породы фундамента в центральных частях Прикаспийской впадины, отвечающие скоростям 7,0-7,2 км/сек, по-видимому, возникли в результате базификации "гранитного" слоя, который испытал гранулитовую стадию метаморфизма.

Данные глубинного сейсмического зондирования несомненно недостаточно точны, однако они свидетельствуют, что в Прикаспийской впадине земная кора на значительной площади подверглась существенной переработке, направленной в сторону ее общего утонения и базификации. Профили, пересекающие северный и западный бортовые уступы впадины, подобны сейсмическим профилям, проложенным через глубоководную впадину Черного моря. Для последней характерна мало-мощная (20-25 км) двуслойная земная кора, образованная "базальтовым" и осадочным слоями. Только по окраинам этой впадины и в области шельфа общая мощность земной коры существенно увеличивается за счет появления "гранитного" слоя и резкого наращивания его мощности в направлении побережий (Борисов, 1967). В центральной части моря под горизонтально залегающими мощными (8-14 км), в основном четвертичными и неогеновыми, отчасти палеогеновыми, верхнемеловыми, возможно, и более древними отложениями прослеживается "базальтовый" слой с $V_r = 6,6-7,0$ км/сек. Поверхность Мохоровичича здесь приподнята и прослеживается на глубине 20-24 км (Муратов, Непрочнов, 1967).

¹Соображения о возможности выклинивания "гранитного" слоя в районе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской впадины высказывались и ранее (Айзенштадт и др., 1964; Неволин, 1961, 1965).

Рис. 1. Схема строения поверхности фундамента Прикаспийской впадины

1 - граничные швы области распространения докембрийского фундамента; 2 - краевые швы Восточно-Европейской платформы; 3 - разломы внутреннего ограничения Прикаспийской впадины; 4 - прочие разломы глубинного заложения; 5 - изогипсы поверхности фундамента; 6 - область отсутствия геофизического "гранитного" слоя; 7 - уралиды; 8 - погребенные субширотные герциниды кряжа Карпинского; 9 - южные периклинальные прогибы Уральской складчатой системы; 10 - Предуральский краевой прогиб; 11 - Южно-Эмбенский авлакоген; 12 - линии сейсмических профилей

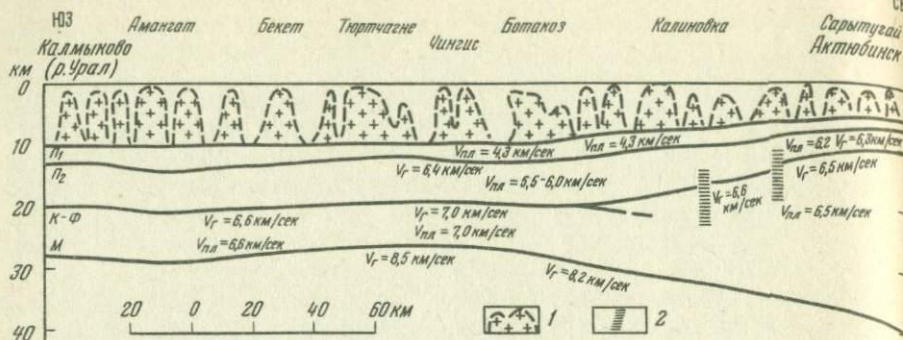


Рис. 2. Сейсмический профиль КМПВ СХІ Актюбинск-Калмыково (по К.Е. Фоменко, О.К. Смирнову, Н.Н. Смирновой, 1966 г.)

1 - соляные массивы куполов; 2 - разломы.

Сейсмические поверхности: Π_1 - подсолевое ложе, Π_2 - кровля известняков нижнего карбона, Ф - поверхность фундамента, К - поверхность Конрада, М - поверхность верхней мантии

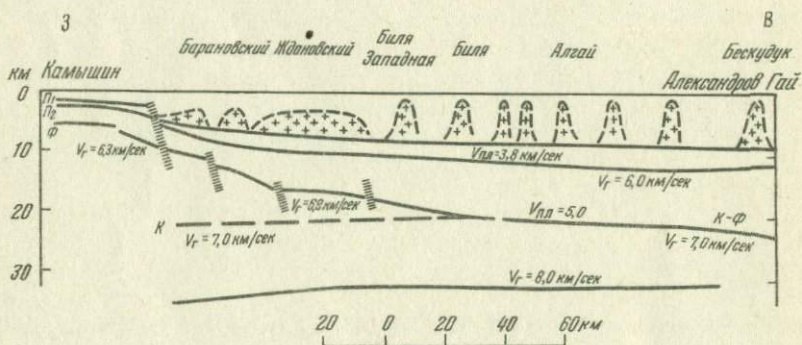


Рис. 3. Сейсмический профиль КМПВ-ГСЗ СХ Камышин-Александров Гай (по К.Е. Фоменко, А.П. Пахомову, Н.Г. Дьячковой, 1967 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

М.В. Муратов (1955; Муратов, Непрочнов, 1967) последовательно развивает гипотезу о вторичном образовании Черноморской котловины с корой океанического типа в сравнительно недавнее время, начиная с олигоцена, в основном в неогене, на месте ранее существовавшей материковой коры. По мнению С.И. Субботина (1965), преобразование земной коры Черноморской котловины могло идти путем последовательной и глубокой магматической переработки коры материкового типа с превращением ее в новообразованную океаническую. Эта переработка

была определена процессом сжатия и уплотнения вещества верхней мантии на глубинах примерно 100–200 км, который обусловил возникновение депрессии земной поверхности. Погружавшаяся земная кора была интенсивно инъецирована магматическими расплавами и приобрела физические свойства, характерные для "базальтового" слоя.

Следует отметить, что на восточной окраине Прикаспийской впадины поверхность фундамента, имеющего несомненно "гранитный" состав, отвечает сейсмическому горизонту Ф с граничными скоростями преломленных волн 6,5–6,8 км/сек (Живодеров и др., 1971). Поверхность фундамента с близкими граничными скоростями прослеживается и на других склонах Прикаспийской впадины до глубин около 17–18 км.

Судя по сейсмическим данным, фундамент Прикаспийской впадины пересечен большим количеством разломов, концентрических и радиальных по отношению к ее границам. Однако смещения поверхности фундамента по этим внутренним разломам сравнительно невелики, а данные для трассирования их недостаточны, и поэтому на схеме (см. рис. 1) они не показаны.

В платформенном чехле Прикаспийской впадины в структурном отношении выделяются подсолевой, солевой и надсолевой комплексы. В первый входят отложения самых низов перми, карбона, девона, возможно силура, несомненно ордовика, а на северо-западе, вероятно, также и верхнего рифея, о чем говорят данные глубокого бурения на прилегающих участках Русской плиты.

Во время формирования нижней части подсолевого комплекса скорость накопления отложений, по-видимому, не превышала скорости, обычной для отрицательных структур древних платформ. Значительная часть отложений (до 12–15 км), заполняющих впадину, приходится на верхний палеозой и триас. В это время под влиянием складчатости на Урале и в зоне погребенных герцинских сооружений кряжа Карпинского она испытывала особенно интенсивное погружение, и скорость осадконакопления здесь достигала 105–130 м за 1 млн. лет, что превышает скорость терригенного осадконакопления в большинстве синхронно развивавшихся геосинклиналей.

По поверхности подсолевых отложений Прикаспийская впадина представляет собой огромную отрицательную структуру с более крутым северным бортом и плоским дном, разбитую сбросами небольшой амплитуды и осложненную пологими структурами более мелких порядков. В центральной части впадины поверхность подсолевых отложений погружена до 9–10 км, а к ее бортам она постепенно воздымается до 5–2 км.

Наличие солевого комплекса и пластическое перераспределение его отложений определяет в Прикаспийской впадине весьма сложную структуру отложений надсолевого комплекса – все многообразие ее многочисленных локальных положительных и отрицательных структур, созданных соляной тектоникой. Расчеты первоначальной мощности пермских соленосных отложений в Прикаспийской впадине показывают, что если представить современный объем соли в пластовом залегании, то мощность такой гипотетической толщи должна изменяться от 1 км в окраинных районах впадины до 4 км и более в ее внутренних районах,

где подсолевое ложе прослеживается на максимальных глубинах. Стратоизогипса -7 км опоясывает большую по площади часть Прикаспийской впадины, и от нее начинается уже более ощутимый подъем подсолевого ложа к Жадовскому и Заволжскому бортовым уступам до глубины $4,5-4$ км, а к юго-восточному и восточному бортам — до глубины 3 и 2 км соответственно. С очертаниями этой области в первом приближении совпадают контуры той территории, в пределах которой первоначальная мощность пермских соленосных отложений превышала 3 км (Журавлев, Свиточ, 1971).

Общий объем пермских соленосных отложений в Прикаспийской впадине, по расчетам Е.В. Мовшовича (1968), равен $9,2 \cdot 10^5$ км³. М.И. Фивер и Н.И. Банера (1968) принимали, что в Прикаспийской впадине накопилось около $1,5 \cdot 10^{15}$ т пермских солей. Рассчитанное Е.В. Мовшовичем их общее количество должно было составлять около $2 \cdot 10^{15}$ т в пересчете на галит, однако эта цифра является явно заниженной, так как, по его мнению, средняя первоначальная мощность пермских соленосных отложений не превышала 2 км. Между тем очевидно, что в контуре изопахиты 3 км лежит весьма значительная по площади область Прикаспийской впадины, охватывающая центральные районы междуречья Урала и Волги и простирающаяся на северо-восток, к р. Утве.

Рассматривая процессы формирования мощных соляных толщ, А.Л. Яшин (1961, стр. 10) пришел к выводу, что их мощности лишь в незначительной степени отвечают конседиментационному прогибанию, а в основном отражают глубину бассейна, существовавшую к началу соленакопления. Основываясь на чисто эмпирических данных, он считал, что максимальная мощность соляных толщ одного цикла накопления почти никогда не превышает 1000 м. Если это так, то для образования пермских соленосных отложений, мощность которых в Прикаспийской впадине достигает нескольких километров, необходимо было несколько циклов соленакопления.

Анализ данных о глубине залегания поверхности фундамента и подсолевого ложа, а также сведений о порядке мощностей нижней, верхнепермской и триасовой, части разреза отложений надсолевого комплекса показывает, что в Прикаспийской впадине аномально велика мощность тех отложений платформенного чехла, которые по времени накопления синхронны геосинклиналичному и орогенному этапам развития геосинклинальных зон, обрамляющих юго-восточный угол Восточно-Европейской платформы.

