

**Национальный технический университет
«Харьковский политехнический институт»
Харьковский национальный университет
им. В.Н. Каразина**

**Украинский научно-исследовательский институт природных газов
(УкрНИИГаз)**

В.О. Соловьев

**ХРОНОЛОГИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ:
ФАЗЫ, ЭПОХИ, ЦИКЛЫ ТЕКТОГЕНЕЗА**

Харьков – 2011

Аннотация. Соловьев В.О. Хронология тектонических движений: Фазы, эпохи, циклы тектогенеза. -Харьков, 2011. -112 с.

Рассмотрен характер развития основных типов тектонических движений во времени. Охарактеризованы тектонические фазы, структурно-геологические перестройки, эпохи различной тектонической подвижности и материковый рифтогенез в фанерозое, уточнены их возраст и геологическая сущность. Предложена новая трактовка тектонической фазы и принципиально новая схема развития геотектонических циклов. Обосновывается существование ритмов различного порядка в проявлении тектогенеза, возможность использования их для разработки новой схемы историко-геологической периодизации фанерозоя и всей истории земной коры.

Работа предназначена для специалистов в области геотектоники, общей, исторической и региональной геологии, палеонтологии, астрономии, истории науки, студентов геологического профиля.

Анотація. Соловйов В.О. Хронологія тектонічних рухів: Фази, епохи, цикли тектогенезу. -Харків, 2011. -112 с.

Розглянуто характер розвитку основних типів тектонічних рухів за часом. Охарактеризовані тектонічні фази, структурно-геологічні перебудови, епохи різної тектонічної рухливості і материковий рифтогенез в фанерозої, уточнені їх вік й геологічна сутність. Пропонована нова трактовка тектонічної фази й

принципово нова схема розвитку геотектонічних циклів. Обґрунтовується існування ритмів різного порядку в проявах тектогенезу, можливість використання їх для розробки нової схеми історико-геологічної періодизації фанерозою й усієї історії земної кори.

Робота призначена для спеціалістів у галузі геотектоніки, загальної, історичної й регіональної геології, палеонтології, астрономії, історії науки, студентів геологічного профілю.

Научное издание

Рецензенты:

А.А. Лурье – доктор геол.-мин. наук, профессор (ХНУ им. В.Н. Каразина)

И.М. Фык – доктор технических наук, профессор (НТУ «ХПИ»)

/Проставить страницы в оглавлении и проверить их.

Убрать полосу на стр. 16!/

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. СХЕМА ДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ИСТОРИЯ ИХ ИЗУЧЕНИЯ	4
2. ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ ТЕКТОГЕНЕЗА И РАЗВИТИЕ ИХ ВО ВРЕМЕНИ	6
2.1. Тектонические фазы	с. 9

2.2. Структурно-геологические перестройки	20
2.3. Эпохи различной тектонической подвижности	25
2.4. Геотектонические циклы	33
Развитие представлений о геотектонических циклах	34
Кадомский геотектонический цикл	40
Салаирский геотектонический цикл	44
Раннекаледонский цикл	47
Позднекаледонский цикл	51
Герцинский цикл	57
Индосинийский цикл	61
Киммерийский цикл	65
Сихотэалинский цикл	70
Альпийский цикл	73
Общие закономерности развития геотектонических циклов	76
2.5. Материковый рифтогенез	82
3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВО ВРЕМЕНИ	
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ЗЕМНОЙ КОРЫ	88
3.1. Ритм преобразований при формировании земной коры	88
3.2. Тектогенез и периодизация геологической истории	95
3.3. Сопряженность историко-геологического развития как	
основа проявления тектогенеза	101
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	103
ЛИТЕРАТУРА	104

ВВЕДЕНИЕ

Изучение тектонических движений является предметом самостоятельной науки, получившей наименование геотектоники. В этой области составлено большое количество монографий, учебников, словарей-справочников, других публикаций, разработаны основы общей, региональной и исторической геотектоники. Вместе с тем, комплексное рассмотрение закономерностей развития тектонических движений во времени на современном уровне знаний не делалось. Предлагаемое исследование ставит своей задачей выполнить такую работу. Основная его цель – уточнить возраст проявления различных форм тектогенеза и на этой основе выявить их сущность, охарактеризовать главные типы, сформулировать основные закономерности развития во времени.

В геологии и геотектонике существует большое количество разных, в том числе взаимоисключающих представлений по вопросам развития тектогенеза во времени. Нет единых трактовок даже основных терминов, характеризующих пространственно-временные закономерности его проявления, что нельзя признать нормальным. Это касается, в первую очередь, таких установившихся понятий как тектонические фазы и геотектонические циклы. Может быть, такое утверждение будет слишком резким и категоричным, но по существующей терминологии и взглядам мы находимся на уровне представлений Ж. Бертрана (1886-1887 гг.), Г. Штилле (1924) и Д.Н. Соболева (1926). Все это делает необходимым, если не исправить такое ставшим привычным положение, то хотя бы сформулировать новую обоснованную точку зрения по кардинальным вопросам затронутой проблемы, охарактеризовать хронологию основных форм тектогенеза, попытаться унифицировать его главные понятия и термины.

Взяться за решение таких вопросов мне позволяет более чем полувековой опыт работы в разных регионах и учреждениях, а также двадцатилетний стаж чтения курсов региональной и исторической геологии в Харьковском университете. Уже с середины 70-х годов я формулировал основные свои представления по данной проблеме во всесоюзных журналах, различных сборниках, учебных пособиях, многократно выступал по этим вопросам на различных конференциях. Сейчас я попытался систематизировать и обобщить этот материал. Главное внимание здесь уделяется рассмотрению основных форм проявления тектогенеза в течение фанерозоя на примере больших территорий, преимущественно Евразии, со многими районами которой имел возможность ознакомиться детально. Охарактеризованы главные его проявления во времени: тектонические фазы, структурно-геологические перестройки, эпохи различной тектонической подвижности, геотектонические циклы. Показана также особенность проявления фанерозойского материкового рифтогенеза и его место в схеме развития других тектонических движений.

Предлагаемый материал и полученные выводы существенно отличаются от тех представлений, что могут считаться общепринятыми. Дано новое понимание тектонической фазы, которая трактуется как геологически мгновенное явление и результат региональной смены тектонических режимов, проявленных в разных районах Земли. Введено представление о той их разновидности, которую предложено называть структурно-геологической перестройкой, понимаемой как кратковременный или даже геологически мгновенный процесс глобального изменения тектоно-палеогеографического плана, регионального осадконакопления и режима перемещения литосферных плит. Показано, что в одно и то же время в разных тектонических системах развиваются разные стадии геотектонических циклов. Это планетарный процесс развития определенных геодинамических систем, имеющий одинаковую длительность; границы циклов и его стадий совпадают со структурно-геологическими перестройками, а геосинклинальным режимам в одних системах отвечает орогенез в других. Существуют глобальные эпохи различной тектонической подвижности, которые иногда принято и можно трактовать как своеобразную пульсацию Земли.

Собранный и обработанный материал позволяет обосновывать планетарную разновозрастность всех тех форм тектогенеза, что здесь рассмотрены, а также существование ритма в однотипных тектонических повторениях, предложить новые историко-геологические решения, в частности, схему периодичности развития земной коры для фанерозоя и всей истории Земли. Можно соглашаться с предлагаемыми выводами и построениями или давать иную трактовку, брать под сомнение категоричность некоторых из них, но невозможно отрицать исходные данные, положенные в их основу. Предлагаемые теоретические построения позволяют делать важные практические выводы: предложить основу для межрегиональной литостратиграфической корреляции, глобальной историко-геологической периодизации, необходимость учитывать приведенные данные при датировке тектогенеза и построении тектонических карт. Все это дает возможность рекомендовать дальнейшие исследования и уточнения в этом направлении.

Работа рассчитана на специалистов в области геотектоники, исторической и региональной геологии, стратиграфии, литологии. В процессе проведения данных исследований я имел возможность получить консультации, услышать мнение, обсудить какие-то из рассмотренных здесь положений, получить другую помощь или поддержку со стороны многих специалистов, в числе которых нужно назвать А.В. Пейве, А.Л. Яншина, Ю.М. Пуцаровского, В.Е. Хаина, Е.Е. Милановского, Н.В. Логвиненко, А.А. Белова, В.П. Казаринова, Ю.Н. Карогодина, В.Н. Воеводина. Всем им, а также тем, кто содействовал появлению этой работы, – С.В. Кривуле, И.М. Фыку, А.И. Лурье, – выражаю свою признательность и глубокую благодарность.

1. СХЕМА ДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ИСТОРИЯ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Принципы и схемы деления тектонических движений достаточно сложны, что подтверждает обилие характеризующих их терминов. Учитывая многообразие их проявления и происхождения, составить единую общепринятую схему тектогенеза пока не удастся. В зависимости от масштаба их проявления мы можем говорить о глобальных движениях, примером чего могут быть взаимосвязанные перемещения литосферных плит, региональных, фиксирующих формирование складчатого сооружения, и местных или локальных, которые проявлены землетрясениями, соляным диапиризмом или частными разрывами (разломами) и складками, угловыми несогласиями. Кроме древних тектонических движений, выявляемых методами структурно-геологического и формационного анализа, принято обособлять новейшие и современные, изучаемые главным образом геоморфологическими и другими методами или непосредственными наблюдениями (землетрясения).

Условно все тектонические движения или основная их часть могут быть разделены на две большие группы – колебательные (преимущественно вертикальные перемещения, фиксируемые особенностями осадконакопления и соответствующего стратиграфического разреза) и деформационные, которые проявлены разрывными и складчатыми нарушениями, формируют разломы и складки в земной коре. Вторая группа выявляется в результате структурно-геологического анализа, главным образом при геологическом картировании. Более сложным является разделение этих двух групп с точки зрения развития во времени. Поскольку именно эта сторона тектогенеза будет интересовать нас в этой работе, остановлюсь на ней подробнее.

Однотипные тектонические режимы, проявленные одинаковыми темпами прогибания и осадконакопления, могут сменяться более активными или наоборот замедленными опусканиями, а также эпизодичным складкообразованием, магматизмом или инверсией перемещений, началом воздыманий. Такое явление получило наименование тектонической фазы. Более сложным является процесс кратковременной перестройки структурно-палеогеографического и тектонического плана, проявленный на больших территориях или даже в глобальном масштабе. В таком понимании он выявлен и обоснован сравнительно недавно; его предложено называть структурно-геологической перестройкой (Соловьев, 1990, 1992). Подобные перестройки разделяют своеобразные историко-геологические этапы или периоды. Анализ развития отдельных длительно формирующихся депрессий позволяет также устанавливать периодическую смену в них тектонических режимов, темпов прогибаний и даже типа осадконакопления, что позволяет говорить о более кратковременных эпохах различной тектонической подвижности. Некоторые исследователи объясняют такое явление своеобразной пульсацией Земли.

Более сложное проявление тектонических движений устанавливается при расшифровке истории развития складчатых сооружений. Обычно длительные опускания в отдельных их системах, получивших название геосинклинальных, могут сменяться воздыманиями и складкообразованием, или орогенезом. Такой интервал времени или совокупность геологических явлений в поступательном развитии земной коры получили название геотектонического цикла. В нем принято выявлять две основные стадии, названные соответственно геосинклинальной и орогенной. Вторая стадия иногда рассматривается обособленно, выделяется как тектоническая (геотектоническая) эпоха, эра, этап. Или просто орогенез, тектогенез, складкообразование, горообразование. Их выявление положено в основу составления тектонических карт, на которых показываются области проявления каледонского, герцинского, мезозойского, альпийского и другого складкообразования (орогенеза).

Особую группу составляют разные по продолжительности эпохи и периоды тектоно-магматической активизации, являющиеся одной из форм повышенной тектонической подвижности, в течение которых формируются своеобразные структурно-геологические и геоморфологические сооружения. Их примерами является образование протяженных, иногда трансматериковых рифтовых структур и систем, вулканические пояса, формирующиеся в областях орогенеза, грандиозные трапповые поля, накопившиеся в условиях излияния базальтовых лав на платформах, области эпиплатформенного орогенеза, проявленного на площадях, испытывавших до этого длительное развитие платформенного типа. Подобного типа сооружения формируются и в океанах (островные дуги, срединно-океанические хребты). Однако закономерности развития их во времени изучены намного менее детально, что пока не позволяет обосновывать строгую и достоверную схему соотношения такого океаногенеза и континентогенеза.

Развитие представлений об отдельных формах проявления тектогенеза будет охарактеризовано по мере дальнейшего их рассмотрения. Здесь нужно только подчеркнуть, что при анализе закономерностей проявления их во времени строго разделять колебательные и деформационные движения не всегда удается; да в этом и нет необходимости. Процесс формирования горно-складчатого сооружения – это не только воздымания, составная часть определенных колебаний, поднятий земной поверхности, но и активные деформации. Горизонтальное перемещение материковых литосферных плит сопровождается не только прогибаниями в зонах их расхождения, формированием океанических впадин и структур, но и поднятиями в местах схождения. Вместе с тем, многие закономерности развития тектонических движений во времени еще не выявлены, не в полную меру изучены, что делает необходимым определенные пояснения.

Представления о **колебательных** тектонических движениях начали оформляться уже в античной науке. Указания на вертикальные перемещения земной поверхности имеются уже у Страбона и Аристотеля, а затем Леонардо

да Винчи. Сам термин впервые используется в работах А.Д. Озерского (1848), а термины «колебания» и «волнообразные колебания» у А.П. Карпинского (1894). Примерно тогда же Г. Гильберт (Джилберт, G.H.Gilbert, 1890) вводит термин эпейрогенез, эпейрогенические движения, под которыми он понимал широкие изгибы земной коры, создающие континенты и плато, а также океанские и континентальные бассейны. Этот термин использовался и уточнялся впоследствии Г. Огом (1900), Г. Штилле (1919) и другими зарубежными исследователями, оставаясь и сейчас примерно в такой же трактовке. В отечественной геологии закрепилось название колебательные движения, как более точно отражающее их суть. Уже с 30-х годов оно использовалось в работах М.М. Тетяева, В.В. Белоусова, Н.С. Шатского, М.В. Муратова, В.Е. Хаина и многих других.

Вместе с тем, колебательные тектонические движения не понимались однозначно. В.В. Белоусов (1954) говорил об «общих колебаниях» и «волновых колебаниях», а В.Е. Хаин (1954) – о «собственно колебательных движениях», охватывающих все или отдельные материки, и «волновых движениях». Иногда для уточнения они разделялись на коровые, подкоровые и глубинные (Хаин, 1957; Косыгин, 1958). Позднее глубинные движения разделялись на волновые и глыбовые (Хаин, 1963, 1964). В числе главных характерных особенностей этой группы движений были неоднократные воздымания и опускания отдельных площадей, колебания уровня земной поверхности, что и обусловило их наименование. Часто уточнялось, что такие поднятия и опускания совершаются медленно и плавно, без видимых изменений залегания слоев горных пород.

Деформационные тектонические движения, в зависимости от формирующихся деформаций, разделяются обычно на разрывные и складчатые. Как синоним их может рассматриваться название «дислокационные». В зарубежной литературе такие движения именуются как орогенические, орогенные или просто орогенез. Термин этот в переводе означает «рождающий горы», что позволяет иногда использовать как его синоним «движения горообразовательные». В отечественной геологии подчеркивается, что горообразование часто совершается без видимых деформаций (например, сводовые поднятия), поэтому отождествлять эти термины не следует. Частные разломы и складки обычно различаются просто и однозначно. Вместе с тем, при формировании горноскладчатого сооружения разделять движения на складчатые и разрывные трудно или просто невозможно. Важно подчеркнуть и учитывать, что деформационные тектонические движения зачастую противопоставляются колебательным.

Рассматривая развитие тектонических движений во времени, определяя их возраст (хронологию), нужно уточнить сущность некоторых терминов. **Тектоническим режимом** принято называть совокупность различных геологических процессов и показателей (темпы прогибания или воздымания, характер осадконакопления, тип магматизма), знаменующих определенные условия формирования земной коры. Обычно принято разделять такой режим

на геосинклинальный, орогенный и платформенный. Но для каждого из этих трех групп можно уточнять характер режима, говорить о тектономагматической, палеогеографической или другой активизации в отдельные интервалы времени, затухании темпов опусканий или воздыманий, выделяя эпохи различной тектонической подвижности.

Еще одним понятием и процессом является **инверсия**, или обращение тектонического режима, которая подразумевает смену геосинклинальных прогибаний началом орогенеза. Представления о ней развивались М.М. Тетяевым (1934), В.В. Белоусовым (1938, 1948) и др. Синонимом или близким к этому понятием может быть термин замыкание геосинклинали. Такие исследования и представления важны в том отношении, что они позволяют не только выявлять ее суть, но и датировать смену геотектонических режимов. Своеобразной инверсией тектонического режима может быть также заложение геосинклинали (начало активных прогибаний геосинклинального типа в каких-то системах) или прекращение орогенеза, превращение воздымающегося складчатого сооружения в структуру платформенного типа. Последнее устанавливается не только по седиментационно-палеогеографическим и другим показателям, но иногда даже более уверенно по характеру развития магматизма, смене его типа.

Говоря об истории развития учения о тектонических движениях во времени, необходимо отметить, что в последние десятилетия исследования в этой области резко сократились или даже приостановились. Начавшаяся расшифровка закономерностей перемещения литосферных плит не могла вносить что-то существенно новое в их хронологию, уточнение датировки, а обильная накопившаяся региональная информация осталась не в полную меру обработанной. Не сложилось единых или даже близких представлений и по результатам проведения в начале 1980-х годов Международной программы геологической корреляции, один из проектов которой назывался «Геологическая корреляция фаз и эпох тектогенеза». Исключение составляют лишь процессы рифтогенеза, начавшие детально изучаться в последние три десятилетия (Милановский, 1983, 1987 и др.); на эту тему проведено несколько крупных совещаний. Частично такой интерес вызван тем, что к рифтогенным структурам приурочены или тяготеют крупнейшие нефтегазовые скопления.

2. ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ ТЕКТОГЕНЕЗА И РАЗВИТИЕ ИХ ВО ВРЕМЕНИ

Расшифровка хронологии тектонических движений требует уточнения тех основных их групп и типов, что будут изучаться. Для этой цели выбраны такие более или менее установившиеся термины и понятия как тектонические

фазы и эпохи, геотектонические циклы. В качестве условно нового типа тектогенеза могут рассматриваться структурно-геологические перестройки. В данном случае речь идет либо о каком-то эпизодичном и кратковременном, геологически мгновенном проявлении тектонических движений, примером чего могут быть фазы и перестройки, либо определенных интервалах времени с однотипным режимом (тектонические эпохи), а также закономерном сочетании определенных стадий развития складчатого сооружения, как это имеет место при рассмотрении геотектонических циклов. Понятием, близким по своей сути к тектонической фазе, может считаться структурно-геологическая перестройка. Кроме установления или уточнения датировки и выявления каких-то закономерностей развития всех этих движений в пространстве и во времени, что является главным для данного исследования, нужно подчеркнуть, что почти все они не имеют однозначного понимания. Поэтому рассмотрение каждого из них нужно начинать с обоснования сути принимаемой трактовки термина.

Особую группу изучаемых движений составляет континентальный рифтогенез, или формирование в пределах материков протяженных систем рифтов, для которого также выявляется своеобразная закономерность развития во времени. Очень интересной для этой цели может быть изучение различного рода магматических проявлений – тектоно-магматических фаз, активизаций, импульсов, эпох. Однако большинство из них не может быть датировано с требуемой точностью, что затрудняет разработку их хронологии. Они лишь дополняют учение о тектонических движениях, являются зачастую очень выразительным индикатором их проявления. То же относится к таким понятиям как пульсации Земли, эпиплатформенный орогенез, океаногенез и континентогенез, циклы Вильсона, эпохи кимберлитобразования и другим эндогенным проявлениям, связанным с тектоническими движениями. Но, по мере возможности, данные о характере их проявления во времени будут увязываться с рассматриваемым здесь традиционным тектогенезом.

2.1. Тектонические фазы

Введение этого понятия и термина в активное использование связывается с именем Г. Штилле (1924). Суть сформулированного им «орогенного закона времени (канона)» заключалась в том, что развитие Земли состояло, по его представлениям, из чередования длительных периодов относительного покоя («эволюционных периодов») с кратковременными и резкими деформациями земной коры, своеобразными «орогеническими эпохами, или фазами», в течение которых имело место горообразование (орогенез), или складкообразование в современном понимании. Такие орогенические эпохи, или фазы фиксируются угловыми несогласиями; проявление их было одновременным в глобальном масштабе, а количество строго ограничено.

Идеи Г. Штилле первоначально нашли широкое распространение, так как облегчали систематизацию и анализ регионального структурно-геологического материала. Однако очень скоро стали появляться данные, не укладывающиеся в его схему и представления или даже противоречащие им. Так, в ряде областей были установлены угловые несогласия в периоды, рассматриваемые им как «анорогенные»; в то же время, во многих районах даже одного и того же региона зачастую отсутствовали одновозрастные деформации. С другой стороны, в некоторых разрезах фиксировалось очень большое количество угловых несогласий, проследить которые на большом расстоянии или осуществлять межрегиональную корреляцию было просто невозможно. Например, И. Гуллули устанавливал в неогене Калифорнийского бассейна 42 «слабые несогласия», которые можно было трактовать как соответствующие фазы. Наконец, в представления о формировании угловых несогласий были внесены существенные изменения, осложнявшие использование «канона»; обосновывалась большая продолжительность роста некоторых складок, было показано, что перерывы в осадконакоплении могут быть следствием не складкообразования, а восходящих колебательных тектонических движений.

Критика отдельных положений «орогенного закона времени» содержалась уже в работах 20-30-х годов Л. Кобера, С. Бубнова, М.М. Тетяева, Н.Б. Вассоевича и других исследователей. Наиболее последовательным противником его представлений был Н.С. Шатский, который считал, что в геологической истории нет чередования орогенических (складкообразовательных) и эпейрогенических эпох, так как движения эти происходят одновременно. Однако складкообразовательные процессы проявляются неравномерно, и фаза складчатости понималась Шатским как «время тех неравномерных складкообразовательных движений, которые приводят к скачкообразному изменению общего плана, структуры данного участка земной коры». Близкие к этому определения давались тогда же В.В. Белоусовым, Н.М. Страховым, В.Е. Хаиным, в геологическом словаре (1955). Самое интересное, что такое понимание оказалось близким к тому, что позднее было названо структурно-геологической перестройкой. Следует подчеркнуть, что, несмотря на различие представлений о развитии во времени тектогенеза, геологическая сущность данной фазы понималась ими примерно одинаково, как проявление преимущественно складкообразования.

Наряду с такой трактовкой развивались и другие. Так, еще Л. Кобер, расходясь во мнениях с Г. Штилле, считал возможным выделять фазы не только по угловым несогласиям, но и «по резкому изменению фаций в виде появления свит грубообломочного состава». Наиболее определенно седиментационный фактор использован М.А. Усовым, выделение фаз которым осуществлялось на основе изучения формаций. Соответствующая фаза понималась им как сложный и длительный процесс, состоящий из этапа сжатия Земли, когда образуется складчатость, и этапа ее расширения, сопровождающегося поднятиями и вулканизмом. Усов считал такие фазы всеобщим явлениям, охватывающим всю земную поверхность, но по-разному

проявленные в разной обстановке: складчатость в замыкающихся геосинклиналях и эпейрогенические движения на платформах. Вместо ранее использовавшейся орогенической фазы, он предложил и использовал термин «фаза тектогенеза», как более точно определяющий сущность выделяемой им пульсации.