Прикаспийская впадина является глубочайшей депрессией Восточно-Европейской платформы, однако по структурному положению, определяющим чертам тектоники, истории формирования и особенностям строения земной коры ей подобны Печорская и Североморская впадины, лежащие соответственно на северо-восточном и западном углах той же платформы (Журавлев, 1964, 1970).

По сравнению с Прикаспийской меньшую, но все же весьма значительную глубину имеет Печорская впадина, в континентальной части которой, в Хайпудырском прогибе на побережье Баренцева моря, подошва кунгура погружается до 3 км, а поверхность рифейского складчатого

фундамента - до 7 км. На северо-западе, уже под водами моря, по данным сейсморазведки, подошва кунгура прослеживается на глубине 2-2,5 км, а поверхность рифейского складчатого фундамента - на глубине 8-9 км. При этом еще ниже, на глубине 22-25 км на сейсмическом профиле фиксируется поверхность с $V_r = 6,7$ км/сек. Такое значение граничной скорости на континентальном отрезке того же профиля на Кольском полуострове присуще разделу, проходящему внутри "гранулитобазитового" слоя. Следовательно, в акватории Баренцева моря, как и в центральных районах Прикаспийской впадины, происходит как бы исчезновение "гранитного" слоя с типичными для него граничными скоростями и появление "базальтового" окна в морской части Печорской впадины (Литвиненко, 1968; Demenitskaya a.o., 1968).

В расположенной на территории ГДР континентальной части Североморской впадины выклиниванием "гранитного" слоя, появлением "базальтового" окна и подъемом поверхности верхней мантии может быть объяснена природа Восточно-Эльбского регионального гравитационного и магнитного максимума. Весьма характерно, что по многим определяющим чертам этот максимум Североморской впадины во многом напоминает Хобдинский максимум Прикаспийской впадины. Если данные о приближенном к поверхности положении "базальтового" слоя получат более надежное подтверждение, то это позволит говорить о направленном изменении физических свойств земной коры во всех трех впадинах, лежащих на углах Восточно-Европейской платформы (Журавлев, 1964, 1970).

В лежащей под водами Северного моря северо-западной части Североморской впадины поверхность Мохоровичича прослеживается на глубине около 30 км, что примерно на 10 км выше, чем на Балтийском щите, в примыкающей к впадине части эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы и в пределах палеозойских складчатых сооружений (Collette, Lagaay, 1965). Отмечая заметный подъем поверхности Мохоровичича в Северном море, Б. Коллетт (Collette, 1968a, б) указывал, что по данным гравиметрии область его акватории находится в состоянии изостатического равновесия. Погружение бассейна Северного моря, по его мнению, произошло в результате фазового перехода базальт-эклогит под влиянием нагрузки накапливавшихся отложений. Именно этот переход мог привести к существенному утонению земной коры. На фоне общего погружения происходили дифференцированные движения отдельных частей бассейна, которые, по Б. Коллетту, могли быть вызваны образованием на глубинах 15-20 км эвтектических гранитных расплавов, обуславливающих неустойчивость этой части земной коры. Возможная максимальная мощность платформенного чехла в Североморской впадине достигает 12 км при глубине залегания подошвы цехштейна до 7 км и более.

Таким образом, изучение глубинного строения Прикаспийской, Печорской и Североморской впадин показывает, что по интенсивности погружения они уникальны и что резкое погружение их фундамента однонаправленно привело к заметному изменению свойств земной коры в их пределах. Эти впадины от смежных с ними геосинклиналей отлича-

ются не скоростью накопления осадков и мощностями, а градиентами изменения этих мощностей и формационным характером выполняющих их платформенных отложений. Несомненно, что эти глубочайшие впадины являются крупнейшими нефтегазоносными провинциями; в их пределах имеются уже введенные в эксплуатацию месторождения нефти и газа, но их недра еще таят крупные и крупнейшие газовые и газоконденсатные месторождения.

THE CASPIAN DEPRESSION - THE DEEPEST DEPRESSION OF THE OLD PLATFORMS

R.G.Garetsky, A.A. Golov, V.S. Zhuravlev,
N.V.Nevolin, V.I. Samodurov, K.E.Fomenko,
Ya.S.Eventov, A.L.Yanshin

The Caspian depression occupies the south-eastern angle of the Russian plate being separated by large faults from both the other part of the plate and adjacent Hercynian folded structures of the Ural and Karpinsky ridge. The basement of the greater north-western part of the depression is certainly Pre-Riphean, and in the south-east it seems to be Baikalian. It extends up to the Main fault of the Ural whereas all the zones of the western slope in the South Ural overlie the border of the platform being most probably large sheet structures.

In the centre of the depression the foot of the sedimentary cover is subsided to the depth of 18-25 km and lies directly over the basement having peculiarities of "basalts" ($V_b = 7,0-7,2$ km/sec) being probably related to the granulitic stage of metamorphism of a "granite" layer. In the bordering parts of the depression the basement surface is certain to be of a granite composition ($V_b = 6,5-6,8$ km/sec) occurring at depths from 4 till 12 km.

Three complexes are distinguished in the depression cover: subsaline (Upper Riphean - lowermost parts of the Permian), saline (Permian) and supersaline (Upper-Permian-Anthropogen). Considerable thickness (up to 9 km) of the deposits falls within the saline complex of the Lower Permian, Upper Permian and Triassic. At this time the sedimentation rate here exceeds the rate of terrigenous sedimentation of synchronously developing geosynclines. Hence, geosynclines differ from deep platform depressions not in sedimentation rate and thicknesses but in the change gradients of these thicknesses and character of the formations.

- Айзенштадт Г.Е.-А., Неволин Н.В., Эвентов Я.С. 1964. Геологическое строение Прикаспийской впадины и ее нефтегазоносность. - В сб. "Геология нефти". (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 1.) М., "Наука".
- Борисов А.А. 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра".
- Живодеров А.Б., Пилифосов В.М., Тасыбаев Б.С., Чанышев Р.Х. 1971. Современное состояние региональных геофизических исследований подсолевого палеозоя восточной части Прикаспийской впадины. - В сб. "Проблемы геологии Западного Казахстана". Алма-Ата, "Наука".
- Журавлев В.С. 1964. Сравнительная тектоника экзогенальных впадин Русской платформы. - В сб. "Деформация пород и тектоника". (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4.) М., "Наука".
- Журавлев В.С. 1970. Тектоника и нефтегазоносность Североморской и Прикаспийской впадин. - В сб. "Поиски нефти и газа в солянокупольных областях СССР". М., "Недра".
- Журавлев В.С., Перфильев А.С., Херасков Н.П. 1965. Пространственные и временные соотношения между уралидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 5.
- Журавлев В.С., Свиточ А.А. 1971. О первоначальной мощности пермских соленосных отложений в Прикаспийской впадине. - В сб. "Проблемы геологии Западного Казахстана". Алма-Ата, "Наука".
- Литвиненко И.В. 1968. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря. - В сб. "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита". Л., "Наука".
- Мовшович Е.В. 1968. О мощности соленосных образований в Северо-Каспийской синеклизе. - В сб. "Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского и сопредельных районов". Волгоград, Нижне-Волжское кн. изд-во.
- Муратов М.В. 1955. История тектонического развития глубоководной впадины Черного моря и ее возможное происхождение. - Бюлл. МОИП отд. геол., т. 30, вып. 5.
- Муратов М.В., Непрочнов Ю.П. 1967. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, вып. 5.
- Неволин Н.В. 1961. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. М., Гостоптехиздат.
- Неволин Н.В. 1965. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М., "Недра".
- Субботин С.И. 1965. Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее формирования. - В сб. "Строение земной коры и физические свойства горных пород", вып. 1, Киев, Изд-во АН УССР.

Фивег М.И., Банера Н.И. 1968. Палеогеография кунгурского соленакпления восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба. - Литол. и полезные ископ., № 1.

Яншин А.Л. 1961. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. - Геол. и геофиз., № 1.

Collette B.I. 1968a. On the subsidence of the North Sea area:-. In "Geology of Shelf Seas". Edinburg.

Collette B.I. 1968b. The subsidence of the North Sea area: A summary. - Canad. J. Earth Sci., vol.5, N 4.

Collette B.I., Lagaay K. A. 1965. Depth of the Mohorovičić-discontinuity under the North Sea Basin.- Nature, vol. 205, N 4972.

Demenitskaya R. M., Karasik A.M., Kiselev Iu.G.a.o., 1968. The transition zone between the Eurasian continent and the Arctic Ocean. - Canadian J. Earth Sci., vol. 5, N 4.

Л.И. Красный, Д.А. Кириков, В.В. Русс

Глыбовое строение тектоносферы подтверждается геологическими, геоморфологическими, тектоническими и геофизическими данными, легко читаемыми на соответствующих картах и профилях. Особенно рельефно полигональные структуры крупных участков земной коры выступают на новых тектонических картах и схемах Европы, Евразии, Африки и Антарктиды. Обоснование глобальной и региональной дискретности и асимметрии коровых и подкоровых геосфер является серьезным достижением советской и мировой геотектоники.

На "Структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса" (масштаба 1:1 500 000), охватывающей Восток СССР, показаны тектонические условия формирования осадочных и магматических образований, т.е. в основу ее положен метод формационного анализа, объективно свидетельствующий о делимости земной коры северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса на крупные региональные глыбовые структуры — геоблоки. Размер последних достигает в плане 600—1200 x 1500—2000 км, т.е. их общая площадь составляет 1—2,5 млн. км²; они обладают характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма, а отсюда — определенными формационными рядами.

На структурно-формационной карте хорошо видно, что геологические формации закономерно размещены во времени и в пространстве.

Различаются геоблоки с корой континентального (группа "А") и субконтинентального — субокеанического (группа "Б") типов.

К группе "А" относятся Алдано-Становой, Яно-Чукотский и Амуро-Уссурийский геоблоки.

Алдано-Становой геоблок претерпел длительное воздымание, вследствие чего на громадных площадях обнажились архейские и раннепротерозойские толщи метаморфических пород, а также разнообразные магматические и ультраметаморфогенно-метасоматические образования, относящиеся к анортозитовой, чарнокитовой, гранит-плагиогранитовой и гранитовой формациям. Развитые в его пределах маломощные платформенные позднепротерозойские и раннепалеозойские осадочные формации отличаются существенно карбонатным составом, а среди мезозойских распространены терригенные формации, образовавшиеся в результате возникновения рифтовых зон (процесс активизации). В мезозойское же время образовался приуроченный к зоне крупных разломов вдоль южного края геоблока мощный пояс гранитоидных тел, сложенных породами диорит-гранит-гранодиоритовой формации.

Яно-Чукотский геоблок испытывал длительное преобладающее погружение. В его пределах сформировались складчатые системы и массивы, которые различаются слагающими их формациями. Наиболее

древние, архейские и протерозойские кристаллические породы обнажаются на весьма ограниченных площадях в пределах Охотского, Омолонского, Чукотского и Тайгоносского массивов. Среди ранне-среднепалеозойских формаций, сравнительно близких по составу на массивах и в складчатых системах, наиболее распространены песчано-глинисто-карбонатная, известняково-доломитовая, местами галогенно-карбонатная. С позднего палеозоя и до юры включительно в геосинклинальных системах накапливались преимущественно песчано-глинистые сероцветные и флишеидные формации, отличающиеся большими мощностями. В это же время на массивах в пригеосинклинальных прогибах, наряду с аналогичными, но менее мощными формациями, образуются вулканогенно-терригенные формации, в которых существенную роль играют андезиты и их туфы. В конце юры и в начале мела на окраинах некоторых массивов формируются терригенные и вулканогенно-терригенные формации типа моласс. В палеозое и раннем мезозое магматическая деятельность в пределах геоблока проявлялась неравномерно. В геосинклинальных системах отмечаются лишь мелкие тела диабазов. На массивах магматизм проявился более разнообразно и интенсивно. Здесь формировались магматические комплексы, относящиеся к гипербазит-сиенитовой, гранитовой и гранит-лейкогранитовой формациям. В позднем мезозое весь геоблок характеризуется очень интенсивным проявлением магматических процессов. В это время сформировались диорит-гранит-гранодиоритовая, гранит-лейкогранитовая, щелочных и субщелочных гранитов и сиенитов и некоторые другие плутонические формации.

Амуро-Уссурийский геоблок отличался контрастным развитием геосинклинальных систем и массивов в палеозое и мезозое. Выходы кристаллического основания на поверхности известны только в пределах Ханкайского и Буреинского массивов. В позднем протерозое и в начале палеозоя в пределах этих массивов формируются существенно карбонатные осадочные формации, тогда как в обрамляющих геосинклинальных системах образуются, по-видимому, вулканогенно-кремнистые, примером которых являются кембрийские толщи хр. Джэгды. В среднем палеозое общий план размещения соответствующих седиментогенных бассейнов в главных чертах сохраняется. Лишь в перми происходит дифференциация прогибов, вызвавшая местами образование молассоидных и флишевых формаций. После воздыманий в раннем и среднем триасе, охвативших обширные части геоблока, на востоке вновь начинается интенсивное геосинклинальное прогибание, в обстановке которого образовались мощные, преимущественно песчано-глинистые сероцветные (при подчиненной роли кремнисто-песчано-глинистых), а в меловом периоде песчано-глинистые флишеидные формации. В западных частях геоблока прогибание было менее интенсивным. Здесь, в сравнительно небольших прогибах, возникших на консолидированном основании, сформировались сероцветные песчано-глинистые формации, сменившиеся в конце юры и в начале мела терригенными угленосными молассами. Начиная с мелового периода и до неогена включительно возникают формации порфировой группы, вслед за которыми образовались платобазальты. В районах относительного опускания накопились в это время отложения угленосной лимнической формации. Интрузивная

деятельность в пределах этого геоблока проявлялась в целом **очень** интенсивно. Периоду геосинклинального прогибания свойственны **умеренно** развитые габбро-диорит-диабазовая, гипербазит-габбровая, дунит-пироксенит-габбровая и габбро-плаггиогранитовая формации, а для постгеосинклинального периода вначале характерны формации высокоглиноземных гранитов, гранитовая и диорит-гранит-гранодиоритовая, а в конце - диорит-гранодиорит-лейкогранитовая и диорит-граносиенит-щелочногранитовая.

Группу "Б" составляют Охотский, Беринговский и Ниппонский геоблоки, большие части которых скрыты под водами окраинно-материковых морей. Советскими геологами изучаются Охотский и частично Беринговский.

К Охотскому геоблоку относятся Сахалин и Западная Камчатка. Обнажающиеся в их пределах палеозойские и мезозойские толщи показывают, что для этого геоблока до мелового периода включительно было характерно образование вулканогенно-кремнистых формаций, причем в составе последних существенное место принадлежит базальтам. В пределах Западного Сахалина в меловом периоде сформировалась своеобразная мощная песчано-глинистая сероцветная формация с обильной примесью туфогенного материала, сменявшаяся в палеогене и неогене туффито-андезитовой ("зеленых туфов"), туффито-диатомитовой, паралической угленосной и морской молассовой формациями. Аналогичные формации распространены и на Западной Камчатке. Интрузивные образования, развитые в пределах указанных регионов, в целом характеризуются повышенной щелочностью. Здесь в меловое время проявились формации гипербазит-габбровая, дунит-пироксенит-габбровая и гипербазит-сиенитовая, а в палеогене и неогене - диоритовая и щелочных габброидов, сиенитов и лампрофиров.

Формации, распространенные в пределах Беринговского геоблока, доступны изучению в Корякском нагорье. Здесь, в девоне и карбоне, местами в перми, а также в юре и меловой системе преобладают формации вулканогенно-кремнистой группы. Конец мезозоя и палеоген характеризуются широким развитием морской молассы, вслед за которой в неогене сформировались наземно-вулканогенные формации. Плутонические образования этого геоблока довольно различны. Здесь в основном проявлены формации геосинклинального типа - такие, как гипербазит-габбровая, дунит-пироксенит-габбровая, габбро-диорит-диабазовая, габбро-плаггиогранитовая. Менее широко представлены постгеосинклинальные интрузивные образования, относящиеся к диоритовой и диорит-гранит-гранодиоритовой формациями.

В заключение следует подчеркнуть некоторые общие закономерности, вытекающие из рассмотрения структурно-формационной карты. Выясняется, что характер седиментогенных структур в пределах геоблоков Востока СССР в целом имеет специфические черты. Достаточно сравнить Яно-Чукотский геоблок с его обширными карбонатно-терригенными прогибами в раннем - среднем палеозое и терригенными прогибами в мезозое с заметно резче дифференцированными прогибами Амуро-Уссурийского геоблока, где между блоками более низких поряд-

ков распространены вытянутые геосинклинальные трюги, выполненные терригенно-кремнисто-вулканогенными и терригенными формациями. Также индивидуализированы прогибы Охотского и близких по типу развития Беринговского и Ниппонского геоблоков с их особыми геосинклинальными трюгами, содержащими туфо-диатомитовые, "зеленотуфовые" и граувакковые толщи.

Другая картина предстает при выявлении структурно-формационных особенностей развития магматизма, представляющего собой глубинный процесс, охватывающий одновременно структуры разного типа со своей геотектонической направленностью. Приведем два примера.

1. Хорошо известен девонский и пермо-триасовый трапповый магматизм Сибирской платформы. Анализ структурно-формационной карты показывает, что по геологическим и геофизическим данным девонская базальто-долеритовая (трапповая) формация характерна для Вилюйской синеклизы и Сетте-Дабанского перикратонного прогиба, а также для западных районов Верхоянья. Если добавить сюда данные о трапповом магматизме Южного Таймыра, то легко увидеть, как далеко за пределы Сибирской платформы распространен сходный с платформенным основной магматизм.

2. Внедрение крупных масс гранитоидной магмы на Востоке СССР - процесс весьма широкий, охвативший разные геоблоки, входящие во внешнюю (континентальную) часть Тихоокеанского подвижного пояса. Формации диорит-гранит-гранодиоритовая и гранитовая, гранит-лейкогранитовая и щелочных, субщелочных гранитов и сиенитов развиты в пределах Алдано-Станового, Яно-Чукотского, Колымского и Амуро-Уссурийского геоблоков. Эти формации характерны для таких складчатых систем, как Верхояно-Колымская, Чукотская, Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская, для типичной области активизации Становика, для Буринского, Ханкайского, Охотского массивов и для Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. В целом в сравнительно короткий интервал времени (триас - поздний мел с "пиком" в поздней юре - раннем мелу) на громадных пространствах Восточной Азии проявился в разных геотектонических условиях гранитоидный магматизм сходного петрологического профиля и близкой (если не вдаваться в детали) металлогенической специализации.

TECTONIC PECULIARITIES OF GEOBLOCKS IN THE EAST OF THE USSR

L.I. Krasny, D.A. Kirikov, V.V. Russ

Compilation of "The structural-formational map of the northwestern segment of the Pacific mobile belt" (scale 1:1 500 000) provided objective data that testify to divisibility of the Earth's crust of this region into structural geoblocks. Within their limits geological formations are regularly arranged in space and time.

В.Е. Бураковский, В.Н. Гладкий, Б.Л. Гуревич, А.Н. Козловская,
М.В. Муратов, М.Г. Распопова, М.В. Чирвинская, П.Ф. Шпак

В пределах рассматриваемой территории (см. рисунок) представлены все типы геологических структур и формаций (Богданов, 1964; Шатский, 1964).

История доплатформенного периода юга Восточно-Европейской платформы наиболее отчетливо восстанавливается на Украинском щите. Представление о строении фундамента в пределах погруженных его склонов сформировалось лишь в последние годы благодаря значительному расширению комплекса геолого-геофизических исследований и углубленному анализу получаемых материалов.

Выделяется пять тектонических циклов формирования структур Украинского щита. Из них "днеприды" и "бугиды" условно отнесены к архею, а остальные три - "азово-вольниды", "саксаганиды" и "ново-вольниды" - к протерозою (Глушко и др., 1956; Козловская, 1970; Козловская и др., 1971).