Пример еще одного толкования рассматриваемого термина содержится в работе Л.У. де Ситтера (1960), орогеническая фаза которого представляет собой тектонический режим и различные деформации, происходившие в определенный интервал геологической истории. Так, его «невадийская орогеническая фаза» представляет собой совокупность тектонических движений юрского периода, а «орегонская фаза» – раннемеловой эпохи и т.д. Средняя продолжительность таких орогенических фаз составляет 50 млн. лет, а их совокупность образует «определенный период эпейрогенического характера продолжительностью около 200 млн. лет».

Эти представления не являются чем-то принципиально новым, так как подобные орогенические фазы примерно соответствуют периодам диастрофизма М.К. Коровина (1941) и тектоническим эпохам или эпохам складкообразования В.Е. Хаина, а его эпейрогенические периоды – эрам последнего или геотектоническим циклам В.В. Белоусова. Следует подчеркнуть, что для зарубежной литературы вообще характерно отсутствие терминологической четкости в этом отношении, где между понятиями фаза, эпоха, период и цикл зачастую не делается принципиальных различий, и которые на русский язык зачастую переводятся как «движения».

Приведенными примерами не исчерпываются главнейшие трактовки тектонических фаз. Так, в свое время Н.С. Шатским и А.Д. Архангельским выделялись «геосинклинальная и платформенная фазы» в развитии земной коры. Аналогичным образом В.Г. Бондарчук (1961) выделял тектонические, геологические и геоморфологические фазы, понимая их как стадии развития складчатых областей. Это отвечает одной из трактовок термина «фаза», которая понималась как стадия; примерно тогда же говорилось о социализме как первой фазе (предполагалось – стадии) коммунизма. Ряд исследователей прослеживал в складчатых системах каледонскую, герцинскую и альпийскую фазы тектонической активности. Соответственно в позднеорогенной позднесарматско-антропогеновой стадии развития Кавказа ряд геологов выделяли несколько самостоятельных фаз (Е.Е. Милановский, 1968). Естественно, что все эти фазы, которые можно отнести к тектоническим, по своей сущности, продолжительности и формам проявления резко отличаются друг от друга.

Еще одним проявлением тектонических фаз можно считать кратковременные активизации вулканно-плутонической деятельности или своеобразные ее импульсы, а также смены типа магматизма, его инверсии, своеобразные омоложения, которые иногда выделяются как тектоно-

магматические или метаморфические фазы. Обобщение результатов определения абсолютного возраста изверженных пород отдельных регионов позволяло обычно обосновывать существование соответствующих статистических максимумов, для которых могла осуществляться межрегиональная корреляция. Так, можно говорить о совпадении ряда таких максимумов по Средней Азии, Казахстану, Уралу, герцинидам Европы, Аппалачам, Кордильерам, Дальнему Востоку. М.М. Рубинштейн (1967), одним из первых систематизировавший такой материал по фанерозою, пришел к выводу об одновременном проявлении в планетарном масштабе фиксируемых магматизмом орогенических фаз. Продолжительность их составляет до 3-5 млн. лет, а разделяющий интервал времени равен в среднем 15-25 млн. лет.

И.А. Загрузина и др. (1981), изучавшие процессы метаморфизма докембрийских пород на Востоке Азии, выявили несколько кульминаций аргонного омоложения с возрастом 430, 330, 250 и 150 млн. лет, которые связывались с крупнейшими структурно-геологическими перестройками на обширных участках земной коры или отдельными тектоническими фазами. В ряде случаев коррелироваться могут не только магматические и метаморфические кульминации, но и смена характера вулканно-плутонической деятельности или время наиболее резкого перераспределения его площадей; мною даже было введено понятие о тектоно-магматическом рубеже (Соловьев, 1980, 1985). Интересно, что с подобными переломными моментами в развитии магматизма, сменами эпох разной тектонической подвижности совпадают эпохи или импульсы кимберлитового вулканизма (Е.Е. Милановский, Б.А. Мальков, 1980).

Наряду с тенденцией объединять частные проявления тектогенеза (фазы) в эпохи, периоды и стадии, существовали попытки выявлять конкретные процессы или движения в самом складкообразовании. Так, Г.П. Леонов (1969) под фазой складкообразования вслед за Н.С. Шатским понимает время, в течение которого проявляются складкообразовательные движения, а под фазой орогенеза – момент поднятия, скачка, приводящего к формированию углового несогласия и резкой качественной перестройки структуры, что близко к трактовке Г. Штилле. Эти фазы не являются аналогичными, так как с орогенезом связывается только постседиментационное складкообразование. Подобным образом другие исследователи в фазе складчатости обособляют конседиментационный и орогенический этапы, протекающие на фоне погружения и поднятия, или выделяются самостоятельные конседиментационные и орогенические фазы.

Необходимо показать еще одно понимание тектонической фазы, также достаточно распространенное. Речь идет о регионально проявленных сменах тектонических режимов, которые находят отражение в изменении на больших площадях и в разных подвижных системах седиментационно-палеогеографических условий. Иногда их выделяют в качестве палеотектонических, седиментационно-палеогеографических и других рубежей

или фаз. Выявляются они в основном по данным формационного анализа и, естественно, отличаются по своей сути от всех других ранее рассмотренных. В отличие от Л. Кобера, М.А. Усова и др., фазой в этом случае следует называть только момент смены региональных тектонических режимов, который может считаться геологически мгновенным. Примером такого случая является изучение и уверенное прослеживание в пределах всей Евразии именно подобных заальской и сихотэалинской тектонических фаз перми (И.Ю. Лапкин, В.О. Соловьев, 1969; В.Н. Андрианов и др., 1974; Соловьев, 1987).

Таким образом, даже сравнительно краткий анализ понимания сущности и терминологии тектонических фаз позволяет устанавливать очень большое количество их типов или названий, которые трактуются как синонимы. Вместе с тем, появились фазы диастрофизма, планетогенеза, тектонической активности, инверсии геотектонического режима, интрузивные, эффузивные и магматические фазы, фазы неотектоники и метаморфизма. Среди деформационных проявлений обособляются фазы шарьирования, надвигообразования, локальных структуроформирующих движений, локального расщепления, фазы куполообразования, разломообразования, трещинообразования и многие другие. Выделяются гипотетичные фазы растяжения и сжатия, погружения и воздымания; горообразовательные фазы отличаются от равнинообразовательных, орогенические от эпейрогенических фаз, а седиментационные от складкообразующих. Процесс терминологического формирования в этой области геотектоники практически ничем не сдерживался и не регламентировался.

Таким образом, с точки зрения сущности термина можно говорить, что тектоническая фаза понимается как: 1) **форма проявления** какого-то тектонического процесса или явления, например, активизация складкообразования, горообразования, магматизма и т.д.; 2) **интервал времени** самой различной продолжительности, определенная эпоха, период, этап или стадия развития, в течение которого имели место однотипные тектонические движения или процессы; 3) **сложный геологический процесс**, например, пульсация Земли по М.А. Усову или формирование осадочной серии по В.П. Казаринову и В.И. Бгатову; 4) **рубеж, переломный момент** в седиментационно-палеогеографическом и структурно-геологическом развитии региона, синонимом которого может быть смена или инверсия тектонических режимов, перестройка, формационное несогласие. При таком положении термин потерял свою индивидуальность и в ряде случаев без особого ущерба мог заменяться другими. Все это привело к потере интереса к нему; многие исследователи вообще избегали его употребления.

Вместе с тем, отказываться от использования тектонической фазы нецелесообразно, так как она характеризует специфические проявления тектогенеза, изучение которых является весьма перспективным. Выходом из терминологической путаницы может быть уточнение его сущности. Название термина фаза переводится с греческого как «**появление**». В связи с этим,

нужно сразу же отказаться от попытки отождествлять его с понятиями о мере времени типа эпоха, этап, стадия, цикл и др. Ближе всего по смыслу термин фаза отвечает рубежу, началу проявления новых тектонических и седиментационно-палеогеографических режимов и обстановок (их инверсий), кратковременных структурно-геологических перестроек. Кроме смыслового соответствия, именно обусловленные тектогенезом рубежи, седиментационно-палеогеографические перестройки, региональные и глобальные формационные несогласия и другие подобные проявления могут наиболее точно датироваться, что очень важно для их межрегиональной корреляции.

Орогенические фазы Г. Штилле выделялись по проявлению только складкообразовательных процессов, и основным методом их выявления было зафиксированное угловое несогласие. Учитывая локальность таких несогласий (они могут наблюдаться по окраинам депрессии, но отсутствовать в осевой ее части), иногда очень большое количество их в отдельных разрезах некоторых систем, что хорошо было показано И. Гиллули и кавказскими геологами, а также невозможность точно датировать данный тектогенез, считать его практически непригодным для межрегиональной корреляции. Именно это было главной причиной неудач в целом очень интересной и продуктивной идеи использования тектонических движений для историко-геологического анализа и межрегиональной корреляции. Допускавшиеся первоначально ошибки или неточности при датировке орогенических фаз впоследствии не только не были исправлены, но, как справедливо отмечал М.Г. Руттен (1972), широкое признание идей Штилле «привело к печальной привычке небрежной датировки тектонических фаз».

Примеры усиления подобных ошибок хорошо известны в нашей литературе, включая различного рода словари. Штилле привязывал большинство своих фаз или угловых несогласий к границам стратиграфических подразделений западноевропейской шкалы, которая базировалась в основном на литолого-формационном принципе. Наши геологи, излагавшие канон, как правило, датировали их применительно к утвердившимся позднее подразделениям единой стратиграфической шкалы. Соответственно судетская фаза проявилась на рубеже динанта и силезия, а не между нижним и средним карбоном, как это принято считать у нас (Геол. словарь, 1973). Соответственно астурийская фаза имела место на границе вестфалского и стефанского отделов, а не между карбоном и пермью, заальская – между верхним и нижним красным лежнем (отеном и саксонием), что не соответствует рубежу нижней и верхней перми и т.д.

Основной целью изучения тектонических фаз следует считать обоснование возможности межрегиональной или глобальной корреляции какой-то формы проявления тектогенеза. Отсюда главной задачей при их изучении становится точная датировка соответствующих тектонических преобразований. В предлагаемой для использования трактовке тектоническая фаза становится границей этапов с разными эндогенными режимами,

разделяющей эпохи различной подвижности, а в ряде случаев и стадий геотектонических циклов. Поэтому разработка хронологии тектонических движений должна начинаться с обоснования возможности точно их датировать, осуществлять межрегиональную корреляцию или даже предполагать глобальную разновозрастность. Ниже приводится краткая характеристика главных подобных фаз фанерозоя, как фигурировавших в схеме Г. Штилле, так и выявленных позднее. Задачей такого обзора должны стать уточнение представлений об их возрасте, а также выбор наиболее обоснованного или привычного термина для использования.

Штирийская тектоническая фаза – одно из основных проявлений альпийского тектогенеза, фигурировавшее в схемах почти всех исследователей. Название дано по Штирийским Альпам. Она проявлена на рубеже среднего и позднего миоцена (иногда уточняется – имеет предсарматский возраст) и может быть датирована значениями 14 ± 2 млн. лет. Фаза начинает собственно альпийский орогенез и может рассматриваться как начало новейшего этапа развития Земли. Кроме интенсивной складчатости в Альпах, Карпатах и на Кавказе, она характеризуется обширными сводовыми воздыманиями во многих регионах Азии и активным эпиплатформенным орогенезом на Тянь-Шане, Памире, восточной окраине Африки, других регионах. Ее возрастным аналогом может быть гималайский орогенез и метаморфизм (фаза), вторая карпатская, алеутская и другие синхронные проявления.

Пиренейская тектоническая фаза также входит в список главных проявлений тектогенеза в схемах Г. Штилле, С. Бубнова и др. Первоначально предполагалось, что она имела место между эоценом и олигоценом; по уточненным позднее представлениям (Ж. Гогель, 1969; Г. Муравски, 1980 и др.), ее следует относить к рубежу среднего и позднего эоцена, лютетского и бартонского веков, и датировать значениями около 40 ± 2 млн. лет. Фаза начинает эпоху активных среднекайнозойских дифференцированных тектонических движений, что позволяло многим исследователям включать ее в альпийский геотектонический цикл. Ее возрастными аналогами может считаться триалетская фаза Кавказа, журавская фаза Скифской плиты, илларийская фаза Центральной Европы, предкузнецовская в Сихотэ-Алине и ряд других менее известных.

Ларамийская фаза относится к числу наименее точно датированных тектонических событий, фиксируемых на границе мела и палеогена. Иногда уточняется, что оно имело место в конце маастрихта и абсолютный возраст его 65 ± 2 млн. лет. Но чаще говорят о ларамийском орогенезе, развивавшемся от начала позднего мела до середины эоцена. Для фазы на рубеже периодов характерно резкое сокращение морских площадей, снижение скоростей осадконакопления в депрессионных структурах, проявление частых седиментационных перерывов. По времени фаза совпадает с одним из главных великих вымираний. Она же знаменует прекращение накопления толщ писчего мела и начало траппового магматизма на плато Декан (Индостан), который

иногда рассматривается как наиболее грандиозный. Возрастными аналогами ларамийской фазы могут быть камчатская, фаза Идзуми в Японии, позднеиеншаньская в Китае.

Средиземноморская тектоническая фаза в схемах Г. Штилле и большинства других исследователей отсутствует. Вместе с тем, ее считают одной из наиболее выразительных в Восточных Альпах и Западных Карпатах, где она проявлена складкообразованием, эпизодичным метаморфизмом с возрастом 90 ± 2 млн. лет, сменой характера осадконакопления. Возраст ее уверенно определяется как туронский, а седиментационные изменения могут рассматриваться как глобальные. В частности, именно с позднего турона начинается накопление на обширных площадях писчего мела, орогенез в Сихотэ-Алине и многие другие переломные события, что позволяло мне относить ее к числу одной из наиболее выразительных структурно-геологических перестроек фанерозоя. Синхронный данной фазе тектогенез именуется иногда как предгозауский (внутригозауский), субгерцинский, эоальпийский, фазы ильседская и санталючийская в Кордильерах, движения поздняя Сакава в Японии.

/Убрать линию!/

Австрийская тектоническая фаза фигурирует в схемах многих исследователей, но сколько-нибудь точная датировка ее отсутствует. Обычно ее относят к рубежу раннего и позднего мела; Г. Штилле говорит о двух ее субфазах. Вероятно, можно говорить о двух самостоятельных фазах, проявленных примерно 100 ± 2 млн. лет назад (позднеавстрийская альбского возраста) и раннеавстрийской с возрастом 117 ± 2 млн. лет. Наиболее выразительным отражением первой из них может быть начало обширной альбской трансгрессии и резкая кратковременная активизация магматизма в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Середина раннего мела знаменует затухание дифференцированного тектогенеза, сокращение масштабов угленакопления в Азии, начало частых трансгрессий и регрессий. Возрастным аналогом позднеавстрийской фазы является хинганская в Китае, каракорумская, мариинская в Кузбассе, складчатость ранняя Сакава в Японии. Раннеавстрийскому тектогенезу может соответствовать манинская фаза в Карпатах, догозауская в Альпах, анадырская на Дальнем Востоке, Кабес-Пойнт в Пуэрто-Рико.

Новокиммерийская (юная киммерийская) тектоническая фаза также выделяется почти всеми исследователями, которая иногда разделяется на три субфазы или самостоятельные фазы. Она проявлена на рубеже мела и юры или в середине титонского века и может определяться значениями 143 ± 2 млн. лет. Знаменует возрастание скоростей осадконакопления в депрессионных

структурах, активизацию орогенного вулканизма в мезозоидах Тихоокеанского пояса, начало интенсивного угленакопления на Дальнем Востоке. Иногда эта фаза сопоставляется с невадийской, андской и колымской фазами (тектогенезом), а также движениями Ога в Японии.

Яйлинская тектоническая фаза в схемах западноевропейских исследователей отсутствует, хотя это также одно из наиболее выразительных проявлений тектогенеза. Название получила по крымским пологим водоразделам, именуемым яйлами. Возраст ее может определяться как середина келловоя (167 ± 2 млн. лет). Иногда ее разделяют на две самостоятельные, проявленные в начале и конце келловоя; однако обоснованных данных для такого разделения нет. Она начинается киммерийский (раннеальпийский, по некоторым представлениям) орогенез и проявлена резкой сменой условий осадконакопления во многих структурах, сокращением его скоростей, началом частых трансгрессий и регрессий, красноцветной седиментации в Юго-Восточной Азии. Резкие изменения тектоно-палеогеографических условий на этом возрастном уровне позволяют трактовать ее как келловейскую структурно-геологическую перестройку. Ее возрастными аналогами могут быть адыгейская, чегемская на Кавказе, агассиская и колумбийская фазы в Канаде, Тэбо-Тайхо в Корее, Хида (Тетори) в Японии.

Донецкая тектоническая фаза отсутствует в схеме Г. Штилле, но позднее была выделена С. Бубновым (1934) именно с таким названием. Предполагается ее проявление на рубеже среднего и позднего лейаса; она имеет несколько условный возраст 195 ± 5 млн. лет. Иногда ее разделяют на первую и вторую донецкую фазы, но достаточных оснований для такого разделения нет. Фаза характеризуется началом активизации прогибаний в ряде депрессий и подвижных областей (Кавказ и др.), которые сменили этап их затуханий с конца триаса-начала юры; местами с этого возрастного уровня начинается угленакопление. Ее возрастными аналогами могут быть тутуясская фаза в Сибири, атласская, далнапская, Сакатекас в Мексике, Хида (Тетори) в Японии, Ыйчжоу в Корее.

Лабинская тектоническая фаза также заимствована из схемы С. Бубнова (1934). Название она получила по реке Лаба на Кавказе. Проявлена на рубеже среднего и позднего триаса (иногда уточняется – в конце ладинского века или начале карнийского); абсолютная датировка принимается как 220 ± 5 млн. лет. Знаменует начало формирования наложенных депрессий, преимущественно сероцветной седиментации во многих регионах Евразии, сменившей обширное накопление красноцветов, местами незначительного по масштабам угленакопления, активизации дифференцированных тектонических движений.

Сихотэалинская тектоническая фаза обоснована как новая и самостоятельная сравнительно недавно (Лапкин, Соловьев, 1969). Проявлена она в конце перми, вероятно на рубеже казанского и татарского веков или в середине (первой половине) последнего. Подчеркивается, что она моложе

пфальцской фазы, фигурирующей во всех типовых схемах тектогенеза и предполагаемой на границе перми и триаса. Тектонотипом фазы послужило формационное и угловое несогласие, установленное в Юго-Западном Приморье (А.И. Бураго, Соловьев, 1965), где ее выделение хорошо обосновано палеонтологическим материалом. Уверенно прослеживается во всех основных регионах Евразии, что позволяет трактовать ее как позднепермскую структурно-геологическую перестройку. Абсолютная датировка может приниматься как 247 ± 2 млн. лет.

Заальская тектоническая фаза фигурирует практически во всех схемах, и разногласия могут возникать лишь по ее датировке. Г. Штилле помещал ее между нижним и верхним красным лежнем (отеном и саксонием); у С. Бубнова она проявлена между ранней и средней пермью. Поскольку в стандартной и отечественной шкале пермь делилась лишь на два отдела, данную фазу располагали на рубеже ранней и поздней перми, что следует считать ошибкой. Уточнение возраста позволило отнести ее проявление ко второй половине артинского-началу кунгурского веков и определять значениями 273 ± 5 млн. лет. Данный тектогенез фиксируется практически во всех регионах Евразии и других материков и проявлен резким возрастанием скоростей осадконакопления в депрессионных структурах, началом нового активного угленакопления в бассейнах Азии, местами накоплением соленосных отложений по окраинам Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ. В герцинидах и подверженных орогенезу областях (Средняя Азия, Кавказ, Приморье, Центральный Казахстан, Урал, Англия) на этом возрастном уровне устанавливается статистический максимум гранитоидного магматизма.

Астурийская тектоническая фаза приводится в построениях почти всех исследователей. Первоначально Г. Штилле и С. Бубнов предполагали ее проявление между вестфалом и стефаном, что примерно отвечает рубежу среднего и позднего карбона стандартной стратиграфической шкалы, а также дисмойнскому и миссурийскому ярусам пенсильвания Северной Америки и значению 300 ± 5 млн. лет. Ее литологическим отражением следует считать прекращение угленакопления и начало красной седиментации в бассейнах Европы, резкое уменьшение темпов прогибания, а также сокращение морских площадей и четко проявляемый статистический максимум гранитоидного магматизма в герцинидах. Возрастным аналогом данной фазы можно считать куньминьскую фазу Китая, движения Сетамай в Японии и арбукльскую фазу Северной Америки.

Судетская тектоническая фаза также фигурирует во всех схемах, проявлена между динантом и силезием западноевропейской стратиграфической шкалы и считается главной начальной фазой герцинского орогенеза. Название дано по Судетам, где выделен ее тектонотип. Выражена складкообразованием, резкой сменой условий осадконакопления и началом активного гранитоидного магматизма в Центральной Европе, на Кавказе, Урале, что позволяет уверенно датировать ее значениями 325 ± 2 млн. лет. Самой важной особенностью данной

фазы следует считать резкую смену литологического состава разрезов, формационное несогласие, фиксируемое практически во всех регионах Евразии и на других материках, что позволяет трактовать ее как визейскую структурно-геологическую перестройку. Наиболее точная датировка формационного несогласия произведена на Донбассе, в Западной Европе, Северной Америке, Верхоянье, что позволяет относить проявление тектогенеза к позднему визе, границе веневского и михайловского времени (горизонтов). В Центральной Европе эта фаза выделяется иногда как силезско-донбасская, в Алтае-Саянской области как кондомская, на Дальнем Востоке как преднеруинский тектогенез, в Японии как движения (складчатость) Сидзу.

Бретонская тектоническая фаза предполагалась Г. Штилле и другими исследователями на границе девона и карбона. С. Бубнов (1934) разделял ее на три самостоятельные субфазы, проявленные в течение этрена-турне. Она условно может быть датирована значениями 350 ± 5 млн. лет; седиментационно-палеогеографическим проявлением ее можно считать затухание дифференцированных тектонических движений, начало великой визейской трансгрессии и накопление однотипных морских отложений во многих подвижных областях (например, в Донбассе, Аппалачах, Верхоянье). В Японии предположительно синхронные движения имеют название Тасиро-Ясики.

Тельбесская тектоническая фаза отсутствует в построениях западноевропейских исследователей, но фаза и цикл с таким названием есть в схеме М.А. Усова (1936). Она размещается в середине среднего девона и может определяться значениями 375 ± 5 млн. лет. В схеме Г. Муравски (1980) на этом возрастном уровне фаз нет, но есть рёйсская и оркадская фазы, разграничивающие средний девон. Этот среднедевонский тектогенез проявлен активизацией дифференцированных тектонических движений, сменой условий осадконакопления, а также началом обширного рифтогенеза в Евразии. Условным возрастным аналогом фазы могут быть движения Кесен в Японии и табберабберанские в Австралии.

Эрийская тектоническая фаза фигурирует в схемах почти всех исследователей и предполагается на границе силура и девона или может быть более молодой (между даунтоном и зигеном, по С. Бубнову). Это позволяет условно датировать ее значениями 400 ± 5 млн. лет. Ее возрастным аналогом может считаться арденская фаза, которая часто рассматривается как самостоятельная. Иногда рассматривается как главная складчатость позднекаледонского орогенеза или как его начало. Достаточно уверенно прослеживаются литологические изменения на границе силурийской и девонской систем, что позволяет рассматривать данную фазу как еще одну структурно-геологическую перестройку.

Таконская тектоническая фаза также показана в схемах разных исследователей, однако по установлению ее возраста существуют большие разногласия. Она помещена на границе нижнего и верхнего силура у Г.

Штилле, в готландский отдел у С. Бубнова, между силуром и ордовиком у Г. Муравски, считается как среднеордовикская у Г. Рида и Дж. Уотсона (1981). Наиболее резкое изменение литологического состава разреза фиксируется на границе лландоверского (лландейлского) и лланвирнского ярусов среднего ордовика, которые и следует считать проявлением этой фазы. Ее же следует считать как начинающей раннекаледонский орогенез. Большая информация существует по проявлению метаморфизма и гранитоидного магматизма в Аппалачах, где выделяется большое количество значений их возраста; чаще всего устанавливается максимум значений с возрастом 480 ± 5 млн. лет, который и целесообразно отнести к данному тектогенезу. Возрастным аналогом данной тектонической фазы можно считать грампианскую фазу.

Салаирская тектоническая фаза проявлена предположительно в конце раннего кембрия. Ее нет в схеме Г. Штилле, а у С. Бубнова одновозрастный тектогенез назван испанскими движениями. Вместе с тем, у М.А. Усова (1936) выделяется салаирский цикл тектогенеза, охватывающий почти весь кембрий. К середине кембрийского периода относит эту фазу Г. Муравски. Наиболее резкие литологические изменения в разрезах фиксируются на границе нижнего и среднего кембрия, а отчетливый статистический максимум магматизма или его инверсия имеет возраст 550 млн. лет. Именно такую датировку для фазы дает Г.П. Леонов (1985, с.7). Седиментационно-палеогеографические изменения на этом возрастном уровне позволяют трактовать их как еще одну структурно-геологическую перестройку.

Охарактеризованными фазами не исчерпывается проявления подобного тектогенеза в фанерозое. Так, только в новейшей истории (поздний миоцен-антропоген) у Г. Муравски выделяются аттическая, роданская, валахская и пасаденская фазы. Два с половиной десятка выделяет их М.А. Усов для раннего палеозоя (кембрий-силур). Существует большое количество других тектонических фаз в различных регионах, корреляция которых с приведенными выше в ряде случаев весьма затруднительна или даже невозможна; среди них могут существовать какие-то новые аналогичные глобальные проявления.

Необходимо отметить многообразие локальных и региональных форм данного тектогенеза, что и становилось причиной обилия соответствующей терминологии. Среди них складкообразование, перерывы в осадконакоплении, трансгрессивно-регрессивные процессы, тектоно-магматическая активизация и др. Недостатком их следует считать невозможность точной датировки таких проявлений, что затрудняет межрегиональную корреляцию и обоснование глобального характера. Более удобной для разработки хронологии тектонических фаз является прослеживание региональных литологических изменений в разрезах, различного рода формационные несогласия, седиментационно-палеогеографические рубежи, другие инверсии режимов. К числу наиболее важных для историко-геологического анализа необходимо относить те фазы, что именуются структурно-геологическими перестройками и которые самостоятельно будут рассмотрены в следующем разделе.

Весьма важным для понимания сущности тектонических фаз является определение интервала времени, в течение которого они развиваются. Процессы их формирования укладываются в 1-3, возможно до 5-8 млн. лет, о чем свидетельствует факт проявления их в течение туронского, келловейского веков, позднего визе. Это позволяет считать их геологически мгновенными. Данное положение подтверждается изучением статистических максимумов магматизма, которые также совпадают с такими величинами.

Однозначно обосновывать геологическую природу тектонических фаз пока не представляется возможным. Отдельные их проявления, названные структурно-геологическими перестройками, обусловлены сменой режимов, а иногда и направления непрерывно перемещающихся литосферных плит, но что вызывает такое кратковременное явление – пока нет хороших объяснений. То же относится к региональным сменам тектонических режимов, активизации или затуханию темпов прогибаний, вызывающим своеобразные пульсации Земли. Очень интересной, в связи с попыткой расшифровать сущность тектонической фазы, является возможность обосновывать строгий ритм таких повторений, происходящих через 75-80 (в среднем через 78) и 26 млн. лет. Этот вопрос самостоятельно будет рассматриваться позднее.

2.2. Структурно-геологические перестройки

Представления о геологических революциях, «великих обновлениях» и планетарных рубежах характерны для изучения докембрия. Значительно реже делаются попытки устанавливать подобное явление для фанерозоя, хотя именно в этот интервал геологической истории есть возможность точно их датировать, достоверно проследить проявление в пространстве и во времени и понять геологическую сущность. Наиболее интересны для таких исследований кратковременные структурно-геологические перестройки, которые частично упоминались при рассмотрении тектонических фаз. Они проявлены на больших площадях, фиксируются в самых разнородных структурах, находят отражение в региональных сменах условий осадконакопления, типа магматизма, крупных палеогеографических перераспределениях. Подобные перестройки являются естественными границами региональных и глобальных историко-геологических этапов, орогенных и геосинклинальных стадий, составными частями геотектонических циклов, а также наиболее выразительными тектоническими фазами. Это явление не получило еще детального описания, общего признания и всестороннего объяснения.

Для различных регионов и разных по своей природе подвижных систем известны случаи длительной однотипной седиментации, магматизма и общего структурного плана развития, выдерживающихся в течение десятков миллионов лет. Примерами такого случая может быть формирование

верхоянского и гондванского комплексов, карбонатного верхнего мезозоя в северо-западной части Средиземноморского пояса, угленосного верхнего палеозоя в Лавразии, позднепалеозойского орогенного магматизма в областях Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов. Подобное унаследованное развитие периодически подвергается кратковременным инверсиям режимов, перестройкам, перераспределениям эндогенных и седиментационно-палеогеографических режимов. Причем, как правило, все эти преобразования, проявленные формационными сменами, не только совпадают по времени, но и обнаруживают отчетливую глобальную сопряженность.

К числу главных и наиболее детально изученных перестроек фанерозоя должны быть отнесены те, что произошли в позднем визе, поздней перми (вероятно, в первой половине татарского века), в келловее, туроне, миоцене. Их также можно предполагать в конце силура, середине ордовика (условно между лланвирнским и лландейльским веками), в конце раннего кембрия, в середине венда. Частично они характеризовались при рассмотрении соответствующих тектонических фаз. Здесь не будет повторяться этот материал, а лишь сделаны новые акценты.

Наиболее детально изученной и самой выразительной может считаться **визейская** (точнее поздневизейская) структурно-геологическая перестройка. Классическим примером ее проявления могут считаться преобразования, начавшие формирование верхоянского терригенного комплекса на Северо-Востоке. Достаточно резкие литологические изменения могут встречаться в разных зонах Верхояно-Чукотской области на разных возрастных уровнях. Так, в Южном Верхоянье появление или даже преобладание обломочных пород фиксируется уже в низах визе, а в отдельных районах Приколымского поднятия оно отмечается в среднем карбоне и даже выше. Однако синхронная граница наиболее существенных литологических изменений может быть проведена лишь между неруинским и магарским горизонтами верхнего визе. Такого же типа изменения устанавливаются между зонами (свитами) А и В, или донецким и грабовским горизонтами в Донбассе, каменноугольным известняком и сланцами Боулэнд в бассейнах Южной Англии, известняками Мерамек и сланцами Честер в Северной Америке.

Синхронная, но противоположная по своему литологическому характеру граница фиксируется в структурах Юго-Восточной Азии, где терригенный средний палеозой сменяется карбонатным верхним палеозоем. В Японии это граница между сериями Одайра и известняками Онимару; однотипные изменения в Южном Китае и Индокитае не могут быть датированы с той же точностью и не имеют единого унифицированного наименования. В Средней Сибири карбонатный средний палеозой сменяется терригенным угленосным верхним палеозоем, а в депрессионных структурах Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов выше геосинклинальных комплексов среднего палеозоя залегает континентальный терригенный верхний палеозой орогенного типа. Седиментационно-палеогеографические изменения в областях названных

поясов сопровождаются активным орогенным магматизмом. Аналогичное явление имеет место в прогибах Африки и Восточной Австралии (Кару, Тиндуф, Тимимун, Карнарвон и др.). Анализ характера данных изменений показывают, что начало орогенеза в одних тектонических системах совпадает с прогибаниями миогеосинклинального типа в других (Донбасс, Верхоянье) или поступлением в эти структуры продуктов разрушения воздымающихся площадей.

Рассмотренную перестройку вовсе не следует понимать как одноактные изменения после длительного однотипного развития. Местами достаточно резко проявлены складкообразование и смена условий осадконакопления в середине турне (чаткальская фаза). В среднем визе известна трансгрессия, охватившая большие площади, а в первой половине серпуховского века – глобальная регрессия, выраженная седиментационными перерывами, появлением более грубых отложений. Однако в этом комплексе раннекарбоновых изменений особое место занимают именно поздневизейские смены, приуроченные к границе веневского и михайловского времени. Кроме седиментационно-палеогеографических преобразований следует подчеркнуть идеальное совпадение начала гранитоидного магматизма на Урале, Кавказе, отдельных системах Европы и Северной Америки, которые определяются значениями 325 ± 2 млн. лет.

Сходное проявление характерно для **позднепермской** структурно-геологической перестройки, которая отвечает времени проявления сихотэалинской фазы. В отличие от поздневизейских преобразований, данные позднепермские развивались в иных историко-геологических и структурных условиях. Поздний палеозой был временем существования единого материка Пангея, поэтому структуры геосинклинального типа в это время занимали незначительные площади. И соответственно режимы орогенного типа в раннем мезозое имели лишь локальное проявление. Вместе с тем, этот позднепермский тектогенез начал расколы Пангеи, что нашло отражение в формировании субмеридиональной и северо-западной систем рифтов. Первая из них размещается в осевой части Западно-Сибирской впадины и далее протягивается к восточной окраине Африки. Ее формирование сопровождалось грандиозными излияниями базальтовых лав на севере Евразии (сибирские траппы); на юге одно из продолжений рифтов можно предполагать в Мозамбикском проливе. Вероятно, данный рифтогенез начал формирование Индийского океана. В пределах Западной Сибири расколы не вышли из стадии рифтов, поэтому В.В. Белоусов образно назвал эту структуру «несостоявшимся океаном».

Северо-западная система рифтов размещалась в пределах Средиземноморского подвижного пояса; ее формирование обусловило начало устойчивого существования здесь морских бассейнов (океана Тетис). Вдоль восточной окраины Азии позднепермские преобразования обусловили начало формирования индосинид либо зон ранней консолидации в Сихотэ-Алине и Верхояно-Чукотской области. Следует подчеркнуть принципиальное отличие

сихотэалинской фазы, фиксирующей позднепермский тектогенез, от заальской и лабинской, которые проявлены резкой активизацией прогибаний в уже существующих депрессиях, но не фиксируют сколько-нибудь значительного изменения структурного плана развития. Таким образом, именно позднепермская перестройка подготовила нынешний план размещения литосферных плит и строения материков.

Келловейская структурно-геологическая перестройка продолжила формирование ранее наметившегося плана развития структур Земли. Она может рассматриваться как начало образования и устойчивого разрастания (раскрытия) так называемых молодых океанов – северной части Атлантического, Северного Ледовитого и Индийского. В отдельных зонах Средиземноморского пояса и более широко в Тихоокеанском поясе келловейский тектогенез обусловил формирование мезозойских складчатых сооружений, получивших название киммерид в Средиземноморье (Горный Крым), невадид в Кордильерах Северной Америки, памирских на Памире, иеньшаньских (яньшаньских) в Китае и Японии и верхоянских на Северо-Востоке. Данная перестройка обусловила также резкие изменения условий осадконакопления – начало устойчивых прогибаний и терригенной седиментации в Западной Сибири, обширного накопления красноцветов в Юго-Восточной Азии, формирования орогенных комплексов на платформах и в молодых складчатых сооружениях мезозойского возраста. Келловейский возраст, как уже отмечалось ранее, имеет складчатость, проявленная в самых различных регионах (яйлинская тектоническая фаза и ее возрастные аналоги).

Туронская структурно-геологическая перестройка, отвечающая времени проявления средиземноморской тектонической фазы, знаменовала начало развития океанического бассейна в Южной Атлантике, а также формирования складчатых сооружений в Тихоокеанском поясе. Классическим его примером может быть Сихотэ-Алиньская складчатая область, где эта инверсия режимов точно датирована. Она же начинает ларамийскую складчатость Кордильер. Наиболее точная датировка и резкая литологическая смена (формационное несогласие) устанавливается в Днепровско-Донецкой впадине, где данный тектогенез начинается формирование толщи писчего мела, других карбонатных комплексов в сооружениях Средиземноморского пояса и на прилежащих платформенных областях.

Миоценовая структурно-геологическая перестройка, совпадающая со штирийской тектонической фазой, имела место сравнительно недавно (10-15 млн. лет назад). Поэтому характер данных преобразований в полную меру пока не может быть оценен и расшифрован. Она имеет существенные отличия от других мезозойских перестроек и чем-то напоминает позднепермские. К данному возрастному уровню может быть отнесена окончательная ликвидация океана Тетис и начало проявления альпийского орогенеза. Причем, в воздымания вовлекаются и области более древней консолидации (Тянь-Шань, Памир и др.), что позволило обосновать существование эпиплатформенного

горообразования. Орогенный магматизм в азиатской части Тихоокеанского пояса сменяется обширными наземными излияниями базальтовых лав. Однако в отличие от локально концентрированного пермско-триасового и мел-палеогенового, данный вулканизм рассеян практически по всей Восточной Азии. С данной перестройкой можно связывать начало формирования островных дуг, которые являются своеобразными аналогами современных геосинклиналей. А также рифтогенез в Центральной Европе и вдоль восточной окраины Африки, о чем речь будет идти позднее.

Более древние раннепалеозойские перестройки пока не могут быть охарактеризованы и обоснованы столь же детально. Результатом пограничных **силурийско-девонских** преобразований на рубеже этих периодов (эрийская-арденская фаза) стало закрытие Северной Атлантики, ликвидация океана Япетус. Это нашло отражение в формировании здесь каледонских складчатых сооружений или поздних каледонид, а на больших прилежащих платформенных площадях – красноцветов, получивших название древнего красного песчаника (Old red stone). Данное историко-геологическое явление оказало важное воздействие на развитие органического мира, обусловив выход на земную поверхность растений и животных. Формирование подвижных областей перемещается с этого времени в пределы Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов. А обширная в раннем палеозое карбонатная седиментация сместилась на восток Азии (Сибирская платформа и др.).

Кембрийская структурно-геологическая перестройка, одним из проявлений которой может быть салаирская тектоническая фаза, начинающая салаирский орогенез, намечалась еще в построениях М.А. Усова (1936), М.К. Коровина (1941), В.В. Белоусова (1948) и др. Более полно в качестве тектонической фазы для Алтае-Саянской области она была выделена впоследствии (М.Ф. Романенко, 1967; В.С. Сурков и др., 1971). В исследованиях В.М. Цейслера (1987) для ее обоснования и датировки был использован формационный метод, который показал важную роль данного тектогенеза, не уступающего байкальскому и каледонскому орогенезу, четкое литологическое выражение и магматический контроль. Для данной перестройки также является характерными противоположные по своему характеру седиментационные изменения: появление молассового комплекса в салаиридах и, наоборот, смена обломочных отложений карбонатным средним кембрием-силуром на юге Скалистых гор (Энциклопедия, 1980, с.286).

Структурно-геологические перестройки, аналогичные таковым в фанерозое, могли проявляться и в докембрии. Одним из ее примеров может быть великое обновление по Г.Штилле, имевшее место между ранним и поздним протерозоем и датированное значениями 1,65 млрд. лет. Он считал его рубежом между протогеом и неогеем и называл поворотным этапом (моментом) в истории Земли. После длительного гранитоидного магматизма, фиксировавшего оформление материка Пангея-1, тогда начался активный базальтоидный вулканизм и формирование новых подвижных систем,

закладывавшихся в ином структурном плане. Некоторые исследователи отмечали, что данная перестройка подобна той, что имела место в конце перми.

Рассмотренные перестройки необходимо отличать от иных типов резких и кратковременных изменений, которые ранее назывались тектоническими фазами. Так, в конце среднего триаса, ранней перми и середине девона имела место активизация прогибаний и осадконакопления во многих седиментационных бассейнах, но литологический состав формирующихся толщ был близким. Кроме того, структурно-палеогеографический план в эти моменты не менялся. В процессе же перестройки происходила не просто резкая смена состава накаплиющихся отложений (формационное несогласие), но и резко проявленное **площадное перераспределение** однотипной седиментации. Можно утверждать, что обычно они отвечают границам однородных режимов, которые определяются как геосинклинальные, орогенные, платформенные. Данные преобразования следует также отличать от кратковременных тектономагматических кульминаций, седиментационных перерывов, активизации складкообразования, трансгрессий и регрессий. То-есть, всех тех проявлений, что характерны для обычных тектонических фаз.

Есть еще одна особенность структурно-геологических перестроек. Многие из них характеризуются региональной или даже глобальной сменой типа магматизма. Например, визейская перестройка, начинающая герцинский орогенез, проявлена обширными наземными излияниями преимущественно кислых лав и внедрением гранитоидов в самых различных областях Средиземноморского и Урало-Монгольского складчатых поясов. Сменившие данный сиалический орогенный магматизм наземные излияния базальтоидных лав, которые известны в герцинидах Европы, Северного Урала и многих других регионах, знаменуют еще одну подобную инверсию эндогенных режимов. Такой вулканизм Г. Штилле в свое время называл финальным, завершающим процесс формирования складчатого сооружения. Но такие вулканы часто распространены вдали от герцинид, например, на Таймыре или в пределах Сибирской платформы. То же можно сказать и о новейших базальтоидных излияниях, которые не только завершают орогенез в Сихотэ-Алине, но и фиксируются во многих платформенных регионах Восточной Азии. Подобные региональные инверсии тектонических режимов, фиксируемые сменой типа магматизма, в свое время описывались мною как **тектоно-магматические рубежи** (Соловьев, 1985, 1990 и др.).

Необходимо подчеркнуть еще одну особенность структурно-геологических перестроек, о которой я уже говорил. Формирующие их смены тектонических режимов, повторяющиеся через 75-80 млн. лет, образуют отчетливо проявленный ритм – повторение через строго определенное время. Такое явление, учитывая обоснованность данной ритмичности, позволяет уточнять датировку многих из них. А также, исходя из этого, искать не глубинные, эндогенные, а космические объяснения причины их проявления.

2.3. Эпохи различной тектонической подвижности

Изучение скоростей осадконакопления и вещественного состава пород в длительно формирующихся депрессиях, характера развития вулканизма, соотношения морских и континентальных площадей, частоты размещения в стратиграфическом разрезе различного рода перерывов и несогласий, других структурных и историко-геологических характеристик позволяет выделять интервалы времени, которые могут быть названы **эпохами различной тектонической подвижности**. Это явление нельзя считать чем-то новым, ранее неизвестным. Уже само выделение Г. Штилле тектонических фаз, которые он называл также тектоническими эпохами, чередующимися с периодами относительного покоя, подразумевало подобную неравномерность проявления тектогенеза во времени. Позднее аналогичные эпохи более детально изучали М.А. Усов, В.Е. Хаин, А.А. Пронин, В.П. Казаринов, В.И. Бгатов, Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский и др., выявляя в них определенные своеобразия.

Существование эпох различной тектонической подвижности наиболее уверенно можно выявлять при анализе литологического состава частных стратиграфических разрезов. Так, уже М.А. Усовым выделение подобных эпох производилось главным образом на основе изучения формаций, о чем уже говорилось ранее. Он называл такие эпохи фазами. Интересные для решения данного вопроса данные были получены в свое время Б.И. Бгатовым и В.П. Казариновым (1965), проанализировавшими терригенные разрезы Западной Сибири и других регионов. Они устанавливали различную орогеническую активность времени их формирования, которая фиксировалась разной степенью выветренности терригенных компонентов разреза, различным коэффициентом их мономинеральности. Выделенные по таким признакам осадочные серии – от минимальной для данного района активности до следующего ее минимума, разграниченные максимумом, – прослеживались на больших территориях, что позволяло предполагать им глобальное проявление формирующего их тектогенеза.

А.А. Пронин (1981), длительно изучавший различного рода перерывы и несогласия фанерозоя в глобальном масштабе, пришел к выводу, что располагаются они в стратиграфическом разрезе не беспорядочно, а образуют эпохи резкого их сгущения, чередующиеся с эпохами затухания данного тектогенеза. Продолжительность этих эпох по его данным была от 10-20 до 30-40 млн. лет, составляя в среднем 25 млн. лет. Уже позднее Б.А. Онищенко показал, что палеогеновые перерывы в осадконакоплении на Скифской плите приурочены приблизительно к тем же стратиграфическим уровням, что и в океанических впадинах. Все это давало основание предполагать глобальный характер таких тектонических движений или природных процессов, обуславливающих их проявление.

Еще одна попытка обоснования подобных эпох производилась мною путем изучения мощностей и скоростей осадконакопления в главнейших депрессионных структурах Евразии в течение позднего палеозоя-раннего мезозоя (Соловьев и др., 1987, 1988). Для такого анализа использовались наиболее полные и детально изученные разрезы Верхоянья, Приморья, Таймыра, Кузбасса, Памира, Донбасса, Кавказа и многих других регионов и структур. Мощности и скорости осадконакопления, рассчитанные для отдельных тектонических эпох, позволили сделать вывод, что предполагаемые на этом основании темпы прогибания и поступления обломочного и другого материала изменяются для каждой из них примерно в 1,5 раза.

В.Е. Хаин (1971, 1973 и др.), наиболее полно изучавший и обобщавший материалы по региональной и исторической геотектонике мира, в своих представлениях формулирует некие компромиссные схемы глобального развития тектогенеза. Он выделяет тектонические эпохи, или эпохи складкообразования длительностью в 10-20 млн. лет, которые примерно отвечают орогеническим фазам-эпохам Г. Штилле, и разделяющие их интервалы относительно спокойного тектонического развития в 30-40 млн. лет. А в отдельных областях такие эпохи могут продолжаться 60-80 млн. лет, так как далеко не каждая тектоническая эпоха проявляется в каждом складчатом сооружении. Эти построения, хотя и не совпадают с предлагаемой здесь трактовкой, но определенное сходство взглядов можно фиксировать. В частности, говорить о чередовании эпох различной тектонической подвижности и существовании каких-то более продолжительных интервалов тектонического развития, достигающих или составляющих 80 млн. лет. Об этом речь будет идти при рассмотрении геотектонических циклов.