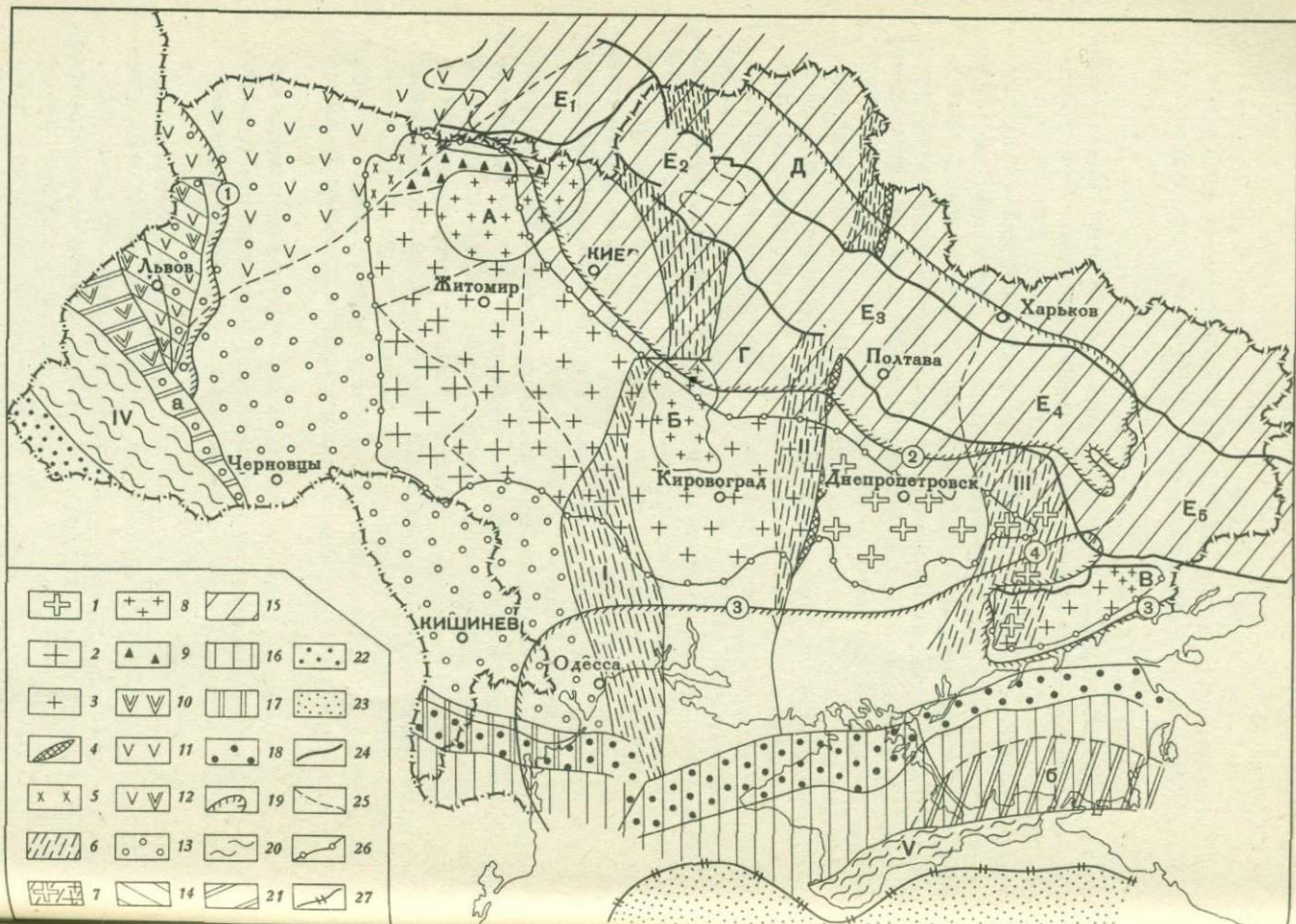
Складчатые сооружения архея (днеприды и бугиды) в основном складываются осадочно-эффузивными породами. Они характеризуются преобладанием структурных элементов не линейных, а скорее куполовидных форм. Им отвечают мозаичные, интенсивно дифференцированные магнитные аномалии на преимущественно положительном региональном фоне и повышенные значения гравитационного поля.

Азово-вольнский этап складкообразования (ранний протерозой) охватил значительную часть территории Украинского щита от Вольни до Приазовья. Здесь развиты узкие линейные складки с преобладающим северо-западным простиранием. Азово-вольнидам присущи линейно ориентированные магнитные аномалии на преимущественно отрицательном региональном фоне и пониженные значения силы тяжести.

Более молодая, саксаганская складчатость (конец раннего протерозоя) в виде отдельных фрагментов прослеживается вдоль глубинного Криворожского разлома.

В северо-западной части рассматриваемой территории условно выделяется участок, где развиты ново-вольниды (складчатость среднего протерозоя), представленные породами оснишкой осадочно-эффузивной серии и одноименного интрузивного комплекса.

На территории Украинского щита намечаются также площади, где прослеживаются процессы наложения и последующей переработки древних складчатых структур более молодыми движениями. В одних случаях эти площади имеют значительное территориальное распространение и их границы сопоставляются с контурами разноэродированных блоков фундамента. В других случаях площади переработки имеют отчетливо выраженное субмеридиональное простирание и приурочены к крупнейшим глубинным разломам (Одесско-Тальновско-Каневская, Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская структуры), которые являются



наложенными, характеризуются большой протяженностью, линейной складчатостью и увеличенной мощностью земной коры (по данным ГСЗ).

История платформенного периода юга Восточно-Европейской платформы начинается с верхнего протерозоя, когда возник Овручский палеоавлакоген.

В байкальскую эпоху завершается формирование складчатых систем, окаймляющих Восточно-Европейскую платформу с юга и юго-запада, и Вольно-Полесского авлакогена, который в результате последующего многократного и длительного размыва в значительной мере утратил свои первоначальные очертания. О существовании связанных с образованием этой структуры глубинных разломов можно судить лишь

←
Схема тектонического районирования территории УССР

Тектонические структуры. Архейские: 1 - днеприды, аналоги самид, более 2600 млн. лет; 2 - бугиды, аналоги беломорид, 2600-2300 млн. лет. Протерозойские: 3 - азово-вольниды, аналоги первой фазы ранних карелид, 2300-2000 млн. лет; 4 - саксаганиды, аналоги второй фазы ранних карелид, 2000-1700 млн. лет; 5 - ново-вольниды, аналоги поздних карелид, 1700-1500 млн. лет; 6 - субмеридиональные наложенные структуры типа геосинклинальных трогов; начало протерозоя (цифры на схеме): I - Одесско-Тальновско-Каневская, II - Криворожско-Кременчугская, III - Орехово-Павлоградская; 7 - области переработки разновозрастной складчатости; 8 - участки наиболее активного проявления магматических процессов платформенного периода (буквы на схеме): А - Коростенский плутон, Б - Корсунь-Новомиргородский плутон, В - Приазовский щелочной массив; 9 - Овручский платформенный прогиб (палеоавлакоген), синхронный готской складчатости; 10 - фрагмент байкальской складчатости; 11 - Вольно-Полесский рифейский авлакоген; 12 - Рава-Русская переходная зона; 13 - область Днестровского перикратонного опускания; 14 - Львовский палеозойский прогиб; 15 - Днепровско-Донецкий авлакоген; Г - южный борт, Д - северный борт, Е₁₋₅ - Припятско-Днепровско-Донецкий сложный грабен; Е₁ - Припятский грабен, Е₂ - Черниговско-Брагинский выступ, Е₃ - Днепровский грабен, Е₄ - зона сочленения, Е₅ - Донецкое складчатое сооружение; 16 - байкальские и герцинские горные сооружения, преобразованные в фундамент Скифской плиты; 17 - Предобруджинский верхнепалеозойский прогиб; 18 - Причерноморский мезозойский шовный грабен; 19 - мезозойские наложенные впадины (цифры в кружках): 1 - Стрыйская, 2 - Днепровско-Донецкая, 3 - Причерноморская, 4 - Конкско-Яльнская; 20 - альпийские складчатые сооружения: IV - Карпатское, V - Крымское; 21 - краевые прогибы (буквы на схеме): а - Предкарпатский, б - Индоло-Кубанский; 22 - Закарпатская межгорная впадина; 23 - Черноморская глубоководная впадина; 24 - границы тектонических структур по разломам; 25 - то же, условные; 26 - граница естественных выходов архей-протерозойских образований Украинского щита; 27 - современная граница Черноморской впадины по краю материковой отмели.

по косвенным признакам (наличию линейно вытянутых магнитных аномалий). Вольно-Полесский авлакоген только в границах Украины имеет протяженность около 350 км, за пределами УССР он протягивается в Белоруссию, а еще далее к северо-востоку разветвляется на две части: северо-восточную (Крестцовскую) и восточную, уходящую в пределы Московского грабена (Муратов и др., 1962).

В конце байкальской – начале каледонской эпохи складчатости вся западная часть Восточно-Европейской платформы, включая и Вольно-Полесский авлакоген, была вовлечена в крупное опускание, приведшее к образованию Днестровского перикратонного прогиба, протягивающегося в пределах Украины и Молдавии на расстояние свыше 700 км (Муратов и др., 1962).

В начале герцинской эпохи наиболее подвижная часть Днестровского перикратонного прогиба – Львовский палеозойский прогиб – обособилась как самостоятельная структура. Фундамент прогиба погружен на глубину 6–10 км и разбит системой разрывных нарушений на серию блоков. В его осадочном чехле установлен ряд антиклинальных зон, ориентированных преимущественно в северо-западном направлении и простирающихся за пределы Украины.

В эту же эпоху возникает Днепро-Донецкий авлакоген; Донецкое складчатое сооружение является его звеном (Чирвинская, 1968).

Ведущая роль в формировании Днепро-Донецкого авлакогена принадлежит системе глубинных разломов в основном северо-западного простирания, заложенных в девоне – раннем карбоне и впоследствии неоднократно активизировавшихся. Глубинность их заложения подтверждена исследованиями ГСЗ, показавшими нарушенность разломами всех горизонтов земной коры, сокращение мощности консолидированной земной коры за счет подъема поверхности Мохорвичича и уменьшения толщины "гранитного" и "базальтового" слоев.

Центральную часть авлакогена – Припятско-Днепро-Донецкий сложный грабен – по истории развития, отразившейся в полноте стратиграфического разреза и дислоцированности осадочного чехла, можно разделить на отдельные звенья: Припятский грабен, Черниговско-Брагинский выступ, Днепровский грабен, северо-западную окраину Донецкого складчатого сооружения (зону сочленения), Донецкое складчатое сооружение. Их возникновение было неодновременным и не всегда совпадало с началом формирования всего грабена в целом (Чирвинская, 1968).

Большое влияние на формирование отдельных звеньев Днепро-Донецкого авлакогена оказала внутренняя структура фундамента. Так, в пределах наложенных, субмеридиональных структур (Одесско-Тальновско-Каневской, Криворожско-Кременчугской и др.) наблюдается приподнятость всех элементов авлакогена, меняется его простирание, гаснут краевые разломы, возникают многочисленные поперечные разрывные нарушения (Чирвинская, 1968).