Трактовка геологической природы подобных эпох различной тектонической подвижности (активности, активизации и затухания тектогенеза) сводилась обычно к предположениям о возможности своеобразной пульсации Земли, существовании в ее истории интервалов времени преобладающего сжатия и растяжения. Такая точка зрения развивалась как в 30-40-е годы, так и позднее (В.П. Казаринов, 1979; Е.Е. Милановский, 1978 и др.). Мои исследования в данной области позволяли говорить, что имеет место чередование эпох преобладающих сводовых воздыманий и эпох активизации дифференцированных тектонических движений (Соловьев, 1988, 1992 и др.). Может быть, это и есть отражение той пульсации, которую подразумевают сторонники этой точки зрения. Самое интересное, что продолжительность подобных эпох по представлениям разных исследователей была очень близкой, равной примерно 25 млн. лет.

Общая схема проявления подобных эпох различной тектонической подвижности для наиболее детально изученной части фанерозоя приведена ниже (в таблице 1).

Эпохи различной тектонической подвижности в фанерозе

Наименование и возраст эпох (млн. лет)		Тектоническая, магматическая, седиментационно-палеогеографическая характеристика
Раннедевонская (ранний девон-эйфель, 400-375)		Обширные воздымания, сокращение морских площадей, накопление красноцветов (олдред и др.)
Позднедевонская (эйфель-фамен, 375-350)	<p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p>	Активные геосинклинальные, орогенные и рифтовые процессы, разнообразный магматизм, местами разрастание морских площадей, интенсивный галогенез
Динантская (турне-визейская, 350-325)		Талассократические режимы («великая визейская трансгрессия»), затухание дифференцированных тектонических движений, магматизм на платформах
Среднекаменноугольная (серпухов-средний карбон, 325-300)	<p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p>	Начало орогенного развития Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов, обширное угленакопление (Аппалачи, Средиземноморский пояс, Донбасс, Ц. Казахстан), начало оледенения Гондваны
Стефан-отентская (поздний карбон-артин, 300-275)		Сокращение морских площадей, затухание орогенного магматизма, появление красноцветов, обширное оледенение Гондваны
Среднепермская (поздний артин-казань, 275-250)	<p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p> <p>IIIIII</p>	Возрастание скоростей седиментации в депрессиях, активное угленакопление, местами галогенез, интенсивный орогенный магматизм в герцинидах и обширные геосинклинальные процессы на Востоке Азии

Татарско-среднетриасовая (250-225)		Сокращение морских площадей, разрастание красноцветов, активный вулканизм на Сибирской платформе
Позднетриасовая (поздний ладин-норий, 225-200)	IIIIII IIIIII IIIIII	Возрастание скоростей седиментации, формирование наложенных депрессий, начало сероцветного осадконакопления
Раннеюрская (рэт-лейас, 200-185)		Сокращение седиментационных площадей, базитовый вулканизм на платформах Африки и Австралии
Среднеюрская (тоар-ранний келловей, 185-165)	IIIIII IIIIII IIIIII IIIIII	Активизация геосинклинальных процессов в Средиземноморском поясе, обширное угленакопление
Позднеюрская (средний келловей-валанжин, 165-140)		Сокращение скоростей седиментации, частые трансгрессии и регрессии, красноцветная седиментация в ЮВ Азии
Раннемеловая (готерив-ранний альб, 140-115)	IIIIII IIIIII IIIIII IIIIII	Возрастание скоростей седиментации, активизация оргенного магматизма, интенсивное угленакопление на ДВК
Среднемеловая (поздний альб-ранний турон, 115-90)		Частые трансгрессии и регрессии, тектоно-магматическая кульминация в середине альба (100 млн. лет)
Позднемеловая (поздний турон-ранний маастрихт, 90-65)	IIIIII IIIIII IIIIII IIIIII	Разрастание морских площадей, активные орогенные и геосинклинальные процессы, флишенакопление и обширная карбонатная седиментация
Раннекайнозойская (поздний маастрихт-средний эоцен, 65-40)		Сокращение морских площадей, снижение скоростей осадконакопления, частые седиментационные перерывы,

		трапповый магматизм Декана
Среднекайнозойская (поздний эоцен-средний миоцен, 40-13)	ШШШ ШШШ ШШШ ШШШ	Возрастание скоростей седиментации, активный островодужный и орогенный вулканизм, обширное угленакопление
Позднекайнозойская (современная, 13-0)		Сводовые воздымания, рассеянный базитовый вулканизм на материковых площадях, рифтогенез в Африке

Примечание: заштрихованы эпохи активизации дифференцированных тектонических движений.

Приведенная в таблице самая краткая характеристика эпох различной тектонической подвижности позволяет устанавливать отчетливое чередование примерно равновеликих интервалов времени с разным типом эндогенных режимов в подвижных областях для всего фанерозоя. Естественными границами таких эпох являются тектонические фазы в предложенной ранее трактовке. Необходимо подчеркнуть обычно достаточно высокую степень точности их датировки, что позволяет, при необходимости, проверить обоснованность этой схемы на примере любой подвижной тектонической системы или седиментационного бассейна.

Эпохи **повышенной тектонической подвижности**, или активизации дифференцированных тектонических движений характеризуются возрастанием средних скоростей прогибания и осадконакопления в большинстве депрессионных структур, активизацией воздыманий и горообразовательных процессов в областях сноса, формированием наложенных прогибов и впадин в те или иные интервалы времени. В отдельные из таких эпох может развиваться наиболее интенсивный магматизм орогенного типа, обширный гранитоидный плутонизм и липарит-андезитовый вулканизм (формации порфировая, островодужная и др.). Одновременно с этим, в других тектонических системах могут формироваться мощные эвгеосинклинальные комплексы. Для таких эпох характерно накопление наиболее мощных соленосных комплексов (среднедевонский в ДДВ, среднепермский в Европе, Северной Америке и Прикаспии, возможно среднеюрский в Мексиканском заливе), а также самое

интенсивное угленакопление. Примерами последнего случая является угленосность среднего карбона, середины перми, средней юры, раннего мела, среднего кайнозоя. Дополним характеристику отдельных таких эпох.

Среднекаменноугольная тектоническая эпоха, совпавшая с оформлением Гондваны, знаменовала начало герцинского орогенеза. Это было время наиболее активного угленакопления, когда сформировалось около 30 % мировых запасов углей, приуроченных к бассейнам Центрального Казахстана, Донбасса, Западной Европы, Аппалачей. Еще одной ее особенностью стало начало обширной терригенной седиментации во многих других регионах, не примыкающих непосредственно к герцинидам. Интересно, что начало накопления преимущественно обломочных пород в Верхоянье, Донбассе, бассейнах Европы и Северной Америки идеально совпадают по времени. В наиболее детально изученных и датированных разрезах оно отвечает границе веневского и михайловского горизонтов верхнего визе, что позволяет очень точно датировать начало тектонической эпохи (325 млн. лет). Оно же хорошо подтверждается одновременным началом орогенного магматизма в структурах Урала, Кавказа, герцинид Европы. Именно резкие изменения вещественного состава в конце визейского века были причиной того, что первоначальная двучленная схема каменноугольной системы в Европе включала динант и силезий, а в Северной Америке – миссисипий и пенсильваний.

В числе наиболее выразительных следует считать и среднепермскую тектоническую эпоху, определяемую возрастными границами поздний артин-казань. Датировка ее, устанавливаемая значениями 275-250 млн. лет, хорошо подтверждается данными магматической активизации в самых различных регионах. Это время активного угленакопления, второго статистического его максимума, когда формируются основные запасы углей Печорского, Таймырского, Тунгусского, Кузнецкого, Индостанского, Австралийского бассейнов, возможно Северного и Южного Китая, составляющие около 27 % мировых. В аридных областях в тот же этап проявлен, вероятно, максимальный за всю историю галогенез (Приуралье, Прикаспийская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина). Такая разновозрастность и пространственная сближенность гумидных и аридных климатов могла быть следствием дифференциации рельефов, а также активизацией соляного диапиризма и, как следствие, проявления галогенеза в отдельных бассейнах.

В преимущественно карбонатных верхнепалеозойских разрезах Японии, Памира, Индокитая и других областей в середине перми появляются карбонатно-терригенные отложения. И соответственно для существенно терригенных разрезов многих регионов резко возрастает мощность середины перми (Северное и Западное Верхоянье, Юго-Западное Приморье, Кузбасс, Пай-Хой, Юго-Западный Дарваз, Северные Гималаи, Северо-Западный Кавказ). В осевом субширотном поясе Евразии развивается орогенный позднепалеозойский магматизм, а к середине перми приурочен главный статистический максимум субсеквентного вулканизма, прослеживаемый в

герцинидах Европы, Кавказа, Казахстана, Средней Азии, Южной Монголии, Забайкалья, Северо-Восточного Китая, Юго-Западного Приморья и далее в Австралии и Аппалачах. Одновременно в подвижных системах Сихотэ-Алиня, Японии, Корякского нагорья, Новой Зеландии проявлен активный вулканизм геосинклинального типа, обширные подводные излияния которого сопровождаются накоплением кремнистых пород.

Аналогичным образом, хотя и не всегда столь же выразительно, проявлены другие эпохи повышенной тектонической подвижности. Для многих из них характерно достаточно активное угленакопление, возрастание темпов прогибания и седиментации, активизация орогенного магматизма. В течение позднего девона имело место интенсивное соленакопление в ДДВ. В позднем триасе, а затем на значительно больших площадях в течение позднего мела в Средиземноморском поясе происходило активное формирование флишевых толщ (Горный Крым, Альпы, Карпаты и др.). Середина юры и первая половина миоцена были временем обширного островодужного вулканизма в Средиземноморском и Тихоокеанском подвижных поясах. В олигоцене-первой половине миоцена орогенный вулканизм проявлен в Средиземноморском поясе (Альпы, Закарпатье, Закавказье, Загрос и др.). К раннему мелу на Северо-Востоке приурочено начало формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса, а к позднему мелу – Восточносихотэалинского пояса.

Четкую индивидуальность эпох повышенной тектонической подвижности составляет угленакопление времени их проявления. Подсчет запасов углей позволяет количественно выразить этот показатель. Запасы позднепалеозойских запасов углей составляют примерно 58 % от общего количества их в Евразии. Большая часть их сформировалась в течение среднекаменноугольной тектонической эпохи и около 27 % мировых запасов углей – среднепермские. Остальную часть составляют угли среднеюрские (около 9 %), раннемеловые (около 20 %), среднекайнозойские. Интересно, что разновозрастная угленосность имеет обычно свой структурный план размещения, сохраняя при этом отчетливую приуроченность к отдельным, в первую очередь, тектоническим, а не климатическим эпохам.

Эпохи **затухания тектонической подвижности**, снижения дифференциации тектогенеза, характеризуются уменьшением средних скоростей прогибания и осадконакопления в депрессионных структурах примерно в 1,5 раза, а также уменьшением величины и частоты их отклонения от среднестатистической величины. Для данных эпох свойственно преимущественно сводовое воздымание, активизация платформенного базальтоидного вулканизма, аридизация климатов и разрастание красноцветов. Последнее является следствием не только сокращения морских площадей, но и нивелирования рельефа, снижения степени его расчлененности. По данным А.А. Пронина, к таким интервалам времени приурочены наиболее частые седиментационные перерывы и угловые несогласия, что свидетельствует об оживлении колебательных (эпейрогенических) тектонических движений.

Именно такие условия характерны для раннего девона-среднего эйфеля, позднего карбона-начала перми, татарского века-среднего триаса, ранней и поздней юры, середины мелового периода, маастрихта-среднего эоцена. В эти же интервалы времени развивается активный вулканизм на платформенных площадях Сибири, Африки, Южной Америки, Индостана, что может быть причиной их поднятий и расколов. Так, в конце перми-начале триаса формируются траппы Тунгусской синеклизы (250-225 млн. лет), вулканы в депрессиях Карру, бассейне р. Параны, на плато Декан. Это время обширного разрастания красноцветных отложений и почти полного прекращения угленакпления, сокращения средних скоростей осадконакпления и нивелирования их мощностей. В течение данных эпох известны седиментационные перерывы и крупнейшие регрессии, трактуемые как глобальные (граница карбона и перми, перми и триаса, рэта и лейаса, титона, маастрихт-дата).

Средняя продолжительность рассматриваемых эпох различной тектонической подвижности порядка 25 млн. лет. Говорить, что происходит какое-то их изменение или отклонение ее во времени – нет основания. Единственным исключением может считаться более кратковременная раннеюрская эпоха. Границы многих эпох совпадают с наиболее выразительными палеомагнитными инверсиями или весьма близки к ним (рубежи гиперзон и суперзон аргинской и сибирской, байкальской и саянской, тихвинской и дебальцевской, киамы и иллава, джалал и хорезм и др.). Вместе с тем, разрастание или сокращение морских площадей, талассо- и геократические эпохи не обнаруживают сколько-нибудь четкого сходства или совпадения с данными тектоническими эпохами, развиваясь в определенной степени автономно. Более уверенно можно говорить, что границами эпох различной тектонической подвижности, как правило, являются многие наиболее известные и обоснованные тектонические фазы, которые уже рассматривались ранее.

Анализ тектонических движений, условий осадконакпления и магматизма в течение рассматриваемых эпох позволяет делать вывод, что правильнее говорить не о затухании или оживлении тектогенеза, его активизации и ослаблении, как это традиционно трактуется, а о существовании интервалов времени с разным характером тектонической подвижности. В одном случае преобладают дифференцированные тектонические движения, имеет место активизация поднятий и погружений в разных подвижных системах, а для другой группы эпох – сводовые воздымания, нивелирование рельефов и темпов погружения. Чем это может быть обусловлено – пока нет удовлетворительных объяснений. Формирование угловых несогласий происходит в каждую из рассматриваемых групп эпох, но наиболее выразительными они являются на их границах. Кроме того, угловые несогласия – это преимущественно локальные явления. Поэтому наиболее обоснованным для выделения различных тектонических эпох становится литолого-формационный анализ.

2.4. Геотектонические циклы

Учение или представления о данной форме проявления тектонических движений имеют большую и сложную историю развития. Можно утверждать, что оно не сформировалось полностью и к настоящему времени. В геологии и в исторической геотектонике нет единых или даже более или менее общих точек зрения об их количестве в фанерозое, а также возрастных границах, продолжительности проявления, соотношении друг с другом. Об этом свидетельствуют мнения по этому вопросу разных исследователей, частично показанные в Приложении 2. От обычно принимаемых представлений о трех-четырех циклах тектогенеза для фанерозоя и до выделения семи и даже большего количества их проявлений в этот же интервал времени (М.А. Усов, 1936). Тем более сложной или практически не разработанной остается она для докембрия. Учитывая, что представления о геотектонических циклах лежат в основе составления наших тектонических карт (а лучшего или более четкого пока ничего не предложено!), это положение нельзя признать нормальным.

Понимание сути тектонического, или правильное геотектонического цикла остается более или менее однозначной: интервал времени или комплекс событий, совокупность явлений, начинающихся с заложения геосинклинали (начала прогибаний геосинклинального типа) и завершающихся прекращением орогенеза, или горно-складчатых движений. В этом цикле существуют две основные стадии, названные соответственно геосинклинальной и орогенной, которые разделяются инверсией (обращением) тектонического режима. Обычно она четко фиксируется и может точно датироваться в развитии большинства складчатых областей или систем.

Синонимом геотектонического цикла является термин и понятие тектономагматический цикл, подразумевающий, что на геосинклинальной и орогенной его стадиях тип магматизма является резко различным. Близкими понятиями являются цикл складчатости и орогенический цикл, где акцент делается на второй стадии цикла. И, конечно же, нельзя отождествлять с понятием цикл термины эпоха или этап (эпоха тектоническая, этап тектонический), как это делается даже в наших геологических словарях. Всякая эпоха и этап должны быть тектоническими; атектоническая эпоха (такое название ранее использовалось) является анахронизмом. Нужно лишь уточнять смысл эпохи, что делалось при рассмотрении эпох различной тектонической подвижности.

Возрастной интервал геотектонического цикла обычно может быть точно установлен, и он является или может быть своеобразным этапом геологической истории соответствующего складчатого сооружения. Но понятия эти разные. Хотя бы потому, что этап не может иметь двух стадий, что характерно для цикла. Когда мы говорим об орогенической эпохе, то подразумевается обычно

время или совокупность горноскладчатых движений, формирующих складчатое сооружение. Хотя такой же тектонической эпохой может быть время активных геосинклинальных прогибаний, предшествующих орогенезу. А если учесть, что в свое время Г. Штилле использовал термин орогеническая эпоха как синоним фазы, то заведомо заложена путаница в использовании этого термина.

Подавляющее большинство складчатых областей и систем, которые могут быть названы типичными или типовыми, характеризуется полициклическим развитием. Это значит, что в их геологической истории неоднократно проявлялись геотектонические циклы. Именно такой тип развития характерен для Уральской, Кавказской, Альпийской, Карпатской, Сихотэ-Алинской, Верхояно-Чукотской или других складчатых сооружений. Возраст каждого из складчатых сооружений устанавливается обычно по времени проявления последнего цикла или орогенеза. Но выявление отдельных циклов, установление их характера и роли в развитии области или системы является неперенным элементом историко-геологического или геотектонического анализа.

Развитие представлений о геотектонических циклах

Изучение данного историко-геологического и геотектонического понятия шло по разным направлениям. К XVII ст. относится выявление первых закономерностей в структурно-геологических и историко-геологических проявлениях, важных для обоснования идей геотектонической цикличности. Так, А. Кирхер еще в 1665 г. указал на определенные геометрические закономерности в распределении разновозрастных гор. Впоследствии они развивались М. Бюашем (1756), И.Г. Леманом (1763), А. Гумбольдтом и др. В знаменитом трактате Н. Стенона (1669) рассмотрены положения о возрасте геологических тел, показана роль углового несогласия.

Определенную роль для обоснования геотектонической цикличности играли первые представления об историко-геологической этапности и периодичности осадконакопления. В работах Ж. Бюффона (1749, 1780) «История и теория Земли» и «Эпохи природы» формулировались идеи геологической периодичности. Он считал, что развитие во Вселенной подвержено непрерывным изменениям и связано постепенными переходами, а такие «случайные» явления как складчатость или другие нарушения должны иметь свои законы. В работах Д. Мичела (1760), И.Г. Лемана (1762), У. Фюкселя (1762, 1778), Д. Ардуино (1760) и др. уже содержались основы формационного анализа и седиментационной цикличности, которые затем были положены в основу стратиграфических построений Ж. Сулави, А. Вернера и др.

Однако первые идеи о геотектонических циклах оформились лишь в XIX ст. А. Гумбольдт (1845-1862), предпринявший в своем пятитомном труде «Космос» попытку обобщить все достижения современной ему науки о Земле, подчеркнул важность эндогенных сил в геологической истории (он выделял их под названием «вулканизма»), сформулировал положение об одновозрастности некоторых вулканогенных и осадочных образований. Эли де Бомон (1828, 1830, 1852), приняв идеи Л. фон Буха и А. Гумбольдта о поднятиях с выбросом расплавленных масс, предложил гипотезу контракции. Он разработал методику определения возраста складчатости и горообразования на основании стратиграфических перерывов и угловых несогласий. Его геологические «катастрофы» (ломка и обрушение верхней затвердевшей части земной коры) подготавливались эволюционным процессом.

Важную роль в оформлении представлений о геотектонических циклах имело развитие теории геосинклиналей. Первые взгляды по этому вопросу формулировали американские исследователи Дж. Холл (1859) и Дж. Дана (1873). Э. Зюсс (1875) в работе «Происхождение Альп» изложил свои взгляды на образование гор исходя из контракционной гипотезы; эти представления фигурируют и в основном его труде «Лик Земли» (1883-1909). Дальнейшее развитие теории геосинклиналей и геотектонических циклов содержится в работе Г. Ога «Геосинклинальные и континентальные площади» (1900), а затем его учебном курсе «Геология» (1907-1911). В своем геологическом цикле он выделяет три стадии, отвечающие времени прогибания и седиментации, стадии орогенеза и стадии денудации. Последняя стадия, строго говоря, уже не может входить в состав геотектонического цикла, так как развивается независимо.

В 1872 г. американский литолог И. Ньюбери ввел понятие о циклах седиментации (осадконакопления). Однако основателем учения о геотектонических циклах принято считать профессора Горной школы в Париже М. Бертрана (1886-1887), который впервые установил периодичность в проявлении крупных тектонических циклов и выделил эпохи складчатости: гуронскую, каледонскую, герцинскую и альпийскую. Эти его представления, хотя и развивались активно в дальнейшем, в значительной степени сохранились и до нынешнего времени (Г. Муравски, 1980; А.А. Пронин, 1981 и др.). Г. Штилле (1924), а впоследствии С. Бубнов (1934), А.С. Моисеев (1939), В.В. Белоусов (1948) и др. пробовали группировать выделяемые ими тектонические фазы и эпохи фанерозоя в первоначально намеченные каледонский, герцинский и альпийский циклы, или эры, но единая точка зрения выработана не была.

Определенный интерес для рассматриваемой проблемы имеют работы Д.Н. Соболева (1914, 1915, 1926), развивавшего идеи об универсальном характере цикличности в геологии. Его орогенетический цикл включает стадию (он называл ее фазой) тектонической эволюции и стадию тектонической революции, или орогенеза. Первая стадия предполагалась более продолжительной, а горообразование («фаза капитальных перестроек или диастрофизма») наступало приблизительно одновременно во многих, часто

весьма удаленных местах, существенно видоизменяя устройство земной поверхности. В фанерозое, кроме трех уже утвердившихся циклов, Соболев выделяет также киммерийский; причем, каледонский и киммерийский циклы он отличает от более активных, по его мнению, альгонского, герцинского и альпийского. Взглядов о четырех основных геотектонических циклах в фанерозое придерживаются впоследствии В.Г. Бондарчук (1961), Н.П. Кропоткин (1965), В.Е. Хаин (1982) и ряд других исследователей.

Временем наиболее активного и продуктивного изучения региональных геотектонических циклов следует считать 1930-е годы. В это время данное явление изучается в Тихоокеанском поясе, а также центральных и юго-восточных частях Азии (Н.С. Шатский, 1932; Т. Кобаяси, 1934, 1939; Д.И. Мушкетов, 1935; М.А. Усов, 1936; Г. Беккер, 1939; О.С. Вялов, 1939; С. Чу, 1939; А.С. Моисеев, 1939; А.Н. Мазарович, 1940; А.Д. Архангельский и др.). В этот период обосновываются представления о существовании новых региональных складчатостей в разных регионах, которые отражали соответствующие циклы – Акиёси (Япония), алтайский, байкальский, капский, монгольский, невадийский, салаирский, тельбесский, тихоокеанский (мезозойский), яньшаньский (иеньшаньский) и др. Появляются схемы фанерозойского тектогенеза С. Бубнова (1934), М.А. Усова (1936), М.К. Коровина (1941), существенно отличающиеся от тех, что формулировали М. Бертран и Г. Штилле. Анализируются также понятия «цикл складчатости», «геологический цикл» и др. (Ю.М. Шейнманн, 1934; Д.Н. Соболев, 1935).