В конце герцинского цикла к югу от Восточно-Европейской платформы завершается формирование складчатых сооружений, нарастивших платформенную территорию широким поясом (Скифская плита). Орогенный

этап герцинид на юго-западе сопровождался развитием краевого прогиба, вероятным реликтом которого является Преддобруджинский верхнепалеозойский прогиб, как бы просвечивающий сквозь более молодую наложенную структуру. На востоке герцинское складчатое сооружение припаялось к древней платформе по краевому шву (Гуревич; 1961; Субботин и др., 1965).

В начале мезозоя в зоне сочленения разновозрастных платформ заложился Причерноморский шовный грабен, прослеженный вдоль северных берегов Черного и Азовского морей от р.Прут на западе до р.Дон на востоке (Чирвинская, Гуревич, 1959).

Вдоль юго-западной границы Восточно-Европейской платформы в юрское время формируется Стрыйский прогиб, возможно, являющийся продолжением Причерноморского шовного грабена.

На месте Днепровско-Донецкого авлакогена в поздней перми и мезозое продолжается формирование синеклизы, вовлекшее в прогибание обширную территорию южного склона Воронежского кристаллического массива и северного склона Украинского щита.

В мел-палеогеновое время на юге Украины заложилась и развилась обширная Причерноморская впадина; максимальные прогибания в ней приурочиваются к Причерноморскому шовному грабену (Гуревич, 1961; Чирвинская, Гуревич, 1959). Ось Львовско-Люблинской меловой впадины смещена относительно осевой части Стрыйского юрского прогиба к северо-востоку.

На основе анализа многочисленных наложенных структур авторы констатируют, что в большинстве случаев фактор унаследованности является превалирующим в истории их формирования.

Альпийская эпоха ознаменовалась формированием складчатых сооружений Горного Крыма, Восточных Карпат и их краевых прогибов, несогласно наложенных на разновозрастные более древние сооружения. В течение конца палеогена, миоцена и плиоцена возникла и развилась Черноморская глубоководная впадина — особый тип тектонических депрессий (впадин внутренних морей), являющаяся новообразованием и характеризующаяся земной корой океанического типа.

Глубинные и региональные разрывные нарушения рассматриваемой территории составляют каркас, которым определяются границы тектонических структур, их взаимосвязь и конфигурация. Их классификация может быть выполнена как по глубине заложения (подкоровые, коровые и локальные), так и по возрасту (доверхнепротерозойские и более молодые).

Судя по данным ГСЗ, по подкоровым и коровым разломам смещены маркирующие горизонты внутри консолидированной коры под разными углами и с различной амплитудой.

THE MAIN FEATURES OF TECTONICS OF THE UKRAINE

V.E.Burakovsky, V.N. Gladky, B.L. Gurevich,
A.N. Kozlovskaya, M.V. Mouratov, M.G.Raspopova,
M.V.Chyrvinskaya, P.F.Shpak

All types of geological structures and formations are represented inside the observed territory.

The history of the preplatform period is reconstructed for the Ukrainian shield, where Archean and Proterozoic (Lower and Middle) structures and their processing areas are distinguished. In the Lower Proterozoic the peculiar superimposed tectonic structures were formed, that were characterized by the large extent, prevalent sublongitudinal strike association to the zones of huge deep faults, linear folding, presence of depressions in the deep-seated layers of the Earth's crust (by GSZ data).

The history of the platform period begins from the gothic epoch, when the Ovruch paleoavlacogene appeared. During the Baikal epoch the formation of the folded systems that border the south and southwest edge of East-European platform and Volyn-Polesky avlacogene has completed. The Caledonian time is marked by the formation of the Dniester zone of pericratonic subsidences. During the Hercynian epoch the Lvov Paleozoic depression and the classic Prypyat-Dnieper-Donetz avlacogene appear, the second one includes the Donetz folded structure that is its link. The location of avlacogene was accompanied by the formation of extended deep faults. Synchronically on the south of the Ukraine the Hercynian folded structures with the inner massifs and Baikal consolidated nuclei were formed. They were "sealed" to the Prerypbean folded structures of the East-European platform along the border suture. In Moldavia the joint of the platform takes place along the fore-deep (Subdobrudgian). The presence of analogous fore-deeps is not eliminated on the poorly examined areas of a joint zone.

During the Kimmeridgian epoch in the joint zone of the different age platforms the near Black-sea joint graben was founded. Later on the near Black-sea territory superimposed Cretaceous - Paleogene depression was formed. On the west of the Ukraine the Stryj Jurassic depression and the Lvov - Liublin Cretaceous depres-

sion were formed. On the territory of the Dnieper - Donetz avlacogene and the neighbouring parts of the Ukrainian shield and Voronezh massif the formation of syncline, filled by the Upper Permian and Mesozoic deposits, was preceeding.

According to the analysis of the abundant superimposed structure of the Ukraine the authors come to conclusion that in most cases the inheritance factor is the prevalent one in their formation history.

The Alpine cycle was marked by the formation of the folded structures of the Mountain Crimea, Carpathians and their front depressions, discordantly superposed on the more ancient structures.

During the later Alpine (Mediterranean) cycle the Black-sea abyssal depression has appeared, the peculiar type of tectonic depressions (inner-sea depressions) - that is a new formation and is characterized by the oceanic type of the Earth's crust.

Литература

Богданов А.А. 1964. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). - Сов. геология, № 9.

Гладкий В.Н. 1970. Геологическое строение и тектоника Большого Кривого Рога. - В кн. "Петрография докембрия Русской платформы". Киев, "Наукова думка".

Глушко В.В., Клиточенко И.Ф., Лапкин И.Ф., Чирвинская М.В. 1966. Тектоническая схема Украины. Масштаб 1:750 000. - В кн. "Геологическое строение и нефтегазоносность восточных областей Украины". Киев, Изд-во АН УССР.

Гуревич Б.Л. 1961. О зоне сочленения и гипсометрии разновозрастных фундаментов в Центральном Причерноморье. - Нефт. и газ. промышленность, № 2.

Козловская П.Н. 1970. Геологическое строение и тектоника северо-западной и центральной части Украинского щита. - В кн. "Петрография докембрия Русской платформы". Киев, "Наукова думка".

Козловская А.Н., Распопова М.Г., Гладкий В.Н., Гуревич Б.Л., Чирвинская М.В. 1971. К вопросу о строении дорифейского фундамента территории Украины и Молдавии. - Сов. геология, № 5.

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1:2 500 000. 1964. М., ГУГК.

Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С. 1962. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. - Изв. Высших учебн. завед., геол. и разведка, № 11.

Субботин С.И., Гуревич Б.Л., Кужелов Г.К., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Чирвинская М.В. 1965. Глубинное строение территории УССР по данным геофизических исследований. - В кн. "Геологические результаты прикладной геофизики". (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2.) М., "Недра".

Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы. Масштаб 1:2 500 000. 1964. М., "Наука" - "Недра".

Тектоника території УРСР та МРСР. Карта масштабу 1:750 000 та пояснювальна записка. Київ, Вид-во АН УРСР, 1959.

Чирвинская М.В. 1968. Тектоника Днепровско-Донецкого прогиба (авлакогена). - В кн. "Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского и сопредельных регионов". Волгоград, Нижне-Волжское кн. изд-во.

Чирвинская М.В., Гуревич Б.Л. 1959. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. - Сов. геология, № 4.

Шатский Н.С. 1964. Избранные труды, т. 2. М., "Наука".

В.Е. Хаин

Прогресс в развитии наших знаний по геологии докембрия, достигнутый благодаря применению радиологических методов определения возраста горных пород, позволяет в настоящее время существенно уточнить представления об основных этапах развития земной коры и литосферы в целом. При этом для наиболее позднего из этих этапов весьма существенное значение имеют новейшие данные по составу и строению дна океанов, в особенности данные глубоководного бурения. В настоящем сообщении делается попытка конкретизировать содержание этапов, ранее намеченных как автором, так и другими исследователями, начиная с Г.Штилле. Поскольку ограниченный объем статьи не позволяет дать развернутой аргументации защищаемых положений, приходится отсылать читателя к предыдущим публикациям автора (Хаин, 1964, 1968 и др.) и литературным данным.

Первый из этапов (протогей Г.Штилле), документированный выступающими на поверхность горными породами, охватывает ранний докембрий (4,0–2,5 млрд. лет). Можно лишь предположительно считать, что в начале этого первично-геосинклинального этапа, в катархее, поверхность Земли была сходна с современной поверхностью Луны, где преобладают кольцевые структуры эндогенного (магматогенного) происхождения. Интенсивный вулканизм привел к накоплению на этой поверхности довольно мощного (до 10–15 км?) слоя вулканитов андезито-базальтового состава и покрывающей его водной оболочки толщиной, вероятно, не более 1,5–2,0 км. Это и был первичный океан, в дальнейшем испытывавший очень серьезные изменения. Что же касается катархейской коры, то слагавшие ее породы претерпели в последующем всеобщий глубокий метаморфизм и вошли в состав коры древних платформ в качестве ее "базальтового" ("гранулито-базитового") слоя.

К началу собственно архея верхняя часть первичной коры была повсеместно, хотя и неравномерно гранитизирована. В настоящее время присутствие такого древнейшего гранито-гнейсового основания, с возрастом 3,5–3,2 млрд. лет, установлено практически на всех древних платформах, включая Антарктиду (Galpern, 1970), но исключая Китайскую платформу – очевидно, лишь вследствие ее недостаточной радиометрической изученности. Первичная раннеархейская гранитизация носила метасоматический характер и была вызвана двумя факторами. Во-первых, высокий тепловой поток и высокое содержание воды в ювенильной мантии способствовало выплавлению из нее на относительно небольших глубинах не только базальтов, но и андезитов. Не случайно в архейских вулканогенных толщах присутствуют как основные, так и средней кислотности и даже кислые лавы. Во-вторых, вещество мантии было еще относительно богато кремнеземом и щелочами, которые и обеспечивали соответствующий метасоматоз андезито-базальтовой

коры. В самой этой коре под влиянием того же высокого теплового потока, вероятно, происходило интенсивное перераспределение материала (метаморфическая дифференциация), с концентрацией легкоплавких фракций в верхней части. В современную эпоху подобный процесс, локализованный лишь в зонах молодых островных дуг, носит очень ограниченный масштаб и является скорее всего вторичным.

Уже в позднем архее (Канадский щит; Goodwin, 1968), а по данным для Алданского щита (Фрумкин, 1970), даже в раннем архее, намечается разделение коры на крупные поднятия (гнейсовые овоиды; Салоп, 1971), которые перед тем испытали максимальную гранитизацию и утолщение коры, служившие источником сноса кварцевого и аркозового материала, и области погружения и вулканизма с накоплением толщ зеленокаменно-измененных основных и средних вулканитов. Эти последние области могут быть квалифицированы как протогеосинклинали, а поднятия — как древнейшие срединные массивы. Вполне возможно, что уже в это время наметились зоны с наиболее тонкой и даже отсутствовавшей корой, которым в дальнейшем было суждено превратиться в гранулитовые пояса.

В течение катархея и архея прогрессировало разделение верхней части твердой Земли на относительно жесткую и хрупкую литосферу и высокопластичную, с низкой вязкостью астеносферу. В позднем архее возникли, судя по линейной ориентировке зеленокаменных толщ и поясов гипербазитов, первые глубинные разломы, т.е. устойчивые в пространстве и во времени узкие и глубокие линейные зоны повышенной подвижности и проницаемости коры, разделяющие ее на более инертные и крупные блоки. Соответственно с этого времени и особенно с начала протерозоя протогеосинклинали превращаются уже в достаточно типичные геосинклинали с поперечной структурно-формационной зональностью, т.е. с разделением на внешние и внутренние зоны (мио- и эвгеосинклинали) и с последующим превращением в складчатые горные сооружения (общей инверсией). Консолидированные массивы увеличиваются в размерах — гнейсовые овоиды наращиваются уже лишь частично гранитизированными зеленокаменными поясами и приобретают изометрично-полигональную форму. К концу этапа отдельные участки массивов испытывают опускание и на них начинает накапливаться осадочный чехол.

Наряду с геосинклинальными поясами широкое распространение в раннем протерозое получает другой тип поясов — геоантиклинальный, для которого характерно преобладание поднятий и очень высокая степень регионального метаморфизма с образованием гранулитов и чарнокитов. Этот последний тип поясов развивается на более древней, архейской основе путем ее интенсивной переработки, нередко с совершенно иной ориентировкой деформаций, в условиях резко повышенного — "сфокусированного" глубинными разломами теплового потока. Типичными представителями такого ряда поясов являются Становой в СССР, Восточно-Гатский в Индостане, Стелин-Фрейзер в Юго-Западной Австралии. Аналогичные пояса развивались и позже, уже в позднем докембрии — это Гренвильский в Северной Америке, Мозамбикский и Ливийско-Нигерийский в Африке, Сатпурский и Араваллийский в Индостане и др.

Таким образом, уже в течение первого этапа эволюции коры намечаются определенные направленные изменения в характере этой эволюции. Однако общая и главнейшая черта всего этапа — продолжающееся наращивание коры за счет базальтоидного вулканизма, регионального метаморфизма и гранитизации с образованием к концу этапа типичной двухслойной континентальной коры, ныне составляющей основу фундамента древних платформ, вероятно, практически на всей площади земной поверхности. Вместе с тем в течение всего этапа нарастала дифференциация коры, а первичный океан распался на отдельные, но многочисленные и, по-видимому, относительно глубокие бассейны, приуроченные к геосинклинальным поясам.

Второй этап развития коры (дейтерогей Г.Штилле) — континентальный — соответствует среднему докембрию (средний протерозой + ранний рифей по принятой в СССР геохронологической шкале, т.е. 2,0–1,4 млрд. лет). Этот этап характеризуется резким снижением эндогенной активности — очевидно, в связи со значительным уменьшением теплового потока в результате снижения содержания радиогенных элементов и больших теплотерь в раннем докембрии. На большей части поверхности современных континентов господствовали платформенные условия, что доказывается составом осадков, распределением их мощностей и типом магматической деятельности (трапповые формации, граниты рапакиви и т.п.). Соотношения внутренней структуры фундамента современных древних платформ, разделенных геосинклинальными поясами неогей, указывают на их прежнее единство, на то, что они действительно составляли, как предполагали Г.Штилле, а также С.С.Кузнецов (1940), А.В. Пейве и В.М. Силицын (1950), единую консолидированную массу — Мегакгею, или панплатформу. Наложенный характер геосинклинальных поясов неогей наиболее очевиден для Урала, где он подтвержден геофизикой, и для западной части Средиземноморского пояса.

В начале этапа (2,0–1,7 млрд. лет) еще продолжали развиваться отдельные, остаточные прогибы раннедокембрийских геосинклинальных поясов, а в конце этапа (1,5–1,4 млрд. лет), возможно, началось заложение аналогичных поясов неогей, но это не меняет общей характеристики этапа. В пределах платформ в начале этапа интенсивно развивался позднесубсеквентный вулканоплутонизм с образованием игнимбритов, гранитов рапакиви и т.п. Это свидетельствует о плавлении низов гранитного слоя коры, что способствовало гомогенизации фундамента платформ ("кратонизация" по Богданову, 1967).

Остается совершенно неясным, что происходило на данном этапе в области современного Тихого океана. Господство суши и эпиконтинентальных водоемов на площади современных континентов заставляет допускать существование огромного и достаточно глубокого бассейна где-то в пределах нынешнего Тихого океана. Вместе с тем этот бассейн вряд ли можно рассматривать как реликт первичного океана, о котором говорилось выше, поскольку контуры современного Тихоокеанского кольца явно несогласно (особенно на востоке) секут контуры раннедокембрийских структур. Поэтому вероятно, что разделение

Земли на континентальное и океаническое полушария, ее атлантическо-тихоокеанская диссимметрия возникли именно на этом этапе, а не являются изначальной чертой лика Земли.

Третий этап развития Земли (неогей Г.Штилле, неохрон А.Н. Мазаровича и Н.С. Шатского, но без мезо-кайнозой - см. ниже) - платформенно-геосинклинальный - обнимает поздний докембрий (начиная со среднего рифея советской шкалы) и палеозой. Начало этого этапа (1,4-0,8 млрд. лет) ознаменовалось дроблением и распадом Мегатегаи и заложением сетки геосинклинальных поясов, затем унаследованно развивавшихся на протяжении остальной истории Земли. В эту сетку входят четыре меридиональных пояса - Западно- и Восточно-Тихоокеанские, в сумме образующие Круго-Тихоокеанское кольцо, Атлантический и Урало-Мозамбикский и три широтных - Арктический, Средиземноморский и Южный. В ячеях между этими поясами и обособились современные древние платформы, из которых Гиперборейская, окруженная Арктическим поясом, в дальнейшем испытала почти полное раздробление и была замешена океаном. Это обусловило полярную диссимметрию Земли - океаническая Арктика, континентальная Антарктика, Китайская платформа, отличающаяся аномально высокой подвижностью, сохранилась между двумя восточными ветвями Средиземноморского пояса - Центрально-Азиатской и Южно-Азиатской (третья, средняя ветвь - Циньлинская, - вероятно, слепо оканчивается в теле платформы).

Максимум развития геосинклинальных поясов, которые отличались от раннедокембрийских большей протяженностью и шириной, был достигнут в южном полушарии уже в среднем - начале позднего рифея, а в северном - в конце протерозоя - раннем палеозое. В это время на юге в южных частях Атлантического и Урало-Мозамбикского поясов происходило отмирание геосинклинальных условий, приведшее в раннем палеозое к вторичному объединению группы древних платформ в единую агломерацию - Гондвану. Аналогичный процесс завершился в северном полушарии лишь к концу палеозоя с образованием суперконтинента - Лавразии. В дальнейшем ритм вертикальных движений этих двух континентальных глыб существенно отличался.

Геосинклинальные пояса начала неогей отличались от раннедокембрийских огромной протяженностью и большой шириной. В их центральных частях континентальная кора благодаря растяжению и частичной базификации заместилась океанической. По своим размерам они представляли нечто промежуточное между современными океанами и Средиземным морем или областью Индонезийского архипелага. Срединные массивы выступали в качестве аналогов современных "микроконтинентов". Внутренняя структура поясов от цикла к циклу (на рассматриваемом этапе выделяются циклы гренвильский, байкальский, каледонский и герцинский) прогрессивно усложнялась благодаря новообразованию поднятий, а вертикальные движения становились все более контрастными. В начале этапа, в позднем докембрии, в условиях высококонсолидированной коры, развитие геосинклинальных систем было довольно вялым, с преобладанием миогеосинклинального режима. На платформах в это время существовали интракратонные геосинклинали и формировались, частично на месте последних, грабен-прогибы - авлакогены. В палеозое

(местами с конца докембрия) началось образование сплошного осадочного чехла, наступила плитная стадия развития платформ. К концу этапа большая часть геосинклинальных поясов превратилась в складчатые горные пояса или молодые платформы; геосинклинальный режим сохранился лишь на некоторых участках Тихоокеанского и Средиземноморского поясов, но вместе с тем он значительно активизировался.

Четвертый этап развития земной коры — континентально-океанический (эпинеогей) — начался в конце палеозоя — начале мезозоя. Его главная черта — распад суперконтинентов Гондваны и Лавразии и новообразование впадин Атлантического, Индийского, Южного и Арктического океанов. Существование Тихого океана достоверно устанавливается также лишь с этого времени, но его предыдущая история неясна (см. выше). В пределах Тихоокеанского и Средиземноморского геосинклинальных поясов, в основном на месте срединных массивов возникли многочисленные "микроокеаны" окраинных и внутренних морей. Ведущая роль рифтогенеза, растяжения в образовании центральных частей океанов и их "микроаналогов" довольно очевидна, но на их периферии шел, вероятно, процесс обрушения, и, возможно, магматическо-метаморфической переработки коры. Параллельно с отмиранием геосинклинальных поясов очень широкое развитие получили "вторичные" орогенные пояса, возникшие на месте доальпийских складчатых сооружений в результате восстановления их тектоно-магматической активности. Горизонтальные движения вдоль глубинных сдвигов и надвигов (поддвигов) достигли своего максимума.