В течение 40-50-х годов производится дальнейшее более углубленное изучение сущности геотектонического цикла, выявляются закономерности площадного их проявления. Для территории СССР и частично земного шара составляются тектонические карты, на которых были показаны регионы с определенным возрастом складчатости, обычно отвечающим четырем основным фанерозойским циклам – каледонскому, герцинскому, мезозойскому (тихоокеанскому) и альпийскому (Н.С. Шатский, В.В. Белоусов, Д.В. Наливкин и др.). Важное значение имели исследования Г. Штилле (1940, 1944, 1945), а также аналогичные работы Н.И. Николаева (1944, 1953), Ю.А. Билибина (1947) об эволюции магматизма геосинклинального складчатого сооружения, выделении основных его типов – инициального, синорогенного, субсеквентного, финального и др., которые позволили обосновать представления о тектоно-магматическом цикле – понятии, близком к геотектоническому циклу. Достаточно активно изучается тектогенез в Северной Америке и Китае (Хуан Бо-цинъ, 1952; А.Дж. Ирдли, 1954; М. Кэй, 1955; Ф. Кинг, 1961).

На основании главным образом формационного анализа уточняются представления о стадиях геотектонического цикла, производится выделение от двух основных его стадий – геосинклинальной и орогенной – до 4-6. Такие исследования выполнялись Э. Краусом, В.В. Белоусовым (1948, 1954), Б.М. Келлером, А.В. Пейве и В.М. Сеницыным (1950), В.Е. Хаиным, Ю.А.

Билибиним. Утверждается сам термин «геотектонический цикл» (Геол. словарь, 1955), формулируются представления о полициклическом развитии многих складчатых областей. Достаточно важным положением этого времени была разработка представлений об инверсии, или обращении тектонического режима (В.В. Белоусов, 1954; В.Е. Хаин, 1948, 1954) – кратковременном переломном моменте в жизни складчатого сооружения, когда преобладающие геосинклинальные опускания сменяются орогенными поднятиями.

60-е годы были временем появления обильного регионально-геологического материала, активного его обобщения, который частично осмысливался с позиции тектонической цикличности. В процессе картосоставительских работ в советской и зарубежной геологии утвердились представления об асинхронности тектогенеза в Тихоокеанском и Атлантическом сегментах Земли (Н.А. Штрейс, 1962; С. Бубнов, 1960; Н.П. Херасков, 1963; А.Л. Яншин, 1965, 1966 и др.), которые развивали более ранние взгляды О.С. Вялова, Н.С. Шатского, Ю.М. Шейнманна (1946), Хуан Бо-циня (1952). На этом основании обычно делался вывод о «скольжении во времени» крупных орогенических эпох, а также невозможности составления глобальной схемы проявления геотектонических циклов. В Новосибирске была сделана очень осторожная и скромная попытка систематизировать материал о циклах и фазах тектогенеза (Материалы по тектонической терминологии, Ч.2, 1963). Начинают более полно изучаться тектонические циклы или тектонические эпохи и складчатость докембрия, которые показывают их принципиальное сходство с таковыми в фанерозое (Н.П. Семенов, 1961, 1964, 1971; А.А. Богданов, 1960, 1969; Л.И. Салоп и др.).

Вместе с тем, появляются новые направления и тенденции в изучении геотектонических циклов. Использование данных определения абсолютного возраста позволило формулировать первые представления о конкретной продолжительности циклов и, в частности, об ускорении тектонических процессов в эволюционном развитии земной коры, существовании более кратковременных циклов в последующей геологической истории (С. Бубнов, 1960; Н.П. Семенов, 1961; Н.Ф. Балуховский, 1965, 1966 и др.). Начавшееся активное изучение океанов сопровождалось выделением стадий их раскрытия и закрытия (циклы Вильсона), которые могли определенным образом увязываться с геотектоническими циклами, расшифровывать их геологическую сущность.

Формационный анализ и изучение осадконакопления на платформах позволили увязывать процессы развития их чехла с формированием прилежащих складчатых сооружений, что обусловило употребление терминов каледонский, герцинский, альпийский и другие этапы применительно к платформенной истории, а заодно и делало такие циклы глобальным явлением (С.В. Тихомиров, 1965; БСЭ, 2-е изд. и др.). Тектоно-магматические циклы стали обосновываться и для платформ (М.М. Одинцов, 1961); выделяются также платформообразующие эпохи складчатости. Вводятся представления об

эпиплатформенном орогенезе – воздыманиях, или горообразовательном процессе, который следует не после геосинклинального развития каких-то площадей, а после длительного тектонического покоя. Существование такого явления вносило определенные дополнительные сложности в понимание сущности и трактовки геотектонического цикла.

70-80-е годы характеризуются активным развитием идей новой глобальной тектоники, которые резко снизили интерес к теории геосинклиналей (вплоть до призывов отказаться от этого понятия и термина!) и соответственно к учению о геотектонических циклах. Сколько-нибудь значительных работ и новых продуктивных идей по рассматриваемому учению не появилось. Утверждаются представления о скользящих границах большинства циклов, разном их возрасте в разных регионах (Хаин, 1971, 1984), ставится под сомнение датировка многих циклов и складчатостей, например, байкальской. Вместе с тем, формулируются данные о широком распространении индосинид в Средиземноморском поясе, важной роли здесь киммерийского цикла (В.И. Славин, В.Е. Хаин, 1980; А.А. Белов и др., 1981; В.М. Цейслер, 1987). Обосновывается положение о более сложной структуре каледонского цикла, существовании в течение раннего палеозоя таконской, грампианской и других складчатостей, которые моложе салаирской, но древнее девонского орогенеза.

Изучение седиментационной цикличности, которая обособляется в крупное историко-геологическое и литологическое направление исследований, позволило устанавливать сложную соподчиненность (иерархию) разнообразных по продолжительности проявления циклов, в том числе, развивающихся в течение 150-300 млн. лет, что лишает геотектонические циклы индивидуальности, определяющей значимости в развитии складчатых областей и прилежащих платформ. Отражением этой положения становилось отсутствие данного термина или тенденция избегать его использования в учебной и справочной литературе. Чтобы убедиться в этом, достаточно просмотреть геологические словари того времени.

Таким образом, к последнему десятилетию XX века в изучении геотектонических циклов сложилась следующая обстановка:

1) Существует обилие терминов, которые обычно трактуются как синонимы или близкие понятия: орогеническая или тектоническая эра (Штилле, 1924; Муравски, 1980), цикл орогенеза или орогенический цикл (Мазарович, 1940), цикл или эпоха складчатости, складкообразования (Шейнманн, 1934, 1946; Богданов, 1960, 1962; Старицкий, 1965; Левитес, 1965; КГСШ, 1989), этап тектонический или геотектонический (Хаин, 1954; Белоусов, 1954), цикл диастрофизма (Старицкий, 1965), геологический цикл (Соболев, 1926, 1934; Мазарович, 1940), эпоха тектоническая, тектогенеза ((Коровин, 1941; Богданов, 1969; КГСШ, 1989), цикл тектоно-магматический (Штилле, 1940, 1964; Николаев, 1944, 1953; Билибин, 1947 и др.), цикл тектогенеза, тектонический,

геотектонический (Усов, 1936, 1945; Архангельский и др., 1937; СТТ, 1970; Геол. словарь, 1973). Часто разные из этого набора термины используются одним и тем же исследователем в той самой работе. Чаще же говорят просто о складчатости, диастрофизме, тектогенезе, орогенезе, движениях и т.п., выделяя эту стадию из состава цикла.

2) Нет общих представлений о количестве геотектонических циклов в течение фанерозоя и соответственно их возрасте. Следствием этого становится отсутствие единых, а иногда и близких пониманий границ и возрастных интервалов даже таких утвердившихся циклов как каледонский, герцинский, альпийский, киммерийский. Или границ их геосинклинальных и орогенных стадий, начала горообразовательного процесса. Выразительным примером такого положения может быть разное понимание альпийского орогенеза, а тем более цикла даже для таких детально изученных областей как Кавказ, Альпы, Карпаты. Наряду с широко распространенным мнением об ускорении тектогенеза и сокращении продолжительности геотектонических циклов в геологическом развитии земной коры, существуют столь же распространенные представления об одинаковой их продолжительности. Или существование каких-то эпох «ускоренного» (акселерационного) развития в прошлом. Вместе с допущением «скольжения границ» циклов, существует мнение и о скачкообразном, геологически мгновенном переходе от геосинклинального развития к орогенному, а также строгой одновозрастности таких инверсий режима в разных тектонических системах.

3) Изучение тектонической цикличности показало, что геосинклинальной стадии в одних подвижных системах может отвечать строго одновозрастный орогенез в других. Это очень важный момент и об этом речь пойдет позднее. И такое явление обязательно должно учитываться при создании глобальной схемы геотектонических циклов.

4) Сложилось негативное отношение к учению о геотектонических циклах, тенденция замалчивать значимость этого явления в развитии складчатых областей и систем. В советской геологической литературе прочно утвердилось мнение о невозможности создания единой глобальной схемы геотектонических циклов. Еще более вяло оно изучалось в зарубежной геологии, которая забыла, что термин «геосинклиналь» возник именно там. Само понятие «цикл», подразумевающее закономерное повторение геосинклинальной и орогенной стадий в развитии складчатой области, заменяется менее определенными терминами этап, эпоха, эра, тектогенез-складчатость.

Ранее уже делалась ссылка на приложение 2, где было показано разное понимание теми или иными исследователями количества складчатостей (орогенезов) в фанерозое. Еще больше сложностей возникало с выявлением и датированием геосинклинальной стадии, которая теоретически должна предшествовать орогенной. Я не привожу такие представления, которые

показывают необыкновенный разбой мнений, после которого появляется вполне понятная тенденция отказаться от стандартной трактовки геотектонических циклов с двумя основными их фазами.

Прежде чем предлагать новое решение схемы развития геотектонических циклов в течение фанерозоя, необходимо обосновать целесообразность его существования и возможность однозначного использования. А также возможность однозначно трактовать одноименные (одни и те же) циклы. Понятия эра, эпоха и этап не могут рассматриваться как равноценные, имеющие одинаковую продолжительность. Уже при рассмотрении эпох различной тектонической подвижности подчеркивалась возможность более активного проявления прогибаний или наоборот орогенеза в течение того времени, которое может трактоваться как геосинклинальная или орогенная стадия развития складчатой области. Так, в течение герцинского орогенеза можно говорить о достаточно выразительных среднекаменноугольной и среднепермской эпохах активизации, разной их подвижности. Очень неопределенным является мезозойский (тихоокеанский) цикл, в составе которого можно выделять ряд самостоятельных аналогичных подразделений. В истории развития типичных альпид (Альпы, Карпаты, Кавказ) существуют зоны ранней консолидации, которые оформились в результате проявления герцинского и какого-то из мезозойских циклов. Тянь-Шань и Памир испытывают активные поднятия в период альпийского орогенеза, хотя формирование их укладывается в схему развития каледонского, герцинского и киммерийского циклов.

В конце 80-х и начале 90-х годов мною сделана попытка разработать принципиально новую схему глобальных геотектонических циклов для фанерозоя (Соловьев, 1988, 1990, 1992). В этих построениях границами циклов и их стадий должны были быть структурно-геологические перестройки, фиксирующие наиболее значительные планетарные смены региональных тектонических режимов. Глобальный характер их проявления давал однозначное понимание одноименных циклов, а также теоретически равную продолжительность геосинклинальной и орогенной стадий.

Это не исключает того, что в развитии отдельных складчатых областей каждая из этих стадий может развиваться более длительное время, чем в стандартном цикле (например, в Верхоянье или на Памире). Одновременное существование в разных складчатых системах противоположных по своему геологическому смыслу тектонических режимов потребовало введения в предлагаемую схему двойной шкалы циклов. Такое положение хорошо объясняет существующие сейчас представления новой глобальной тектоники, по которым расхождение литосферных плит в одних зонах Земли, сопровождающиеся формированием океанов и условий геосинклинального типа, совпадают по времени со сжатием таких плит и горообразованием в других тектонических системах. Прежде, чем формулировать принцип

построения схемы тектонической цикличности, приведем характеристику наиболее обоснованно выделенных геотектонических циклов фанерозоя.

Кадомский (ассинтский, авалонский) геотектонический цикл

В течение второй половины венда-раннем кембрии на разных материках проявился орогенез, который может рассматриваться как предположительно синхронный. Он получил название кадомского в Европе, ассинтской складчатости в каледонидах Бретани, авалонского в Аппалачской части Канады, панафриканской орогении в Африке и панамериканской в Южной Америке (первой стадии орогении Бирдмор); его возрастной интервал с некоторой долей условности и соответствующими поправками может определяться значениями 630-550 млн. лет. Вероятно, он является орогенной стадией вендско-раннекембрийского геотектонического цикла, за которым целесообразно сохранить общее название кадомского. Тем более, что такое понятие и термин уже утвердились в геологической литературе (Рид, Уотсон, 1981; Сравнительная тектоника, 1984, с. 53). Поскольку завершение цикла приходится на ранний кембрий, его можно рассматривать как предшествующий остальным циклам фанерозоя и, в частности, считать его более древним, чем салаирский. Сформулируем кратко исходные данные для его выделения.

Кадомская орогения или складчатость получила название по городу Кан (Cadomus) в Нормандии. Это складкообразование, проявленное в разных районах Центральной и Западной Европы, сопровождалось метаморфизмом и внедрением гранитоидов. Представления о ее возрастном диапазоне по данным разных исследователей резко отличаются и составляют разброс значений в интервале 700-500 млн. лет. В.Е. Хаин (1977, с.116), систематизировавший данные о кадомской складчатости, выделяет в составе ее деформаций предверхнебриоверское несогласие, проявленное перед формированием тиллитов, вторую фазу деформаций и интрузивный магматизм, имевшие место перед поздним вендом-ранним кембрием; граниты имеют возраст 550 млн. лет. Ж.-М. Грегори (Тект. Европы, 1964, с.214, 1965 и др.) выделяет их как три самостоятельные тектонические фазы; причем вторую из них, называемую виндукастской, считает собственно кадомской.

Близкие значения для кадомской орогении приводят и другие исследователи. Кадомский складчатый комплекс слагает большую часть Армориканского массива, будучи наиболее широко распространенным в северной его части. В Брабантском массиве кадомская орогения датируется значениями 570 млн. лет (Bless etc., 1983). П. Бале и Ж.-П. Брюн (1983) обосновывает в Бретани кадомское надвигообразование с возрастом 600 млн. лет. М.Г. Руттен (1972, с.131-133) считает кадомский орогенез возможным возрастным аналогом тектогенеза в конце раннего кембрия. В Чешском массиве

в составе кадомского плутонизма и цикла известны гранитоиды с возрастом 573-535 и 556 млн. лет (Сравнит. тект., 1984, с.51). Все это в целом позволяет относить проявление кадомской орогении к интервалу времени 630-550 млн. лет. Ее следует отличать от более молодой салаирской (550-480 млн. лет). Возраст эвгеосинклинального позднедокембрийского бриовера, который позволял бы датировать цикл в целом, достоверно не установлен; здесь известны гнейсы с возрастом 690 млн. лет (Рид, Уотсон, 1981, с.76). Вулканизм Трегор в бриовере Франции определяется значениями 640 млн. лет (Dominique Rabu etc., 1984). Начало инверсии тектонических режимов в кадомском цикле логичнее всего связывать с вендской структурно-геологической перестройкой, которая определяется значениями 630 млн. лет. И, хотя кадомский орогенез и цикл трактуются обычно как региональное явление, их датировка должна рассматриваться как наиболее достоверная из числа позднедокембрийского тектогенеза и может быть принята как основа глобального эталонного подразделения.

На основании углового несогласия между кембрием и торридоном, наиболее отчетливо выраженным в районе оз. Ассинт С.-З. Шотландии, Г. Штилле в свое время установил ассинтскую фазу складчатости, которой впоследствии придал планетарное значение (1968). Большая мощность дислоцированного комплекса (верхний торридон составляет 7 км, а нижний более 3 км) и залегание на нем маломощных карбонатных отложений кембрия-нижнего ордовика позволяет предполагать проявление здесь обычного геотектонического цикла. В.Е. Хаин (1977, с.73) считает, однако, что тектонотип этой фазы был выбран неудачно. Торридон и кембрий входят здесь в состав платформенного чехла и, следовательно, ассинтская складчатость не является здесь главной или завершающей для какой-либо геосинклинали. Кроме того, верхний возрастной предел торридонских песчаников близок к 800 млн. лет, а перекрывающие их верхневендские-нижнекембрийские отложения определяются значениями 620 млн. лет, что не позволяет сколько-нибудь точно датировать данный тектогенез.

Тем не менее, термин ассинтская складчатость получил широкое распространение и трактовался обычно как глобальное явление. Возрастной интервал этого орогенеза принимался в самых разных пределах – от 800 до 370 млн. лет (Рид, Джонсон, 1981, с.206) и обычно понимался как синоним или возрастной аналог кадомского. Г. Муравски (1981) в своей таблице определяет ассинтскую складчатость значениями 570 млн. лет. Ж.-М. Грегори (1965) наиболее предпочтительным считает термин «ассинтский орогенез», а все три фазы кадомского тектогенеза считает местными проявлениями данной орогенической эпохи.

Важное значение для обоснования рассматриваемого цикла имеют данные об авалонской орогении, выделенной в Авалонской зоне Аппалачской складчатой области Канады. Начало авалонской орогении определяется обычно значениями 650-600 млн. лет (O'Brien etc., 1983; I.W. Skehan, 1983).

Авалонская складчатость и метаморфизм в Броквилле, Нью-Брандсуик Канады датируется значениями 650-620 млн. лет (Olszewski etc., 1982). Возраст гранитов Холируд на п-ове Авалон, прорывающих вулканогенную толщу, составляет 574 ± 11 млн. лет (Wheeler, 1967; Хаин, 1971); близкий возраст гранитоидов известен в Нью-Брансуике и Массачусете, формирование которых отвечает эпохе поднятий, метаморфизма, гранитизации. Все это позволяет T.D. Kerpie etc. (1983) уточнять ее возраст значениями 620-570 млн. лет. Helmstaedt Herwart (1971) верхний возрастной предел авалонской орогении определяет как досреднекембрийский. Структурно-геологическая перестройка с возрастом 550 млн. лет, которая может трактоваться как время завершения авалонской орогении, широко проявлена в различных районах Канады (о-в Элсмир, Новая Шотландия, Онтарио и др.). Все эти данные хорошо укладываются в тот же приводимый выше интервал времени, соответствующий 630-550 млн. лет.

Геосинклинальная стадия авалонского цикла, также как и для других позднедокембрийских-раннекаледонских циклов, не имеет точной и обоснованной датировки. Эволюция Авалонской зоны может быть прослежена с 800 млн. лет, когда структуры сиалического гнейсового фундамента были нарушены рифтогенезом. Ограниченное раздвижение континентальной коры привело к формированию океанических базальтов с возрастом 760 млн. лет. И соответственно начало авалонской орогении датировалось значениями 650-600 млн. лет. В целом, время докембрийской эволюции Авалонской зоны обнаруживает сходство и может предполагаться как взаимосвязанное с развитием Панафриканского складчатого пояса (O'Brien etc., 1983).

На разных материках Гондваны в позднем докембрии и первой половине раннего палеозоя развивались процессы, которые можно трактовать как орогенез или тектоно-магматическую активизацию. Наиболее выразительными они были в Африке, где соответствующие проявления получили название «панафриканских». Термин этот был предложен У. Кеннеди (1964); сущность его, однако, вышла далеко за рамки первоначально выделенного геотермического эпизода со значениями, близкими к 500 млн. лет. Затем Т. Клиффорд говорит о «панафриканской орогении» (550 ± 100 млн. лет), Н. Джексон и С. Рамзай (1980) о панафриканском термотектоническом событии с возрастом 550 ± 100 млн. лет, Херли о «панафриканском орогеническом поясе», формирование которого он датирует значениями 550-300 млн. лет, Шеклтон для обозначения «Панафриканской области», развивавшейся в интервале 700-450 млн. лет, Дж.М. Бертран выделяет «панафриканскую орогению» (650-500 млн. лет), а Кронер «панафриканский тектогенез» (600 ± 200 млн. лет) и т.д. В этом разное мнений о сущности геологических событий, терминов и возрастных значений необходимо выделить следующее.

Многие исследователи трактуют значение 550 млн. лет, как время завершения панафриканской орогении и тектоно-магматических событий (Vail, 1985; Abdel-monem, 1984; Harris, 1985 и др.); с этого возрастного уровня внедрение калиевых гранодиоритов и гранитов сменяется формированием

дифференцированных гранитоидов. Кроме того, с этого же возрастного уровня развивается салаирский орогенез, о чем речь будет идти далее. В интервале 725-620 млн. лет развивается самостоятельный орогенез и вероятно более древний геотектонический цикл, отчетливо проявленный в Катангском поясе материка. Он начинается луфилианской фазой (725 млн. лет); в Центральноафриканском поясе ей соответствуют деформации и метаморфизм Бакума со значениями 708 млн. лет. Далее проявлены ранне-, средне- и позднекатангские тектонические фазы, датированные цифрами 670, 650 и 620-630 млн. лет. Следовательно, собственно панафриканские тектоно-магматические события развиваются в интервале 630-550 млн. лет.

Сходные процессы имели место в Южной Америке и на других южных материках. В пределах Уругвая, Аргентины, Чили к интервалу времени 650-550 млн. лет относится завершение позднедокембрийского магматизма (Halpern, 1972); близкие значения, равные 700-550 млн. лет, приводятся и для бразильского орогенического цикла, который трактуется как один из главных на материке (Trompette, 1985). Причем, главное термальное событие, активный метаморфизм или главная фаза панамериканского-бразильского цикла по многочисленным материалам датируется значениями от 640 до 650-600 млн. лет. Вероятно, его следует трактовать как инверсию режимов в рассматриваемом цикле.

В Антарктиде в последние стадии росского этапа (1000-480 млн. лет) проявлены мощные тектонические движения с возрастом 650 ± 50 млн. лет. В английской литературе они получили название «орогении Бирдмор» (Объяснит. записка, 1978), которая продолжалась до середины раннего палеозоя. В ряде случаев удастся уточнить возраст переломного события данного цикла или начало орогенеза. В хребте Висконсин возраст гранитов определяется значениями 627 млн. лет, а терригенные породы с метаморфизованными туфами датируются значениями 633 ± 13 млн. лет. В юго-восточной части Индостана и на о-ве Шри Ланка в самом позднем докембрии или в начале палеозоя имели место тектонические и магматические процессы, которые получили название индоокеанской орогении. Они трактуются как синхронные подобным процессам в Мозамбикском поясе, что позволяет обосновывать существование индоокеанского-mozамбикского цикла (Рид, Уотсон, 1981).

Таким образом, в разных районах Гондваны в интервале времени 630-550 млн. лет развиваются своеобразные тектоно-магматические процессы, геологическая природа которых не в полную меру расшифрована. Это был орогенез, завершающий геосинклинальное развитие отдельных зон и систем, а также тектоно-магматическая активизация, фиксировавшая раскол этого суперконтинента. Именно к этому времени относится одна из первых стадий формирования Палеоатлантики (Протоатлантики) или океана Япетус, которая наступила после позднерифейского-ранневендского рифтогенеза (Bond Gerard S.etc., 1984; Fichter Lynn Diecchio Richard, 1986). Г. Бонд датирует эти события

возрастным интервалом 625-555 млн. лет, что практически не отличается от предлагаемого здесь значения.