Общая картина развития земной коры является, очевидно, более сложной, чем это рисуется двумя наиболее распространенными концепциями: концепцией последовательного разрастания (аккреции) континентальной коры за счет океанической и концепцией смены этого разрастания на последнем этапе геологической истории обратным процессом океанизации. В действительности идет непрестанная борьба этих двух тенденций с временным преобладанием одной из них. Общая направленность эволюции коры (литосферы) выражается в последовательном усложнении ее строения, возрастании вертикальной и латеральной неоднородности, концентрации тектоно-магматической активности во все более узких и глубоко уходящих в недра зонах, увеличении "автономности" развития отдельных глыб литосферы и масштаба их относительных горизонтальных смещений. Периодическое усиление и ослабление эндогенной активности имеет своей ближайшей вероятной причиной периодическое накопление и затем выделение радиогенного тепла ("тепловые волны" А.Н. Тихонова и Е.А. Любимовой), но относительная правильность ритма этого процесса, вероятно, обеспечивается изменением напряженности внешнего гравитационного поля при обращении Солнечной системы в Галактике.

Развитие геосинклинальных поясов с течением геологического времени становится все более завершенным и дифференцированным. Так, обособление зрелой, флишево-андезитовой стадии развития характерно лишь для геосинклиналей неогей, точнее фанерозоя. То же в значительной мере касается и орогенной стадии с ее молассами, гранитами батолитами, наземными вулканитами, передовыми и межгорными прогибами,

шарьяжами. С утолщением коры геосинклинальные подвижные пояса вытесняются континентально-орогенными, а последние, испытывая рифтогенез, дают начало вторичным океанам, отнюдь не случайно зародившимся на месте осевых зон таких поясов.

Многочисленные и разнородные геолого-геофизические данные заставляют допускать возможность достаточно значительных горизонтальных перемещений глыб литосферы, вероятно, под влиянием термально-гравитационной конвекции в мантии. Однако эти перемещения должны были происходить в основном по "рельсам" существующей уже с глубокого докембрия и обусловленной неравномерным вращением Земли сетки глубинных разломов, с минимальным искажением этой сетки. Весьма вероятно также, что существенные горизонтальные перемещения могут проявляться лишь в периоды наиболее высокой эндогенной активности, с которыми совпадает частичное или полное плавление вещества астеносферы.

Основным фактором геодинамики является радиогенное тепло, вместе с гравитацией определяющее глубинную дифференциацию вещества Земли, начиная с границы ядра и мантии, и конвективные процессы в мантии. Это источник первично-вертикальных и вторично-горизонтальных движений. Ритм движений носит колебательный, пульсирующий характер; пульсации сказываются в изменении объема Земли, в поперечном усилении напряжений сжатия и растяжения, идущем, вероятно, с преобладанием первых. Структурный план Земли, подчиненный фигуре ее вращения, и первично-горизонтальные движения литосферы порождены скорее всего ротационными силами.

Наконец, определенное влияние на интенсивность эндодинамических процессов оказывает, видимо, изменение напряженности околоземного космического гравитационного и электромагнитного поля в ходе перемещения Солнечной системы в Галактике.

MAIN TRENDS IN DEVELOPMENT OF THE EARTH'S CRUST (LITOSPHERE)

V.E. Khain

The contents of the main stages of the development of the Earth's crust is redefined. The early stages (Early Precambrian) are characterized by the formation of the primary continental crust. On the middle stages (Late Precambrian-Paleozoic) at first a regeneration of geosynclinal conditions on big area took place, with a partial break-up of the continental crust and its replacement by the oceanic one, and then the rebuilding of the former

as a result of folding, thrusting, regional metamorphism and granitization. The last stages (Mesozoic-Cenozoic) are marked by the neof ormation of oceanic basins and by wide extension of epiplatform mountain-building on continents.

Литература

Богданов А.А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. - Вестник МГУ, геол., № 1.

Кузнецов С.С. 1940. О возможном направлении эволюции земной коры. - Ученые записки ЛГУ, № 49. вып. 9.

Пейве А.В., Синицын В.М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Салоп Л.И. 1971. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. - Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 4.

Фрумкин И.М. 1970. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. - В кн. "Тектоника Сибири", т. III, М., "Наука".

Хаин В.Е. 1964. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4.) М., "Наука".

Хаин В.Е. 1968. Об основных тенденциях в развитии земной коры. - Вестник МГУ, геол., № 1.

Anhaeusser C.R., Mason R., Voljoen M. J., Voljoen R. P. 1969. Reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. - Bull. Geol. Soc. America, vol. 80.

Galpern M. 1970. Rubidium-strontium. Total rock and mineral ages from Margaret Bay area, Koaler Range and Fosdick Mountains of West Antarctica. - In "Proceedings of the 2nd Symposium on Antarctica Geology and Geophysics". Oslo.

Glickson A.Y. 1970. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian systems. - Tectonophysics, vol. 9, N 5.

Goodwin A. M. 1968. Archaean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian shield. - In "Proceedings of the 23rd Session of the International Geological Congress, Section I, Prague".

М.В. Муратов. Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст	5
Б.Н. Красильников, Е.Н. Алтухов, К.Л. Волочкович, А.Д. Смирнов. Природа догеосинклинального фундамента и ее значение для геосинклинального процесса (на примере Урало-Монгольского пояса)	18
А.В. Пейве, А.С. Перфильев, С.В. Руженцев. Проблема внутриконтинентальных геосинклиналей	27
Л.П. Зоненшайн. Общность в развитии геосинклинальных областей разного типа	38
В.В. Белоусов. Об основных закономерностях развития континентов	43
П.Н. Кропоткин. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и по геофизическим данным . .	49
Е.Е. Милановский. Главные типы рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития	59
Г.Д. Ажгирей. Проблемы происхождения континентальной земной коры	71
П.Ф. Иванкин, Э.Э. Фбтиади, А.П. Шеглов. Модели тектоносферы подвижных поясов	76
С.В. Руженцев. Шарьяжи, их генезис, классификация и роль в формировании структуры складчатых поясов	81
С.А. Захаров. Постгеосинклинальное (тергальное) развитие подвижных поясов	85
Б.П. Бархатов. Закономерности в смене основных типов тектонического режима	90
Г.А. Кузнецов. Пограничные структуры платформ и подвижных поясов	96
Р.Г. Гарецкий, А.А. Голов, В.С. Журавлев, Н.В. Неволин, В.И. Самодуров, К.Е. Фоменко, Я.С. Эвентов, А.Л. Яншин. Глубочайшая впадина древних платформ - Прикаспийская	102
Л.И. Красный, Д.А. Кириков, В.В. Русс. Тектонические особенности геоблоков Востока СССР	113
В.Е. Бураковский, В.Н. Гладкий, Б.Л. Гуревич, А.Н. Козловская, М.В. Муратов, М.Г. Распопова, М.В. Чирвинская, П.Ф. Шпак. Основные черты тектоники Украины.	117
В.Е. Хаин. Основные тенденции в развитии земной коры (литосферы)	125

Contents

M.V. Mouratov, Main structural elements of the crust on continents, their interrelations and age	5
B.N. Krasilnikov, E.N. Altukhov, K.L. Volochkovich, A.D. Smirnov, Nature of pre-geosyncline basement and its significance for geosynclinal process (with the example of the Ural-Mongolian belt).	18
A.V. Peive, A.S. Perfiliev, S.V. Ruzhentsev, Problem of midland geosynclines.	27
L.P. Zonenshain, Similarities in the evolution of geosynclines of different types.	38
V.V. Beloussov, Important trends in the evolution of continents.	43
P.N. Kropotkin, The state of stresses in the Earth's crust as based on measurements in the mines and geophysical data	49
E.E. Milanovsky, Main types of the continental rift zones and some regularities of their arrangement and development	59
G.D. Ashgirei, Problem of the origin of continental Earth's crust.	71
P.F. Ivankin, E.E. Fotiadi, A.P. Scheglov, Tectonosphere models of mobile belts.	76
S.V. Ruzhentsev, Charriages - their origin, classification and role in the structure formation of folded belts	81
S.A. Zakharov, The postgeosynclinal (tergale) development of mobile belts.	85
B.P. Barkhatov, Regularity in recurring of major tectonic regimes	90
G.A. Kuznetsov, Border structures of platforms and mobile belts	96
R.G. Garetsky, A.A. Golov, V.S. Zhuravlev, N.V. Nevolin, V.I. Samodurov, K.E. Fomenko, Ya.S. Eventov, A.L. Yanshin, The Caspian depression - the deepest depression of the old platforms	102
L.I. Krasny, D.A. Kirikov, V.V. Russ, Tectonic peculiarities of geoblocks in the East of the USSR	113
V.E. Burakovsky, V.N. Gladky, B.L. Gurevich, A.N. Kozlovskaya, M.V. Mouratov, M.G. Raspopova, M.V. Chyrvinskaya, P.F. Shpak, The main features of tectonics of the Ukraine	117
V.E. Khain, Main trends in development of the Earth's crust (litosphere)	125

Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст. Муратов М.В. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 5 -17

В статье кратко рассмотрены общие черты строения древних платформ (в пределах всех материков их выделяют сейчас 15) и разделяющих их семи геосинклинальных складчатых поясов. Среди последних выделены большие пояса сложного строения с длительной историей развития, охватывающие обширные пространства материков, и относительно более узкие - малые пояса, в которых геосинклинальное развитие закончилось в конце протерозоя. В пределах больших поясов выделены области складчатости разного возраста, а также кайнозойские или современные геосинклинальные области. Каждая из них подразделяется на геосинклинальные складчатые системы, срединные массивы и орогенные впадины. Рассмотрены основные черты развития геосинклинальных областей, а также история поясов в целом.

Библ. 18 назв. Иллюстраций 1.

Природа догеосинклинального фундамента и ее значение для геосинклинального процесса (на примере Урало-Монгольского пояса). Кра-
сильников Б.Н., Алтухов Е.Н., Волочкович К.Л., Смирнов А.Д. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр.18 -26

На примере Урало-Монгольского пояса показана возможность тектонического районирования не только по возрасту главной складчатости, но и по типу догеосинклинального фундамента. Выделяются геосинклинальные системы: 1) на коре континентального типа, с рифейским, раннекаледонским и герцинским возрастом главной складчатости, заложенные в начале протерозоя или в позднем докембрии на мощном архей-протерозойском гранитно-метаморфическом слое; 2) на коре переходного типа, с салаирским и герцинским возрастом главной складчатости, заложенные в раннем докембрии на слабо развитом гранитно-метаморфическом слое, сформированном в протерозое на коре океанического типа или за счет разрушения архейского фундамента; 3) на коре океанического типа, с герцинским возрастом главной складчатости, заложенная в нижнем-среднем палеозое.

Библ. 21 назв. Иллюстраций 1.