В целом, имеющиеся данные позволяют обосновывать как глобальное явление разнообразные процессы орогенеза или тектоно-магматической активизации, развивающиеся в позднем венде-раннем кембрии. Данный тектогенез остаточен уверенно обособляется от более ранних ранневендских его проявлений, а также от более молодого орогенеза, трактуемого как салаирский. По времени он отвечает оформлению Палеоатлантики или океана Япетус и проявления здесь режимов геосинклинального типа. На прилежащих частях материков это сопровождается трансгрессиями (юго-запад Русской плиты, Сибирская и другие платформы). Геосинклинальная стадия, предшествующая этому орогенезу, известна или может предполагаться лишь в отдельных системах складчатых сооружений Европы, Северной Америки, возможно Африки. Такие данные могут быть предпосылкой для обоснования наиболее древнего геотектонического цикла, который начинает подобные их проявления в фанерозое и имеет такую же продолжительность. Именно за этим циклом целесообразно сохранить название кадомского, считая ассинтскую, авалонскую, панафриканскую, раннеросскую и другие орогении его составной частью или возрастным аналогом соответствующей стадии.

Салаирский геотектонический цикл

Изучение систем и зон раннепалеозойской консолидации в Сибири позволило обосновать выделение салаирской орогении и геотектонического цикла. Исследования, начатые М.А. Усовым, М.К. Коровиным и др., показали возможность обособлять салаириды из состава поздних байкалид и ранних каледонид, сформулировать представления о возрасте наиболее выразительных фаз этого тектогенеза. Дальнейшие более детальные работы показали широкое проявление салаирского цикла в других регионах Евразии. Уточнение возраста салаирского орогенеза производилось К.В. Радугиным (1960), Г.А. Кудрявцевым (1973), С.Г. Рудаковым (1983, 1986) и др. Наиболее полная систематизация этого материала была произведена В.М. Цейслером (1987), который подчеркнул самостоятельность салаирской складчатости, существование деструктивных процессов, синхронных этому орогенезу, и определяющую роль формационного анализа при его обособлении. Кроме формационно-стратиграфических данных при обосновании данного цикла полезным оказалось использование весьма многочисленных определений абсолютного возраста магматических и метаморфических образований.

Салаирский геотектонический цикл, по всем этим представлениям, предполагает геосинклинальные прогибания в венде-раннем кембрии и орогенез во второй половине кембрия и первой половине ордовика. В ряде

случаев имело место его начало с позднего рифея (кудаша). Необходимо подчеркнуть, что в пределах Салаира (Салаирского кряжа), по названию которого и выделен цикл, геосинклинальные прогибания и дальнейшая тектоническая переработка продолжались в течение каледонской и герцинской стадий развития, поэтому тектонотип этой складчатости очень трудно использовать для уточнения возраста цикла. В связи с этим, рассмотрим несколько других типовых районов его проявления.

На восточной окраине Кузнецкого Алатау, который может рассматриваться как один из наиболее детально изученных районов Алтае-Саянской области, установлено, что устойчивые прогибания геосинклинального типа начинаются со второй половины венда и развиваются в течение значительной части раннего кембрия (таржульская, тунгжульская, колодзульская, бродовская, богградская свиты). Мощность этих однообразных и хорошо палеонтологически охарактеризованных карбонатных отложений около 3 км. Нижележащие терригенные красноцветные отложения нижнего венда (амарская свита, мощность 0,4 км) отделены от них угловым несогласием. С конца раннего кембрия морские площади здесь сокращаются, резко снижаются темпы прогибаний и мощности накопившихся отложений, среди карбонатных пород появляются рифогенные фации. Тогда же начинается локальная терригенная седиментация, местами проявлен вулканизм орогенного типа (азыртальская, сонская, сладкокореньевская, толчеинская, ефремкинская, карасукская и др. свиты). Для позднего рифея, венда и раннего кембрия характерны габбро-диабазовые комплексы (тюримский, коммунаровский и др.). Сиенит-габбровые тела, внедрившиеся в конечную эпоху геосинклинальной стадии, определяются значениями 570 и 540 млн. лет. В среднем-позднем кембрии и раннем ордовике формируются диорит-гранодиорит-гранитные образования (аскизский, тигертышский, мартайгинский и др. комплексы). В интервале времени 550-450 млн. лет активный гранитоидный магматизм внегеосинклинального типа проявился в пределах Протеросаяна (Тектоника Евразии, 1966).

Аналогичный характер салаирского цикла устанавливается в Юго-Западном Приморье, в пределах Ханкайского массива, где нижнекембрийские карбонатные отложения (прохоровская и дмитриевская свиты), достигающие 3,5 км и залегающие на сходном по составу верхнем докембрии, перекрываются терригенными кноррингской или меркушевской свитами, относимыми к верхам нижнего кембрия. Затем следует значительный по продолжительности седиментационный перерыв, который может трактоваться как результат проявления салаирского орогенеза. Он подтверждается также наличием кислых вулканитов и гранитоидов с возрастом 560-530 млн. лет.

В пределах Приполярного и Полярного Урала, а также на юге Восточно-Уральского и Зауральского поднятий салаирский геотектонический цикл проявился формированием в течение венда-раннего кембрия вулканогенных образований с прослоями карбонатных и кремнисто-сланцевых пород общей

мощностью 6-8 км. В орогенную его стадию накапливались грубообломочные, иногда пестроокрашенные отложения (3-3,5 км), прорванные гранитоидами с возрастом 550-450 млн. лет. В Канинско-Тиманской системе и северном секторе Урала широко проявлен региональный метаморфизм, датированный значениями 550 млн. лет, который фиксирует здесь крупную структурно-геологическую перестройку (Геохронология СССР, Т.2, 1974).

В Европе, в пределах Чешской области Богемикума формирование кадомского складчатого комплекса, имеющего мощность 6-12 км (внизу кремнисто-вулканогенные и алевролит-граувакковые отложения, а сверху терригенный флиш) и датированного поздним докембрием и частично нижним кембрием, завершается накоплением кадомской молассы, субсеквентным вулканизмом и внедрением гранитоидов с возрастом 556, 530 и 510 млн. лет (Сравнит. тектоника, 1984). Возраст молассы условно датируется как средний-поздний кембрий, частично захватывающий и конец раннего. Среди главных тектонических фаз кадомской орогении принято выделять чешскую, проявленную на границе среднего и позднего кембрия, и позднюю кадомскую в конце кембрия. Предполагаемый возраст богемикума 800-550 млн. лет. Кадомская орогения в Молданубикуме Чешского массива определяется значениями 538-523 млн. лет. Нижний кембрий здесь палеонтологически не охарактеризован.

На Вольно-Подольской плите, которая трактуется обычно как окраина Восточно-Европейской платформы, прилежащая к Галицийским складчатым сооружениям, переработанным альпийским тектогенезом, также можно достаточно уверенно устанавливать отражение одновозрастного геотектонического цикла. Формирование морских песчано-глинистых отложений, включаемых в состав балтийской серии, которая относится сейчас к верхнему венду и нижней части нижнего кембрия, сменяется устойчивыми воздыманиями или эпизодичным накоплением терригенных отложений (ижорские песчаники и др.); они продолжаются от конца раннего кембрия до первой половины ордовика. Следующие по времени устойчивые прогибания, которые трактуются здесь как каледонские (геосинклинальная стадия каледонского цикла в соседних областях), имели место в позднем ордовике-силуре. В Раховском массиве хорошо известны гранитоиды с возрастом 550-500 млн. лет. Эти данные послужили основанием для выделения раховского и галицийского геотектонического циклов (Н.П. Семененко и др.), которые могут рассматриваться как возрастные аналоги салаирского.

Приведенный материал должен трактоваться не как случайная подборка региональных данных, а как проявление единого и синхронного геотектонического цикла, за которым целесообразно оставить первоначально предложенное название салаирский. Он может быть установлен во всех складчатых поясах – Атлантическом, Урало-Монгольском, Тихоокеанском и Средиземноморском; типовые их регионы частично были рассмотрены выше. Геосинклинальная стадия цикла должна быть отнесена к позднему венду-

раннему кембрию (630-550 млн. лет). Нижняя возрастная его граница может основываться на следующих данных. Резкую структурно-геологическую перестройку между ранним и поздним вендом с возрастом 630+5 млн. лет для Восточно-Европейской платформы обосновывал в свое время К.Э. Якобсон; ее проявление отвечает началу так называемого плитного этапа развития, с которого начинается формирование осадочного чехла. Тот же возраст начала раскрытия Протоатлантики, сменившего рифтогенез, принимается для Центральных Аппалачей (Fichter, 1986). Время раскола позднепротерозойского суперконтинента определяется в интервале 625-555 млн. лет на основании анализа истории миогеосинклиналей Северной и Южной Америки, Ближнего Востока и Австралии (Bond Gerard C. и др., 1984). Подобных представлений и материалов сейчас уже много. Следует подчеркнуть, что раскрытие и активное развитие в данный этап Япетуса и Центрально-Азиатского океанов совпадает с проявившимся в то же время панафриканским орогенезом Гондваны (Африка, Южная Америка) с возрастом 630-550 млн. лет.

Инверсия геотектонических режимов, или начало орогенной стадии цикла должно быть отнесено ко второй половине раннего кембрия, вероятно тойонскому веку. Эта раннекембрийская структурно-геологическая перестройка, и фиксирующие ее тектонические фазы выделялись как адиацкая и карчитская в Горной Шории, как анчешевская и печеркинская в Салаире, как восточносербская, возможно испанская и под другими названиями. В данном случае мы используем для нее название салаирская фаза – как наиболее распространенное. Кроме седиментационно-палеогеографических и тектономагматических преобразований данный рубеж подтверждается многочисленными определениями эпизодичного метаморфизма, известного во многих районах (Урал, Балканы, Алтае-Саянская область, Центральный Казахстан и др.).

Завершение салаирского орогенеза следует относить к середине ордовика, привязывать к структурно-геологической перестройке имевшей место 480 млн. лет назад (Соловьев, 1990). С этого же времени начинаются активные прогибания в различных зонах и системах Уральской, Центрально-Казахстанской, других геосинклиналях; они также подтверждаются началом устойчивых позднеордовикско-силурийских морских режимов на Вольно-Подольской плите. Следом за салаирским орогенезом начинается формирование ранних каледонид в Атлантическом поясе, известных как таконская складчатость в Аппалачах и грампианская в Европе. В такой возрастной трактовке салаирский геотектонический цикл по своей продолжительности и характеру проявления сходен с каледонскими, герцинским, киммерийским и другими и может рассматриваться как глобальное проявление, занимающее вполне определенное положение в схеме формирования складчатых сооружений земной коры.

Раннекаледонский (таконский, грампианский, алтайский) цикл

Обоснование самостоятельности и глобального характера проявления салаирского цикла и более или менее однозначная трактовка и датировка герцинского орогенеза требует уточнения представлений и в вопросе о каледонских тектонических движениях. Соответствующий цикл (орогенез, этап, тектоническая эра) фигурировал уже в первых построениях М. Бертрана, Э. Зюсса, Г. Штилле и др. Однако о возрасте тектогенеза с названием каледонский существуют самые различные мнения; это требует определенного внимания к данному вопросу, является трудным, так как нарушает некоторые уже установившиеся взгляды.

Термин каледонский происходит от латинского названия северо-западной части современной Шотландии. Впервые его применил Э. Зюсс (1888) в качестве названия пояса тектонических нарушений, протягивающегося в тектонотипе в северо-западном направлении и сформировавшегося до накопления олдреда, или древнего красного песчаника (Рид, Уотсон, 1981). В Европе каледониды прослеживаются от Ирландии и Уэльса через Англию к Швеции, Норвегии и Шпицбергену. Данные складчатые сооружения являются наиболее распространенными в Аппалачской и Гренландской областях Атлантического пояса, занимают значительные площади в Урало-Монгольском поясе, известны также в Тихоокеанском поясе (Юго-Восточная Азия, возможно Восточная Австралия) и в Канадском Арктическом архипелаге (Иннуитская складчатая область). Зоны каледонской консолидации выделяются также в Центральной Европе – Брабантском массиве, Арденнах, отдельных антиклинальных поднятиях Рейнских Сланцевых гор, в Гарце, Судетах.

В представлениях о начале каледонского цикла существует большой разноречивостью мнений. Предполагается, что в тектонотипе первые тектонические, метаморфические и седиментационные его проявления имели место еще 800 млн. лет назад (Рид, Уотсон, 1981). Выделение в Азии байкальского и как самостоятельного салаирского циклов, а в Великобритании кадомского поднимают нижнюю возрастную границу этого тектогенеза. Вероятно, она должна соответствовать началу салаирского орогенеза, фиксировать геосинклинальные прогибания, начинающиеся в отдельных тектонических системах с конца раннего кембрия.

Резкое различие представлений существует и в вопросе о продолжительности и завершении каледонского орогенеза. Г. Штилле (1924) включал в состав каледонской орогенической эры тектонические фазы, проявленные во второй половине раннего палеозоя (таконская, арденская, эрийская). Примерно такой же объем имеет позднекаледонский тектогенез по Г. Муравски (1980). А.А. Богданов (1960) завершение каледонской складчатости относит к концу силура и может быть началу девона. В качестве посторогенных

каледонских движений трактуются обычно поднятия, обусловившие формирование древнего красного песчаника (нижний девон).

Исходя из таких взглядов, многие исследователи завершают каледонский орогенез ранним девоном, а со среднего девона начинают герцинский цикл. В таком случае непонятно – куда относить широко проявленный в среднем палеозое Сибири тельбесский тектогенез; М.А. Усов (1936) выделял этот цикл в качестве самостоятельного, разделяющего каледонский и варисский. Такое же замечание относится и к девонскому акадскому орогенезу Северной Америки, разделяющему таконский и герцинский, а также обосновывавшемуся позднее свальбардскому тектогенезу Шпицбергена.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют обосновать в составе того, что принято называть каледонскими тектоническими движениями, два самостоятельных геотектонических цикла – ранне- и позднекаледонский; первый из них и будет рассматриваться в данном разделе. Говоря о его возрастных границах, необходимо учитывать хорошо доказанное проявление в разных тектонических системах салаирского орогенеза (вторая половина кембрия и первая половина ордовика) и данные об обширном проявлении орогенеза в течение позднего ордовика-силура, который получил в разных регионах свои названия: грампианский, таконский, алтайский. Такое разделение снимает неопределенность в понимании возрастных границ цикла, пояснит причину установившихся представлений о каледонском орогенезе как о весьма невыразительном и кратковременном.

Районом в определенной степени тектонотипического проявления ранней каледонской орогении может считаться северо-западная часть или Метаморфическая зона Британских каледонид. Прогибания геосинклинального типа имели здесь место с позднего докембрия (терригенная серия Мойн мощностью 7-10 км) и в течение венда-среднего ордовика, когда сформировалась терригенная серия Дальред (10-13 км). Главные деформации мойнско-дальредского геосинклинального комплекса принято считать раннекаледонским. Они произошли после аренига, но являются предкарадокскими (Хаин, 1978). В последнее время эту складчатость называют грампианской (по наименованию Грампианского нагорья в северо-восточной части Метаморфической зоны) и датируют временем проявления метаморфизма с возрастом 490 млн. лет, внедрением позднекинematических и посткинematических гранитов с возрастом 460 и 420 млн. лет, метаморфизмом со значениями 420 млн. лет (1983). Позднекаледонская орогения, обособляемая от ранней и контролируемая формированием девонских красноцветных моласс и более молодых гранитоидов, имела место в юго-восточной части Грампианской геосинклинали (Уэльс, Озерный район, бассейн Южно-Шотландской возвышенности).

По сходной схеме с Британскими развиваются и Скандинавские каледониды. Заложение Скандинавской геосинклинальной системы имело

место около 800 млн. лет назад, то есть тогда же, как и аналогичных структур Северо-Шотландского нагорья и Восточной Гренландии. На границе рифея и венда (раннего и позднего спарагмита) произошло значительное разрастание геосинклинального бассейна и резкое изменение характера осадконакопления, сопровождаемое также активизацией прогибаний. Вероятно, ранние деформации в Скандинавских каледонидах имели место в среднем кембрии, фиксируя тронхеймскую или трисильскую фазу, а также в предаренигское время; условно их можно считать отражением салаирского орогенеза. Активный спилито-кератофировый вулканизм раннего ордовика и конгломераты среднего, знаменующие фазу Экие, отвечают уже проявлению раннекаледонского цикла. Он выражен также сменой основных вулканитов андезит-риолитовыми. Однако основные деформации, региональный метаморфизм, мигматизация и гранитизация каледонского комплекса Скандинавии произошли лишь в конце силура-начале девона, то есть в орогенную стадию позднекаледонского цикла.

Представления о складчатых сооружениях Шпицбергена как о каледонидах впоследствии пересматривались (Б.П. Бархатов, 1970; В.Е. Хаин, 1977, с. 96). Трактующийся как геосинклинальный комплекс Гекла-Хук уверенно может считаться таковым лишь для нижней и средней его части, имеющим соответствующие мощности в 12 и 6-8 км и относимым к среднему и верхнему рифею (Красильников, 1973; Раабен, 1975; Хаин, 1977, с. 95). Верхняя часть Гекла-Хук, представленная преимущественно карбонатными отложениями венда, кембрия и нижнего-среднего ордовика, имеет мощность лишь около 2 км и должна быть отнесена к платформенному чехлу байкалид. Интересно, однако, прекращение здесь со второй половины ордовика длительно продолжающейся седиментации, что можно связывать с проявлением раннекаледонского орогенеза.

В Аппалачской складчатой области Северной Америки проявление раннекаледонского геотектонического цикла также может быть выделено вполне уверенно. К кембрию относится вовлечение в геосинклинальные прогибания Внешней зоны Аппалачей (площади к востоку от линии Логана). В конце среднего и позднем ордовике в полосе Вермонтской геоантиклинали начались интенсивные поднятия, сопровождаемые складчатостью и формированием пологих надвигов. Этот раннекаледонский орогенез получил здесь название таконского. Судя по определениям возраста метаморфизма и активного гранитоидного магматизма, он развивался в течение 480-450 млн. лет; последние его стадии определяются значениями 440-420 млн. лет. Его уверенно обособляют от более молодого – позднекаледонского, или аккадского орогенеза, известного в Северных и Южных Аппалачах.

В Восточно-Гренландской складчатой системе формирование глинисто-карбонатных верхов нижнего кембрия, верхней части системы и нижнего-среднего ордовика (до 3 км) сменяется седиментационным перерывом, длившимся до середины девона. Такой характер развития в полной мере

отвечает раннекаледонскому циклу, может трактоваться как его отражение. На севере Гренландии в пределах Иннуитской складчатой системы более выразительным является позднекаледонский цикл.

Достаточно отчетливо раннекаледонский цикл проявлен в каледонидах Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В эвгеосинклинальной зоне этой области вулканогенно-терригенный кембрий и ордовик имеют мощность до 15 км. В середине ордовика здесь произошла складчатость, сменились условия осадконакопления (верхний ордовик и силур образованы континентальной молассой). Во второй половине этого периода и силуре внедряются гранитоиды, в том числе такие крупные батолиты как Кунгейский, Сусамырский и др. В самых разных зонах этого региона развивался гранитоидный магматизм в интервале от 480-460 до 420-400 млн. лет, четко фиксируя раннекаледонский орогенез.

В пределах Алтае-Саянской области по схеме раннекаледонского цикла развивается Горный Алтай. В венде и первой половине раннего кембрия здесь, как и в Западном Саяне, формируется спилит-кератофировая формация, в конце раннего кембрия и среднем кембрии – формация зеленых туфов андезит-базальтового состава, а в позднем кембрии-раннем ордовике флишоидная формация. Средний ордовик начинает накопление орогенного молассового комплекса, образование которого продолжалось до середины девона. Аналогичное развитие характерно и для Рудно-Алтайской и Томь-Колыванской складчатых систем. В венде-среднем кембрии здесь формируется спилит-кератофировая формация (7 км), в позднем кембрии-раннем ордовике флишоиды, которые несогласно залегают на нижележащих образованиях, а со второй половины ордовика и в силуре после раннекаледонской складчатости устанавливаются континентальные условия.

М.А. Усов (1936), анализирувавший палеозойский тектогенез Западно-Сибирского края, выделял в его составе салаирский цикл, продолжавшийся, по его представлениям, до конца кембрия, алтайский цикл, имевший место в раннем ордовике (западно-сибирская тектоническая фаза), и каледонский цикл, развивавшийся со среднего ордовика и почти до конца силура, до начала среднепалеозойского тельбесского цикла. Рассматриваемый здесь раннекаледонский орогенез примерно отвечает раннекаледонскому циклу М.А. Усова, а алтайский его цикл – лишь какой-то части его геосинклинальной стадии. И хотя с современных позиций алтайский цикл не может в полной мере соответствовать обосновываемому здесь раннекаледонскому, его название может быть использовано как один из его синонимов. Такое предложение тем более следует считать приемлемым, что в Рудном и Горном Алтае раннекаледонский цикл проявлен четко и может читаться наиболее выразительным.

В целом, раннекаледонский геотектонический цикл имеет все основания для выделения в качестве самостоятельного историко-геологического

подразделения. Он четко проявлен в Атлантическом и Урало-Монгольском складчатых поясах (Британские и Скандинавские каледониды, Аппалачи, Центрально-Казахстанская и Северо-Тяньшаньская системы, Алтае-Саянская область). Его начало следует относить ко времени раннекембрийской структурно-геологической перестройки (550 млн. лет), инверсию тектонических режимов или границу геосинклинальной и орогенной стадий – к среднему ордовика (480 млн. лет), а завершение – к концу силура. Синонимами термина раннекаледонский цикл могут считаться грампинский, таконский и алтайский, отражающими условия и особенности его проявления в Европе, Северной Америке и Центральной Азии.

Позднекаледонский (тельбесский, акадский) цикл

Под позднекаледонским циклом следует понимать совокупность тектонических, седиментационно-палеогеографических и магматических проявлений, развивающихся после аналогичных и сходных по продолжительности раннекаледонских (таконских, грампинских, алтайских), но предшествующих герцинским. Представления о позднекаледонской орогении и цикле часто фигурируют в историко-геологических построениях разных исследователей, однако попыток точно датировать, а также отличать от соседних по времени циклов не было. В соответствии с развиваемыми здесь положениями геосинклинальная стадия рассматриваемого цикла приходится на вторую половину ордовика-силура, а орогенная – на средний палеозой (девон-первая половина раннего карбона). Его проявление сопровождается формированием поздних каледонид, достаточно широко распространенных в Атлантическом и Урало-Монгольском поясах.

Анализ представлений о позднекаледонском цикле нужно начать с формулирования положения о том, что тектонотип его на Северо-Шотландском нагорье не дает полной и убедительной информации о его возрастных границах и геологической сущности. Эта площадь входила, вероятно, в состав древней платформенной структуры или была срединным массивом (зоной более ранней консолидации) с нижнепротерозойским складчатым основанием. Сравнительно полный разрез нижнего палеозоя в пределах бассейна нынешнего Северо-Шотландского нагорья, включаемый обычно в состав Верхнего Дальреда, представлен мелководными терригенными и карбонатными отложениями ордовика и силура, достигающими 1,2 км.

По иной возрастной схеме развивается зона Уэльса, Озерного района и бассейна Южно-Шотландской возвышенности. Это площадь устойчивого раннепалеозойского прогибания с накоплением мощных морских преимущественно терригенных отложений с вулканитами и известняками, которое продолжалось здесь почти до конца силура. Активизация опусканий в

этой зоне имела место в позднем ордовике-силуре (мощность только верхнего ордовика в районе Гервана достигала 2,5-5 км). Наиболее выразительная инверсия тектонических режимов приурочена к границе силура и девона (эрийская фаза) и сопровождалась началом формирования красноцветных моласс олдреда. Самый молодой гранитоидный магматизм имеет здесь возраст 410-380 млн. лет. Следовательно, тектонотипом позднекаледонского цикла целесообразно считать площади бассейна Уэльса-Ирландии.