Проблема внутриконтинентальных геосинклиналей. Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г. стр. 27-37

На основании анализа разрезов внутриконтинентальных геосинклинальных областей делается вывод о том, что они развивались на коре океанического типа. В геосинклинальных областях прошлого выделяются две стадии развития: собственно океаническая и переходная, соответствующая этапу островных дуг и краевых морей современных океанов. Показано, что большую роль в процессе формирования "гранитной" коры геосинклиналей имеют явления тектонического сжатия горных пород, надвигания смежных континентальных блоков на структуры океанического типа.

Библ. 16 назв. Иллюстраций 2.

УДК 551.24

Общность в развитии геосинклинальных областей разного типа. Зоненшайн Л.П. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 38-42

Все геосинклинальные области содержат общий элемент - эвгеосинклинальные зоны, обладающие одной и той же стадийностью развития. Эвгеосинклинали представляют собой глубинные образования, в которых на поверхность поступают энергия и вещество из верхней мантии и формируется новая кора континентов. Предполагается, что эвгеосинклинали на начальной стадии развития могут быть аналогами океанических хребтов со свойственными им явлениями "растекания морского дна", а на зрелой стадии отвечают островным дугам.

УДК 551.24

Об основных закономерностях развития континентов. Белоусов В.В. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 43-48

В статье делается попытка сформулировать главные закономерности развития земной коры континентов и разработать модель глубинных процессов, определяющих это развитие. Рассматриваются общая направленность эволюции континентальной коры, повторяемость (цикличность) эндогенных процессов, связь их с условиями в глубоких недрах. Предлагаемая модель основана на представлении о периодическом продвижении из недр к поверхности волн прогревания. Имеющиеся данные о строении и развитии континентов противоречат значительным горизонтальным перемещениям в литосфере и астеносфере.

Библ. 15 назв.

Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и по геофизическим данным. Кропоткин П.Н. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 49-58

Обобщение мировых данных показывает, что в кристаллическом фундаменте платформ и в складчатых комплексах различного возраста широко распространены напряжения сжатия, значительно превышающие геостатическое давление. Сумма этих избыточных напряжений (по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направлениям) возрастает от 180 кГ/см² у поверхности до 500-600 кГ/см² на глубине 1 км. Их величина и ориентировка приблизительно соответствуют характеристикам, полученным на основании гравиметрических и сейсмологических данных. Наблюдаемое сжатие, по-видимому, связано с сокращением радиуса Земли.

Библ. 37 назв. Иллюстраций 3.

УДК 551.24

Главные типы рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития. Милановский Е.Е. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 59-70

Среди рифтовых зон по характеру строения земной коры следует различать три основные категории: океанические (внутриокеанические), континентальные (внутриконтинентальные) и межконтинентальные (рифтовые зоны Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов). В блоках, обрамляющих межконтинентальные рифтовые зоны, кора имеет материковый характер, а внутри них - близка к океанической.

Среди современных (кайнозойских) рифтовых зон континентов выделяются две главные группы - рифтовые зоны платформ и рифтоподобные зоны молодых складчатых сооружений.

Рифтовые зоны объединяются в рифтовые пояса. Большинство современных рифтовых поясов континентов (Африкано-Аравийский, Кордильерский) связаны с рифтовыми поясами океанов, представляя их ответвления, и вместе с ними образуют мировую рифтовую систему. Наряду с ними существуют изолированные ("слепые") рифтовые пояса (Байкальский).

В современном тектоническом плане Земли рифтовые пояса (зоны преобладающего растяжения) закономерно сочетаются ("уравновешиваются") с геосинклинально-орогенными поясами (зонами преобладающего сжатия). Можно предполагать, что аналогичные соотношения существовали и в прошлом.

В пределах континентов, помимо кайнозойских, выявляется ряд более древних генераций рифтовых зон и поясов - позднемезозойских (Западная Африка, Восточная Канада), раннемезозойских (Юго-Восточ-

ная Африка, Индостан, Западная Сибирь), палеозойских и др. В настоящее время они обрываются к окраинам континентов, но первоначально, по всей вероятности, связывались с рифтовыми поясами океанов и, очевидно, являются фрагментами разновозрастных, впоследствии разрушенных рифтовых систем.

Таблиц 1. Библ. 8 назв. Иллюстраций 1.

УДК 551.4 + 551.46

Проблемы происхождения континентальной земной коры. Ажги - рей Г.Д. "Тектоника", М., "Наука", 1972 г., стр. 71-75

В статье сообщаются факты и доводы, указывающие на то, что образование континентальной коры в главной своей части не связано с процессами дифференциации в верхнем слое мантии. Существенная часть кремния, натрия, калия, водорода и кислорода поступает в земную кору по глубинным тектоническим зонам из нижних слоев мантии. Только относительно подчиненные количества вещества "гранитного" слоя коры, происходящего за счет базальтовых магм, непосредственно выделяются из верхних слоев верхней мантии.

Иллюстраций 2.

УДК 550.8.072:551.241

Модели тектоносферы подвижных поясов. Иванкин П.Ф., Фотиади Э.Э., Шеглов А.П. "Тектоника", М., "Наука", 1972 г., стр. 76-80

Реконструкция глубинного строения подвижных поясов основана на комплексе геологических и геофизических данных. Различаются два типа моделей - "каркасный" и "стволовый". В обоих типах основой подвижного пояса служит пологопадающий сверхглубинный разлом; все другие элементы пояса представляют собой структуры висячего бока сверхглубинного разлома. Тип модели отражает характер связей этих элементов между собой и с главным разломом.

Иллюстраций 5.

УДК 551.24

Шарьяжи, их генезис, классификация и роль в формировании структуры складчатых поясов. Руженцев С.В. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 81-84

В основе образования шарьяжей лежит процесс структурного отслоения и срыва толщи пород со своего основания. Изучение шарьяжей Памира и Урала, сравнение их с классическими областями Альп,

Бетских Кордильер, Карпат и Аппалач позволяет выделить следующие генетические типы покровов: 1) гравитационные, 2) выжатые и 3) смешанные (комбинация первых двух).

УДК 551.240

Постгеосинклинальное (тергальное) развитие подвижных поясов.
Захаров С.А. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 86-89

Подвижные пояса после периода геосинклинального развития превращаются в тергали, длительное время сохраняющие мобильность. Основные черты тергального режима определяются перемежающимися усилениями и ослаблениями горизонтального сжатия земной коры в пределах подвижных поясов. В комплексе подвижных поясов самый молодой, геосинклинальный, и более древние, тергальные, пояса связаны общностью тектонического режима в каждый из этапов развития.

Иллюстраций 1.

УДК 551.24

Закономерности в смене основных типов тектонического режима.
Бархатов Б.П. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 90-95

В статье рассматриваются закономерности в смене основных типов тектонического режима. Автор считает, что закономерность в смене режимов в вертикальном разрезе заключается в том, что геосинклинальный режим непосредственно не сменяется новым геосинклинальным или платформенным.

В то же время геосинклинальный режим закладывается после платформенного или после платформеноидного.

Смена тектонических режимов в пространстве заключается в закономерно асимметричной зональности по отношению к геосинклинали.

Библ. 7 назв.

УДК 551.244.2

Пограничные структуры платформ и подвижных поясов. Кузнецов Г.А. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 96-101

В статье рассмотрены и определены типы пограничных структур континентальных платформ и подвижных поясов. Кратко охарактеризована их генетическая сущность, положение в геологическом пространстве, эволюция во времени, специфика строения. Показана определенная последовательность в возникновении и развитии пограничных структур.

Библ. 17 назв.

Глубочайшая впадина древних платформ – Прикаспийская. Гарецкий Р.Г., Голов А.А., Журавлев В.С., Неволли Н.В., Самодуров В.И., Фоменко К.Е., Эвентов Я.С., Яншин А.Л. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 102-112

Фундамент Прикаспийской впадины большей северо-западной части – дорифейский, а на юго-востоке, возможно, байкальский. В центре впадины подошва осадочного чехла погружена на 18-25 км и ложится прямо на фундамент со свойствами "базальтов" ($V_T = 7-7,2$ км/сек), которые связаны с гранулитовой стадией метаморфизма "гранитного" слоя. В позднем палеозое – триасе скорость осадконакопления во впадине превышала скорость терригенного осадконакопления в большинстве синхронно развивавшихся геосинклиналей.

Библ. 20 назв. Иллюстраций 3.

Тектонические особенности геоблоков Востока СССР. Красный Л.И., Кириков Д.А., Русс В.В. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 113-116.

В результате составления "Структурно-формационной карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса" (масштаб 1:1500000) получены объективные данные, свидетельствующие о делимости земной коры этого региона на крупные глыбовые структуры – геоблоки. В их пределах геологические формации закономерно размещены во времени и пространстве.

Основные черты тектоники Украины. Бураковский В.Е., Гладкий В.Н., Гуревич Б.Л., Козловская А.Н., Муратов М.В., Распопова М.Г., Чирвинская М.В., Шпак П.Ф. "Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 117-124

В статье излагаются главнейшие черты тектоники Украины в историческом аспекте их развития.

Рассматривается история доплатформенного периода, выделяются пять циклов складчатости, восстанавливаемых на Украинском щите. Проводится краткое описание отрицательных структур, характеризовавших историю платформенного периода. Дается схематичная классификация разрывных нарушений.

Библ. 14 назв. Иллюстраций 1.

Основные тенденции в развитии земной коры (литосферы). Хаин В.Е.
"Тектоника". М., "Наука", 1972 г., стр. 125-131

Уточняется содержание основных этапов тектонического развития литосферы. Ранние этапы (ранний докембрий) характеризуются формированием первичной континентальной коры. На средних этапах (поздний докембрий-палеозой) происходит сначала регенерация геосинклинальных условий на значительных площадях с частичным распадом континентальной и замещением океанической, а затем с ее воссозданием в процессе складчато-надвиговых деформаций, регионального метаморфизма и гранитизации. Новейшие этапы (мезозой-кайнозой) характерны новообразованием океанических впадин и широким распространением эпиплатформенного горообразования на континентах.

Библ. 11 назв.

Тектоника

Утверждено к печати
Национальным комитетом геологов СССР

Редактор Л.С. Талельзон
Технический редактор В.И. Дьяконова

Подписано в печать 18/У-72 г. Формат 60x90 1/16
Физ.печ.л. 8,75+ 4 вкл. Усл. печ. л. 10,25 Уч.-изд.л. 10,1
Т-07666 Тираж 1000 Бумага № 2 Цена 1 р. 01 к. Тип.зак. #77

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Цена 1 р. 01 к.

5577

МОСКВА 1972 г.