Каледониды Скандинавии и Шпицбергена также не дают выразительных примеров складчатых сооружений, развивающихся по схеме позднекаледонского цикла. Наряду с раннекаледонской инверсией тектонических режимов, проявленной в середине ордовика, которая нашла отражение в прекращении на Шпицбергене существовавшей в венде-среднем ордовике седиментации, сменившейся воздыманиями, здесь известен и позднекаледонский тектогенез. На границе силура и девона в этом регионе имели место динамометаморфизм и внедрение многочисленных гранитных плутонов с возрастом 400 ± 20 млн. лет; за этим последовало эпиплатформенное горообразование с накоплением красноцветной континентальной молассы нижнего-среднего девона мощностью более 8 км (олдред). Ее последующие деформации, известные как свальбардский тектогенез, проявились по разным представлениям в течение среднего и позднего девона и вплоть до турне, что уверенно фиксирует именно позднекаледонский орогенез.

Морские бассейны платформенного типа существовали со второй половины ордовика на участке Осло-Пражский бассейн и до Карнийских Альп и Волыно-Подолии; их существование прекратилось в конце силура-начале девона, четко фиксируя геосинклинальную стадию и инверсию режимов позднекаледонского цикла. В Чешском массиве наиболее древняя группа тоналитов (меланократовые гранодиориты и сиениты) сформировалась в интервале времени 400-360 млн. лет, что также подтверждает проявление орогенеза рассматриваемого цикла. Литологический состав среднего палеозоя и его структурный план обычно резко отличаются от раннепалеозойского: опускания и осадконакопление перемещаются в пределы Львовского прогиба и прогиба Большого Донбасса (Припятского и Приднепровского грабенов).

В Аппалачской складчатой области Северной Америки, значительная часть которой сформировалась в течение таконского орогенеза, известны зоны, развивающиеся по схеме позднекаледонского цикла. Имевшая место в позднем ордовике-силуре активизация прогибаний сопровождалась накоплением отложений мощностью в 1,5 км в миогеосинклинальной зоне (Пенсильвания) и свыше 9 км в эвгеосинклинальной зоне Приморских провинций Канады. Интенсивные поднятия в Северных Аппалачах начались в среднем девоне, фиксируя проявление аккадского орогенеза. Отражением его было накопление мощной красноцветной формации молассового типа, которая может рассматриваться как формационный аналог Древнего красного лежня (олдред) Европы. Аккадская провинция характеризуется широким развитием

каледонских гранитоидов, основная часть которых сформировалась в интервале 400-360 млн. лет (Faul et al., 1963; Хаин, 1971, с.124). В провинции Мэн может быть уточнен возраст главной фазы аккадской орогении; нижний возрастной предел этой складчатости определяется значениями от 403 ± 4 до 400 ± 6 млн. лет (Hubacher et al., 1987).

Условно к тектоническим структурам, развивающимся по схеме позднекаледонского цикла, может быть отнесена внутренняя часть Иннуитской складчатой системы, которая располагается в северной части Канадского Арктического архипелага и на прилегающей окраине Гренландии. Активные прогибания в ее эвгеосинклинали имели место в течение ордовика-силура и сопровождались формированием вулканогенно-терригенных образований, достигавших 18 км. В девоне седиментационные площади здесь резко сокращаются, и в прогибания вовлекается лишь западная часть миогеосинклинали, в которой формируется карбонатно-терригенный средний палеозой (5 км). В раннем карбоне окончательно оформились Иннуитские горно-складчатые сооружения, что позволяет считать их каледонско-герцинскими. Проявлением дальнейшей активизации складчатой системы является формирование на ее окраине Свердрупской синеклизы, развивающейся в течение позднего палеозоя-мезозоя и вплоть до палеогена (мощность отложений до 12 км), которая может считаться продолжением Верхояно-Чукотской области. Таким образом, в развитии данной складчатой системы достаточно отчетливо выражена лишь геосинклинальная стадия позднекаледонского цикла, а орогенная затухает процессами дальнейшей тектоно-магматической активизации.

Достаточно выразительно позднекаледонский цикл проявлен в отдельных системах Урало-Монгольского пояса, что вероятно можно объяснять более детальной стратиграфической и радиогеохронологической их изученностью. Начало развития Уральской геосинклинали относится к середине ордовика; однако, эта стадия цикла не завершилась здесь орогенезом, а сменилась новыми активными прогибаниями в среднем палеозое, что позволяет считать Урал позднекаледонско-герцинским складчатым сооружением. Отражением позднекаледонской орогении на Урале может быть формирование магнетитовой и медноколчеданной рудной формации, образовавшейся в интервале времени 380-370 млн. лет назад, и начальный этап внедрения гранитоидов в пределах Восточно-Уральского поднятия (350-330 млн. лет), а также региональный метаморфизм и эпизодичный гранитоидный магматизм с возрастом около 400 млн. лет, известные в северном и южном секторах области, которые фиксируют недостаточно выразительно проявленную инверсию режимов. Вместе с тем, здесь известен метаморфизм и эпизодичный магматизм с возрастом 480 млн. лет, проявленные в разных зонах области, которые фиксируют структурно-геологическую перестройку, начало активных опусканий рассматриваемого цикла (Геохронология..., 1974).

Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань, трактуемые обычно как типичные каледониды, сформировались в основном в течение раннекаледонского орогенеза. Проявление позднекаледонского цикла здесь можно предполагать в Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе, где активные прогибания геосинклинального типа имели место в течение всего раннего палеозоя вплоть до силура. Орогенная стадия здесь отчетливо проявлена в первой половине девона, когда был образован Карагандинско-Балхашский вулканический пояс Центрального Казахстана. В интервале времени от 420-395 до 335-320 млн. лет развивался активный гранитоидный магматизм Северного Тянь-Шаня (алмаатинский, талгарский и кастекский комплексы), уверенно фиксируя здесь орогенную стадию рассматриваемого цикла.

Центральный Казахстан интересен также как область, где весьма точно может быть датировано начало геосинклинальной стадии позднекаледонского цикла. Так, в Байконурском синклинии, или прогибе кремнисто-карбонатный кембрий и нижняя часть ордовика до лланвирна включительно имеет мощность лишь 500-600 м (ниже залегает грубообломочный венд), а терригенный флишоидный и вулканогенно-терригенный лландейло-верхний ордовик превышает 6 км. Силур здесь отсутствует, а девон представлен кислыми вулканитами и грубообломочными отложениями, что позволяет считать данную зону типичными поздними каледонидами. Сходный тип развития фиксируется в Большом Каратау и Чаткало-Нарынской зоне. Здесь, а также в Малом Каратау, Бетпақдалинской зоне, Джунгаро-Балхашской системе и ряде других районов фиксируются резкие вещественные изменения или даже формационные несогласия на границе лланвирна и лландейло.

В Западносаянской складчатой системе Алтае-Саянской области в ордовике и раннем силуре продолжалось формирование флишоидной формации, достигающей 8 км. С конца силура и в девоне здесь проявлен орогенный режим, происходит формирование Тувинской впадины, которая может рассматриваться как аналог краевого прогиба этого складчатого сооружения; в последнем происходило образование ранне-среднедевонской порфировой формации, средне-позднедевонской красноцветной молассы, угленосного среднего-верхнего карбона. Все это позволяет рассматривать данную систему как позднекаледонскую. В Туве и Западном Саяне фиксируется эпизодичный магматизм с возрастом 400 млн. лет, знаменующий инверсию режимов, а также гранитоидный магматизм с возрастом 405-350 млн. лет (бреньские, сютхольские, джойские, ховахсинские граниты).

Отражение позднекаледонского цикла может предполагаться в отдельных зонах Кузнецко-Саянской складчатой области. В Тельбесском районе Горной Шории нижний ордовик представлен маломощными конгломератами (10-50 м); этот орогенез сопровождался внедрением крупных гранитоидных интрузий. В среднем-позднем ордовике здесь устанавливаются морские условия и накапливаются карбонатные отложения. Более мощный карбонатно-терригенный

силур известен в Уйменском прогибе (до 5 км). В девоне эта морская седиментация сменилась накоплением мощной (до 10 км) вулканогенно-осадочной формации, а в Минусинской впадине – красноцветной молассой, отвечающей Древнему красному песчанику западноевропейских каледонид.

В пределах Кордильер Северной Америки активные геосинклинальные прогибания имели место в течение почти всего палеозоя и раннего мезозоя. Сколько-нибудь значительных изменений характера осадконакопления на границе силура и девона не было. Однако проявление позднекаледонского орогенеза здесь также может предполагаться. На Аляске и в Канадских Кордильерах из разреза выпадает нижний девон, сопровождаясь на северной окраине материка складчатостью. В конце девона в осевой части геосинклинали начинаются интенсивные поднятия, получившие название антлерского орогенеза; его начальные фазы примерно отвечают по времени аккадскому орогенезу Аппалачей. Миссисипий, пенсильваний и пермь в Кордильерах Северной Америки залегают обычно с резким несогласием на интенсивно дислоцированном палеозое вплоть до девона включительно, что позволяет считать антлерский тектогенез в определенной степени переломным в истории региона (Хаин, 1971, с.213-215).

Достаточно выразительный позднекаледонский орогенез устанавливается в сооружениях Восточной Австралии, которые обычно относятся к герцинидам (Геол. развитие..., 1970). После устойчивых ордовикско-силурийских прогибаний геосинклинального типа в прогибах Новой Англии, трогах Мельбурн, Кобар и Эдавейл здесь имели место тектонические движения в коее силура (орогения Баунинг), которыми были приподняты и деформированы участки в осевой части складчатого сооружения. В течение почти всего девона здесь развивался обширный вулканизм орогенного типа с преобладанием эффузивов кислого и среднего состава (вулканиты Сноуп-Ривер, Идеен, риолиты и дациты поднятия Теймас-Моленг, формация Лайб, эффузивы Сербериан, Дандемонг и др.). Внедрение гранитоидов имело место в конце силура-раннем девоне и конечная фаза гранодиоритовых внедрений происходила в позднедевонскую эпоху. В течение среднего девона в геосинклинали Лаклан проявлена складчатость Таббераббера. В пределах Новой Зеландии верхний девон и нижний карбон отсутствуют, что также можно объяснить среднепалеозойскими поднятиями.

Таким образом, суммируя данные о проявлении позднекаледонского цикла, можно констатировать, что он является одним из наиболее выразительных в фанерозое. Среди структур, развивающихся по этой возрастной схеме, следует назвать зону Уэльса-Южно-Шотландского нагорья в британских каледонидах, отдельные зоны Северных Аппалачей, Западносаянскую складчатую систему Алтае-Саянской области, несколько условно – Иннуитскую складчатую систему Арктики, Чингиз-Тарбагатайскую систему, Байконурскую и другие зоны Центрального Казахстана и ряд других. Четко проявлена и точно датирована позднекаледонская орогенная стадия на

Шпицбергене и в каледонидах Скандинавии, в Аппалачах (аккадский орогенез), в Алтае-Саянской области и других районах Урало-Монгольского пояса, где она известна как тельбесский тектогенез, в Австралии (орогения Баунинг, Таббераббера). Весьма выразительной является инверсия режимов данного цикла, приуроченная к границе силура и девона и во многих случаях датированная значениями 400 ± 5 млн. лет. Начало цикла (геосинклинальных прогибаний) как среднеордовикское может устанавливаться в поздних каледонидах Англии, Центральном Казахстане, на Урале и в других регионах.

Вместе с тем, во многих тектонических системах имело место продолжение позднекаледонских геосинклинальных прогибаний в среднем палеозое, а позднее здесь проявлен позднепалеозойский орогенез (Урал, Джунгаро-Балхашская, Иртыш-Зайсанская системы, Южные Аппалачи), что позволяет считать их как области каледонско-герцинского развития. В среднепалеозойском орогенезе, который фиксирует орогенную стадию цикла, обычно четко проявлен лишь начальный и средний этап, ограниченный девоном, и менее выразительным является первая половина раннего карбона, что вероятно связано с глобальной турне-визейской трансгрессией и затуханием тектонической подвижности в эту эпоху. В целом, однако, можно утверждать, что орогенная стадия позднекаледонского цикла отвечает времени геосинклинальных прогибаний герцинского цикла и сокращать ее, ограничивать лишь девоном или его частью, как это зачастую делается, нет оснований. Можно предполагать, что отсутствие или малое количество выразительных региональных тектонотипов цикла является следствием недостаточно целенаправленных исследований, что частично и было показано.

Несколько слов о наиболее рациональном наименовании рассматриваемого цикла. Понятие о раннем и позднем каледонском орогенезе прочно утвердилось в геологии, однако возрастные границы их трактуется по-разному, и не было попыток уточнить их датировку. Использование здесь названия позднекаледонский цикл имеет целью лишь сохранить преемственность терминологии, уточнив его возрастные границы. Не исключается, однако, поиск более точного и однозначного наименования. Утвердившийся в североамериканской геологической литературе термин аккадский орогенез, хорошо известный и в международной геологии, не имеет четко обозначенной возрастной датировки: это главным образом активный тектогенез в середине девона; в последнее время уточняется, что его начало может быть отнесено и к раннему девону. Не уточняет его возрастные границы и использование термина антлерский орогенез.

Более подходящим для рассматриваемого случая следует считать использование термина тельбесский цикл, тем более, что примерно в такой возрастной трактовке он был введен уже более семи десятилетий назад. По М.А. Усову (1936), предложившему это название, начало орогенеза относится к проявлению эрийской и сухой тектоническим фазам; время проявления последней по современным данным также относится к границе силура и девона.

Этот орогенез включает такие выразительные его проявления как тельбесская фаза в середине девона и синхронная аккадской, а также барзасскую (предпозднедевонскую) и бретонскую. Производившееся Усовым включение в состав тельбесского цикла судетской фазы нельзя признать обоснованным и целесообразным; она начинает уже герцинский орогенез, что является практически общепризнанным. Следовательно, предложенное для этого орогенеза название тельбесский цикл может с некоторыми поправками использоваться и как синоним позднекаледонский, что является очень близким к первоначальной трактовке.

Герцинский цикл

Герцинский геотектонический цикл следует считать наиболее выразительным, детально изученным, возрастные границы которого понимаются более или менее одинаково. Принято считать, что геосинклинальные его прогибания имели место в среднем палеозое, а орогенез – в позднем. Тектонотипом цикла считается Европейская складчатая область, называемая обычно герцинидами Европы. Название его произошло от латинского наименования Богемского Леса – Герциния Сальва. Зоны герцинской консолидации известны также в Атласе, Альпах, Карпатах, на Кавказе, Северном Памире и в других областях Средиземноморского пояса. Наиболее выразительно цикл проявлен в Урало-Монгольском поясе, где он завершает его развитие (Уральская, Тянь-Шаньская, Монголо-Охотская области, Южно-Монгольская и другие системы). Каледонско-герцинское развитие характерно для южной части Аппалачей (Атлантический пояс). В Тихоокеанском поясе проявление данного тектогенеза не зафиксировано или он не был сколько-нибудь значительным.

В проблеме герцинского цикла существует два основных вопроса. Один формальный, связанный с использованием терминов герциниды и варисциды, герцинский и варисский или вариссийский циклы, которые принято считать синонимами; в отечественной терминологии более утвердилось первое наименование. Второй является принципиальным и связан с определением возраста и продолжительности геосинклинальной стадии цикла; он уже затрагивался ранее. Если исходить из имеющихся данных о среднепалеозойском возрасте позднекаледонского орогенеза, то нужно уточнить, в течение какого времени развивалась геосинклинальная стадия герцинид. В принимаемых построениях делается вывод, что это одновозрастное явление, приуроченное к среднему палеозою (девон-первая половина раннего карбона).

Европейская складчатая область представляет собой сложную мозаику срединных массивов (Армориканский, Центральный Французский, Чешский и

др.), разделенных зонами герцинской консолидации и перекрытых мезо-кайнозойскими наложенными депрессиями. Это затрудняет изучение здесь возраста геосинклинальной стадии, в частности, установление начала соответствующих прогибаний. В пределах области обособляется Северная система прогибов (Арденны, Рейнские Сланцевые и Рудные горы, Гарц, Судеты) и Южная, включающая Пиренеи, Альпы, Карпаты, Балканы, которые условно можно рассматривать как мио- и эвгеосинклинальные. В течение всего девона и первой половины раннего карбона (динанта, по западноевропейской терминологии) здесь происходило повсеместное накопление карбонатных, терригенных и вулканогенных образований, достигающих 10 км. Максимальные опускания и интенсивный вулканизм приурочены ко второй половине девона.

К концу визейского века относятся региональные судетские деформации, или тектоническая фаза, которые следует рассматривать как главную складчатость герцинид и инверсию режимов. С этого времени начинается накопление континентальных угленосных и красноцветных отложений, локализованных главным образом по северной окраине области (Намюрский синклиорий, Рурский и др. бассейны). Инверсия тектонических режимов фиксируется также началом активного гранитоидного магматизма, развивающегося почти до конца перми или в интервале 325-250 млн. лет и определяемого по весьма многочисленным данным. В отдельных зонах области более активно проявлены астурийское и заальское складкообразование (фазы), также включаемые в состав герцинского орогенеза. Завершение орогенной стадии следует связывать с началом формирования базальтоидных лав, трактуемых как финальный вулканизм; их структурный план и состав резко отличаются от позднепалеозойских магматитов. В палеогеографическом отношении это отвечает началу формирования позднеперско-раннетриасового пестрого песчаника, залегающего в основании наложенных депрессий.

Небольшие зоны герцинской консолидации известны в пределах Альпийской и Карпатской областей. В Раховском выступе Мармарошского массива формирование среднего палеозоя геосинклинального типа сменяется воздыманиями, локальным накоплением угленосных отложений и наземным вулканизмом, а также гранитоидным магматизмом с возрастом 325-250 млн. лет. В Карнийских Альпах инверсия тектонических режимов герцинского цикла фиксируется началом накопления терригенных отложений, известных как флиш Хохвипфель и относится к концу визе. Здесь же можно и точно датировать завершение орогенной стадии, которую следует относить к началу накопления беллерофоновых известняков; последние знаменуют установление времени устойчивых мезо-кайнозойских прогибаний или киммерийско-альпийских геосинклинальных стадий. В Бриансонской зоне Альп и Восточных Альпах известен гранитоидный магматизм с возрастом 300-240 млн. лет, а также эпизодичный метаморфизм со значениями 330-320 млн. лет, который фиксирует инверсию тектонических режимов.

Аналогично и синхронно проявлен герцинский цикл в пределах Кавказской складчатой области. На Большом Кавказе известен полный и мощный разрез среднего палеозоя (девон-динант), достигающий 10 км, формирование которого началось с конца силура. Это карбонатно-терригенные образования Лабинско-Малкинской и Тырнаузской зон; ко второй половине девона приурочен активный подводный вулканизм. В Приараксинском прогибе Малого Кавказа, который можно трактовать как миогеосинклинальную зону области, имело место накопление терригенных отложений сравнительно небольшой мощности. Инверсия тектонических режимов имела место в конце визейского века и проявилась на юге позднепалеозойским седиментационным перерывом. На севере она проявлена воздыманиями, локальным формированием угленосных и красцветных отложений, а также внедрением в течение всего позднего палеозоя гранитоидов и пермскими наземными вулканитами. Начало орогенной стадии здесь весьма точно и уверенно определяется по возрасту гранитоидов значениями 325 ± 2 млн. лет (Чесноков, Красивская, 1985). Завершение орогенной стадии должно относиться к концу перми, когда начинаются устойчивые мезо-кайнозойские прогибания, знаменующие геосинклинальные стадии киммерид-альпид.

В Уральской и Тянь-Шаньской областях среднепалеозойская геосинклинальная стадия герцинского цикла наследует раннепалеозойские прогибания (средний ордовик-силур). Здесь отчетливо обособляется миогеосинклинальная зона (Западный Урал, Южный Тянь-Шань) и эвгеосинклинальная зона Восточного Урала, характер осадконакопления в которых был достаточно выдержанным в течение всей этой стадии. Начавшиеся с конца визе воздымания Восточного Урала и Тянь-Шаня сопровождались формированием Предуральского краевого прогиба и активным гранитоидным магматизмом на Южном Урале, развивавшимся в интервале 320-260 млн. лет. Завершение орогенной стадии развития этих областей связывается с началом базальтоидных излияний (аналог финального вулканизма Европы), известных как на Северном Урале, так и в Тянь-Шане. Наиболее широко пермско-триасовый базальтоидный вулканизм проявлен в Тунгусской синеклизе Сибирской платформы (250-225 млн. лет); в пределах Западной Сибири с ним по времени совпадал активный рифтогенез.

По схеме герцинского цикла развивалась также Южно-Монгольская система (среднепалеозойские геосинклинальные прогибания и позднепалеозойский орогенез, сопровождаемый внедрением гранитоидов), а также Монголо-Охотская область. В пределах разных зон последней имели место активные прогибания геосинклинального типа, проявленные в течение всего девона, турнейского и визейского веков. Суммарная мощность среднего палеозоя в Удско-Шантарской зоне достигает 25 км. Причем, в отдельных местах девонские прогибания наследуют силурийские. В позднем палеозое в пределах всей этой области одновременно прекращается осадконакопление, что можно трактовать как время воздыманий, отвечающих герцинскому орогенезу;

однако внедрений гранитоидов этого возраста и накопления сколько-нибудь выразительного орогенного позднего палеозоя здесь не было.

Иногда в качестве региона, развивающегося по схемам таконского и герцинского циклов, называют южную часть Аппалачей или Мексиканско-Аппалачскую область. Консолидация прилежащей к Атлантическому океану эвгеосинклинальной зоны в результате таконского и акадского орогенезов сопровождалась однако прогибаниями в миогеосинклинальной зоне в течение силура-раннего девона и среднего девона-первой половины раннего карбона. Мощность накопившихся здесь карбонатно-терригенных толщ достигает 10 км. В позднем палеозое миогеосинклинальная зона области была охвачена поднятиями и деформациями, которыми были сформированы герциниды этой части Атлантического пояса. В это время формировался Преаппалачский краевой прогиб, в котором накапливается паралическая угленосная формация пенсильвания, а затем красноцветная моласса ранней перми.

Таким образом, в разных поясах и регионах Земли имело место формирование складчатых систем, развивающихся по схеме герцинского цикла. Для него весьма уверенно и однозначно обосновывается время инверсии тектонических режимов, или граница геосинклинальной и орогенной стадий, которая отвечает визейской структурно-геологической перестройке. Как показывает изучение последней в пределах Донбасса, герцинид Южной Англии, мезозойд Верхоянья и ряда других областей этот процесс может быть отнесен к границе веневского и михайловского времени позднего визе. Радиологическое ее значение, определяемое по эпизодическому метеморфизму и началу активного позднепалеозойского гранитоидного магматизма, может быть датировано значениями 325 ± 2 млн. лет и трактоваться как весьма кратковременное. Совпадение таких значений характерно для самых различных тектонических систем: герцинид Европы, Альпийско-Кавказского региона, Урало-Тяньшаньской области и др.

Менее уверенно датируется начало геосинклинальных прогибаний цикла, которое во многих тектонических системах наследует более древнее раннепалеозойское (Урал, Тянь-Шань, Южные Аппалачи). Непосредственно на границе силура и девона сколько-нибудь резкого изменения условий осадконакопления и деформаций в этих складчатых областях нет; они известны несколько выше и ниже (эрийская и арденская фазы). Однако на ряде платформенных площадей инверсия седиментационно-тектонических режимов, которую можно принимать за начало цикла, известна и точно датирована. Это на Вольно-Подольской плите, в Пражском прогибе Чешского массива, Алтае-Саянской области. Для девона характерно разрастание седиментационных площадей или смена их структурного плана. Таким образом, герцинская геосинклинальная стадия в полном объеме отвечает времени каледонского орогенеза, что позволяет определять эти стадии как синхронные.

Верхняя возрастная граница герцинского цикла уверенно определяется по резкому затуханию или прекращению позднепалеозойского гранитоидного магматизма, началу формирования пермско-триасовых базальтоидов (так называемый финальный вулканизм) и эпизодичному региональному метаморфизму, которые дают хорошие совпадения и могут быть датированы значениями 245-250 млн. лет. В альпидах Средиземноморского пояса завершение цикла можно также определять по началу устойчивых мезокайнозойских прогибаний, начало которых должно быть отнесено к последней трети поздней перми или татарскому веку. Синхронная инверсия тектонических режимов, совпадающая с позднепермской структурно-геологической перестройкой, хорошо известна и в Восточной Азии (Соловьев, 1984), где она начинается индосинийский орогенез. Строгое совпадение времени герцинского орогенеза с активными геосинклинальными прогибаниями в Японии, Донбассе, Верхоянье, мезозоидах Индокитая и других тектонических системах подтверждает правомочность возрастного коррелирования геосинклинальной стадии рассматриваемого цикла с позднекаледонским орогенезом.

Индосинийский цикл

Представления об индосинийском цикле оформились значительно позже, чем о других подобных геотектонических подразделениях фанерозоя. Понятие об индосинидах и индосинийском орогенезе, проявленном в Индокитае, было введено Ж. Фромаже (1934) и первоначально понималось как тектонические движения первой половины триаса. Позднее Хуан Цзи-цин (1960; МГТ, 1963, с. 79) назвал индосинийскими движения тектогенез между триасом и юрой, устанавливая их проявление в Индокитае и Южном Китае. А.А. Белов и др. (1981), изучая структуру Памира, Афганистана и ЮВ Азии, предложили распространять термин индосиниды на позднетриасовые складчатые сооружения Средиземноморского и Центрально-Азиатского поясов, считая индосинийскую эпоху складчатости равнозначной каледонской, герцинской и альпийской и относя к ней завершение развития геосинклинально-океанической области Палеотетиса.

Наряду с этим, тектонические движения и фазу Акиеси для Японских о-вов, проявленную несогласием между верхнепалеозойской серией Титибу, известняками Акиеси и карнийской или норийской толщей Мине, обосновывал Т. Кобаяси (1939). Позднее возраст этой фазы уточнялся как предпозднетриасовый или ладинский, но вместе с тем в триасе устанавливалось проявление еще 7 тектонических фаз (Гогель, 1969, с. 296). Постепенно название Акиеси было распространено на весь раннемезозойский орогенез, а одноименная стадия охватывала интервал времени от конца перми до средней юры включительно (Т. Кимура, 1984). Причем, многими исследователями, в первую очередь китайскими, подчеркивалась одновозрастность орогенезов

индосинийского и Акиеси, которые были более древними, чем яньшаньский (иеньшаньский), а также верхоянский и невадийский.

Поскольку под геотектоническим циклом принято понимать совокупность процессов, включающих геосинклинальные прогибания и последующий орогенез, естественной стала необходимостью уточнения возрастных его границ и, в первую очередь, геосинклинальной стадии. В индосинидах Индокитая он достаточно уверенно может определяться как позднепалеозойский. Это время формирования преимущественно карбонатных отложений мощностью до 2,5 км, включающих внизу серию Бак Сон в Северном Вьетнаме и другие вышележащие образования. Причем, начало обширной карбонатной седиментации, сменившей локальное накопление терригенной формации Ла Кхе, датируется здесь весьма уверенно как конец визе. Инверсию режимов и начало индосинийского орогенеза столь же точно датировать в Индокитае не удастся. В последнее время ее принято относить к концу перми, когда карбонатная седиментация сменяется терригенной; такое явление характерно для Северного Таиланда, Северного Лаоса, различных районов Вьетнама. Существование здесь резко проявленной позднепермской структурно-геологической перестройки подтверждается кратковременным гранитоидным магматизмом, известным во Вьетнаме, Лаосе, Таиланде, Малайзии. Среднее значение абсолютного возраста магматической серии Дьен-Бьен-Фу, равное 248 млн. лет (Загрузина и др., 1979), по всей видимости, наиболее точно фиксирует именно ее.

Более уверенно возраст геосинклинальной стадии рассматриваемого цикла можно устанавливать в Южном Китае, где в это время также формировался однообразный карбонатный комплекс. Начинается она с конца визе накоплением известняков Хэчжоу в Аньхое или свиты Шансы в Южном Гуйчжоу, которые сменяют терригенные отложения свит Гаолишань и Цзюсы. Аналогичное явление известно в Западном Циньлине, где известняки Люян залегают на терригенной серии Дахэдянь. Наиболее точно в Южном Китае можно фиксировать верхнюю возрастную границу геосинклинальной стадии, или инверсию режимов, которая отвечает началу терригенной, преимущественно континентальной седиментации. Это знаменитая свита Лэпин, залегающая на известняках Маокоу или в основании мезозойского терригенного разреза наложенных впадин.

Наиболее выразительной геосинклинальная стадия индосинийского геотектонического цикла является в Японии, где ей отвечает формирование мощной вулканогенно-кремнистой серии Титибу, которая известна в различных зонах области и достигает 9 км. Она начинается с формирования известняков Онимару, сменивших терригенную седиментацию в рифте Мотаи, и также может быть датирована концом визе. Завершение геосинклинальной стадии должно быть отнесено к поздней перми; оно проявлено началом накопления мощных конгломератов Усугину, начинающих терригенный нижнемезозойский разрез Японии, который представлен внизу серией Тоема-группой Инаи. В

различных районах Японских о-вов фиксируется региональный метаморфизм с возрастом 240-250 млн. лет, а также складчатость, выделяемая как фаза Майдзуру-Кума, или Тате. Для юго-западной окраины этого региона известен кратковременно развивающийся позднепермский гранитоидный магматизм, также подтверждающий существование соответствующей перестройки. В целом, ранний мезозой в Японии был временем резкого сокращения морских площадей и формирования грубообломочных терригенных отложений в зоне Сангун-Ямагути.

Проявление индосинийского цикла может предполагаться и вдоль западных окраин Сихотэ-Алиня, где к позднему палеозою могут быть отнесены обширные, практически повсеместные прогибания и накопление мощных вулканогенно-кремнистых образований (улахинская серия в Главном антиклинории, самурская серия в северо-западной части области и др.). С последней трети поздней перми здесь начинаются локальные воздымания и формирование зон ранней консолидации. Эта инверсия режимов контролируется кратковременным гранитоидным магматизмом с возрастом 245-250 млн. лет (Бажанов, Соловьев, 1967). Орогенную стадию этого цикла можно распространять на весь ранний мезозой, в течение которого геосинклинальные процессы перемещаются в восточные зоны Сихотэ-Алинской области. Возраст этой орогенной стадии или преобладающих воздыманий хорошо фиксирует время накопления однообразной маломощной извилинской свиты Главного антиклинория, формировавшейся с конца перми по среднюю юру включительно. С поздней юры в Северном Сихотэ-Алине начинаются новые активные прогибания, знаменующие проявление нового самостоятельного сихотэалинского цикла, который обусловил формирование среднемезозойских алинид.

Распространение индосинид в Средиземноморском поясе рассматривалось А.А. Беловым и др. (1981), о чем уже шла речь, и поэтому нет необходимости повторять этот материал. Остановимся только на некоторых районах материка, в которых можно уточнить возраст цикла и показать на этих примерах его синхронность в самых различных регионах. В пределах Северо-Памирской системы для позднего палеозоя характерны достаточно активные прогибания геосинклинального типа, результатом чего было формирование в бассейне р. Зулумарт преимущественно карбонатного комплекса мощностью до 3,5 км, либо накопление терригенной белеулинской свиты. С конца перми здесь повсеместно начинается формирование континентальных грубообломочных пестроцветных отложений, фиксирующих режимы орогенного типа. Это очень напоминает палеогеографическую обстановку и тип развития в Индокитае. В связи с этим нужно уточнить сложившиеся представления: эта часть области должна быть отнесена не к герцинидам, а к индосинидам.

Интересно с этих же позиций проанализировать особенности развития Донецкого складчатого сооружения (ДСС), или Донбасса, которое обычно рассматривается как кратковременно формирующаяся в позднем палеозое

геосинклиналь. Обычно начало геосинклинальной стадии здесь относят к концу визе, когда на месте среднепалеозойского рифта начались интенсивные прогибания, в результате которых накопились угленосные, терригенные красноцветные, карбонатные и соленосные отложения мощностью до 15-18 км. Сокращение морских площадей здесь началось с позднего карбона и более определенно с середины перми. Однако инверсия режимов имела место лишь в поздней перми (предположительно, середине татарского века), с которой началось формирование континентального терригенного нижнего мезозоя в прилегающей Днепровско-Донецкой впадине. Такие данные позволяют делать вывод, что Донбасс развивался по схеме типичного индосинийского цикла и относить его к герцинидам, даже поздним, неправильно. Тем более, что такого подразделения нет.

В пределах Верхояно-Колымской системы повсеместные активные прогибания и накопление мощных морских терригенных отложений происходило в позднем палеозое. Начало терригенной седиментации является здесь точно датированной и строго синхронной донецкой. В раннем мезозое эти опускания и тот же тип осадконакопления продолжался, частично переместившись в пределы соседней Чукотской системы. Вместе с тем, вдоль западной окраины Верхоянья можно обособлять зоны индосинийской консолидации, хотя в целом Верхояно-Чукотская область развивается по схеме киммерийского цикла и может рассматриваться как типичные киммериды. Аналогичным образом может трактоваться Северо-Гималайская система, где позднепалеозойские геосинклинальные прогибания продолжались и в раннем мезозое, завершившись позднеюрско-раннемеловыми воздыманиями, характерными для киммерийского орогенеза.

Приведенный материал показывает, что в самых различных регионах Евразии, в пределах ее Тихоокеанского и Средиземноморского поясов фиксируются раннемезозойские складчатые сооружения, которые развивались по схеме индосинийского геотектонического цикла. В ряде регионов можно очень точно датировать начало геосинклинальной стадии этого цикла, относя его к позднему визе или точнее даже границе веневского и михайловского времени (Индокитай, Япония, Донбасс, Верхоянье). Состав формаций, накопившихся в течение позднего палеозоя, был самым разнообразным: вулканогенно-кремнистые образования (Япония, Сихотэ-Алинь), карбонатные (Индокитай, отдельные зоны Северного Памира, Циньлинь), терригенные (Юго-Восточный Памир, Верхоянье) или смешанные. Индосиниды не следует путать с герцинидами, так как ко времени герцинского орогенеза относятся геосинклинальные прогибания в индосинидах. И, следовательно, это новый самостоятельный цикл.

Инверсия режимов, или начало индосинийской орогении должно быть отнесено к поздней перми, вероятно первой половине или началу татарского века. Важная роль этого позднепермского тектогенеза на примере Восточной Азии рассматривалась ранее (Соловьев, 1984 и др.); не менее выразительной

является она и для Средиземноморского пояса. Структурно-геологическая перестройка этого возраста контролируется не только резкой сменой седиментационно-палеогеографических обстановок, но и выразительным изменением типа вулканно-плутонической деятельности, а также эпизодичным магматизмом и метаморфизмом с возрастом 247 ± 2 млн. лет. Для данного тектогенеза может быть использовано предложенное еще Г. Штилле название пфальцская фаза, при условии, однако, уточнения ее возраста. Основанием для таких изменений могут быть появившиеся в последнее время данные об отнесении базальных слоев пестрого песчаника не к основанию триаса, а к верхам перми. В азиатских регионах для данного тектогенеза нами использовалось название сихотэалинская фаза (Лапкин, Соловьев, 1969).

Наиболее выразительной в индосинийском орогенезе является предпозднетриасовая тектоническая фаза, получившая в Японии название Акиеси, на Кавказе и в Предкавказье – лабинская и адыгейская. В конце ранней юры проявилась первая донецкая фаза, а на границе триаса и юры обособляются обычно раннекиммерийские фазы. Завершение индосинийской орогении и цикла в целом следует относить к келловю. На этом возрастном уровне проявлена следующая весьма выразительная перестройка, с которой начинается раскрытие молодых океанов, а также формирование киммерид в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах, имеющих совершенно иной структурный план размещения по сравнению с индосинидами.

За рассматриваемым геотектоническим циклом целесообразно сохранить название индосинийский – исходя из принципа терминологического приоритета и учитывая достаточно широкое распространение термина. Используемый в японской терминологии «цикл Акиеси» следует считать его возрастным аналогом. Геосинклинальная стадия индосинийского цикла соответствует времени существования Пангеи, а орогенная – началу распада данного суперматерика. Этим определяется его седиментационно-палеогеографическое и тектоническое своеобразие: он наиболее выразителен в Тихоокеанском поясе (Восточный Палеотетис). Интересно, что в Японии, Донбассе и, вероятно, Верхоянье и Сихотэ-Алине он проявлен одинаково: начинается после среднепалеозойского рифтогенеза.

Индосинийский геотектонический цикл в такой трактовке – геосинклинальные прогибания в позднем палеозое и орогенез в раннем мезозое – отвечает формированию практически всех индосинид Евразии, в самых разных ее регионах. Учитывая проявление раннемезозойского орогенеза и на других материках (инклинский, кассиарский, когульский, колумбийский, палисадский, сонома и др.) вполне уверенно и обоснованно можно говорить об этом явлении как о глобальном процессе. На примере данного цикла весьма уверенно устанавливается одновозрастность геосинклинальной его стадии герцинскому орогенезу. Соответственно, индосинийский орогенез синхронен геосинклинальной стадии киммерийского цикла. Продолжительность геосинклинальной и орогенной стадий индосинийского цикла являются

одинаковыми и равны таковым других достаточно хорошо изученных циклов – герцинскому, киммерийскому, каледонским, салаирскому и др. Все это дает возможность включать индосинийский цикл в схему глобального развития тектогенеза на тех же основаниях, что и ранее рассмотренные геотектонические и историко-геологические подразделения.

Киммерийский цикл

Представления о киммерийской складчатости были введены Г. Штилле (1910), использовавшим термин Мразека о Киммерийских горах, где все проявления складчатости были древнее неокома (Муравски, 1980, с. 156). Тектонотипом складчатых сооружений, развивавшихся по этой схеме, была выбрана восточная часть Южного (Горного) Крыма. Киммерийская складчатость фигурирует в построениях Д.Н. Соболева (1914, 1926) как равнозначная каледонской, герцинской и альпийской. Проявлена она двумя основными фазами: между триасом и юрой и юрой и мелом. Аналогичным образом Г. Штилле (1924) выделяет древне- и новокиммерийскую фазы, обособляя в составе последней 3 субфазы, развивавшиеся в течение второй половины поздней юры. А.С. Моисеев (1939), обособляя киммерийское или херсонесское горообразование в составе альпийского, начинает его с лабинской тектонической фазы, фиксируя в Крыму проявление двух фаз – салгирской, или древнекиммерийской и яйлинской, развивавшейся между келловеем и оксфордом. Последняя, по современным представлениям, должна рассматриваться как главная складчатость цикла или время инверсии тектонических режимов.

Вонг (1926), И.Д. Мушкетов (1935), С. Чу (1939) и др. вводят в литературу представления об яньшаньской (иеньшаньской) складчатости, а О.С. Вялов (1939) о мезозойской, или тихоокеанской. Тогда же появляется термин андийская или андская фазы (Мазарович, 1938; Моисеев, 1939) и невадийская эпоха тектогенеза (Коровин, 1941); причем, в последнем случае делается оговорка, что индосинийский и киммерийский циклы – разновозрастные. Поскольку уже в первые послевоенные десятилетия в отечественной геологии утвердились представления об асинхронности тектогенеза в Атлантическом и Тихоокеанском секторах Земли, возраст киммерийской орогении и соответственно тихоокеанского тектогенеза строго не уточнялся и не было попыток коррелировать их. Производимое тогда включение Горного Крыма в состав альпид (Муратов, 1949 и др.) также не содействовало целенаправленному изучению киммерийского цикла.

Со второй половины 60-х годов по мере более детального изучения Средиземноморского пояса, особенно Памирской и Гималайской его областей, интерес к ранее выделявшемуся киммерийскому орогенезу восстанавливается и

возрастает. В.Ф. Пчелинцев (1962, 1966) целенаправленно анализирует историко-геологическое развитие киммерид Крыма. В.И. Славин и В.Е. Хаин (1980) показали широкое распространение киммерид в Средиземноморском поясе. Уточняются представления и о возрасте тихоокеанских мезозоид. Все это создало предпосылки для сопоставления всех этих тектонических движений. Однако для уточнения сущности рассматриваемого цикла необходимо проанализировать характер его развития в основных регионах.

Горный Крым, ставший тектонотипом киммерийского орогенеза и цикла, испытывал прогибания геосинклинального типа в позднем триасе-ранней юре, в течение которых здесь формировалась таврическая серия (терригенный флиш). Средняя юра характеризуется дифференциацией режимов, однако структурный план и общий тип осадконакопления сохраняется, осложняясь местами лишь проявлением островодужного вулканизма и накоплением грубообломочных толщ. Резкая смена седиментационно-палеогеографических обстановок происходит в келловее; со второй его половины в отдельных зонах региона начинается накопление грубообломочных отложений (тапшанская, демерджийская, сухореченская и др. свиты), в других – локальное формирование карбонатных, часто рифогенных образований (судакская, яйлинская свиты). Морские площади сокращаются. К келловее относится главная складчатость, за которой целесообразно сохранить название яйлинская фаза, уточнив лишь ее возраст. В раннем мелу, а возможно и с поздней юры активные опускания перемещаются в Причерноморскую впадину, которая может рассматриваться как аналог краевого прогиба крымских киммерид.

Начало геосинклинальной стадии этого цикла в Крыму не может быть точно установлено, так как основание таврической серии неизвестно. Косвенно уточнение возраста этой границы может быть произведено на Большом Кавказе, где с последней трети поздней перми начинается формирование карбонатно-терригенной толщи, знаменующей наступление преимущественно морской терригенной раннемезозойской седиментации, которая сменила континентальную орогенную позднепалеозойскую. А также в Карнийских Альпах, где накопление беллерофоновых известняков, залегающих на континентальных вальгарденских или греденских песчаниках, фиксирует установившееся накопление карбонатов нижнего мезозоя альпийского типа. Максимум геосинклинальных прогибаний на Кавказе относится к средней юре, в течение которой сформировались наиболее мощные и широко распространенные терригенные отложения. Резкая смена тектонических и седиментационных режимов имела место на границе среднего и позднего келловее, одним из проявлений чего было резкое сокращение морских площадей, локальное накопление карбонатно-терригенных отложений и внедрение мелких гранитоидных интрузий с возрастом 165-110 млн. лет. В целом, киммерийский цикл на Кавказе был недостаточно выразительным, а также резко переработан более активным альпийским тектогенезом.

В пределах Северо-Гималайской системы в течение позднего палеозоя происходили интенсивные опускания и накопление мощных глинистых толщ (фенестелловые сланцы), которые местами переслаиваются с вулканитами. В раннем мезозое характер седиментации резко меняется; здесь формируются карбонатные отложения, суммарная мощность которых превышает 2 км. В поздней юре-раннем мелу седиментационные площади и мощность отложений резко сокращаются (сланцы Спити, песчаники Гиюмал общей мощностью до 250 м). Такой тип развития этой части области позволяет относить ее к киммеридам, заложившимся на позднепалеозойском геосинклинальном основании, которые впоследствии были переработаны альпийским орогенезом, вовлекшим ее в так называемые эпиплатформенные сводовые воздымания. Сходные историко-геологические и тектонические обстановки в позднем палеозое-мезозое имели место и в Юго-Восточном Памире, в осевых зонах которого сформировались раннемезозойские прогибы с карбонатной седиментацией, которые также можно относить к киммеридам.

Площадь в определенной степени классического проявления киммерийского геотектонического цикла может считаться Чукотская система Верхояно-Чукотской области. Начало устойчивых прогибаний устанавливается здесь с конца перми (кэпэрвеевская свита) и продолжается до конца средней юры. Это время накопления здесь верхней части верхоянского терригенного комплекса. В келловее в пределах практически все области начинаются повсеместные воздымания, локальное накопление континентальных отложений и формирование в пределах прилежащего Колымского массива Илинътасского вулканического пояса, а на площади всего складчатого сооружения внедрение гранитоидов. Вдоль восточной окраины области происходит заложение Охотско-Чукотского вулканического пояса, максимум вулканизма в котором относится к концу раннего мела, вероятно, альбу (статистический максимум 100 млн. лет). К турону, или возрастному уровню в 90 млн. лет относится резкая смена типа магматизма в пределах этого пояса, когда гранит-гранодиоритовые комплексы сменяются щелочно-гранитными. Таким образом, все возрастные границы цикла здесь могут быть уверенно и точно датированы. Геосинклинальная и орогенная стадии являются весьма выразительными, а позднемеловой магматизм может трактоваться как процессы тектоно-магматической активизации, отражающие наступление орогенной стадии в Сихотэ-Алине.

Возраст яньшаньского орогенеза в Юго-Восточной Азии может восстанавливаться с определенной долей условности, учитывая сравнительно слабую геологическую изученность этих площадей и многообразие представлений в этом вопросе. Необходимо подчеркнуть, что данный орогенез является здесь не стадией соответствующего цикла, а лишь отражает процессы тектоно-магматической активизации; геосинклинальная стадия его не доказана или просто отсутствует. Однако его датировка весьма полезна для понимания возрастных границ рассматриваемого цикла. В самых различных районах этого огромного и разнородного региона в течение 165-100 млн. лет развивается

активный гранитоидный магматизм, что подтверждается большим количеством данных. Это наиболее древние мезозойские гранитоиды Катазиатского вулканического пояса, начало формирования гранитов танчхонского комплекса в Корее, шарахадинского комплекса гранитов Северо-Восточной Японии, батолитовый пояс Становой и Селенгино-Яблоновой областей Сибири и т.д. В Забайкалье и Алтае-Саянской области имеются многочисленные определения регионального метаморфизма с возрастом около 165 млн. лет, которые фиксируют здесь крупную структурно-геологическую перестройку и тектономагматическую инверсию. Завершение яньшаньского орогенеза следует относить к началу орогенеза в Сихотэ-Алинской и Анадыро-Корякской областях, когда структурный план развития подвижных областей резко меняется.

В Кордильерах Северной Америки после акадского и герцинского орогенезов начинаются раннемезозойские прогибания в геосинклинали Скалистых гор. Максимум погружений имеет место в позднем триасе и продолжается затем в ранней-средней юре; мощность накопившихся в это время карбонатных и терригенных отложений составляет до 4,5 км, а эвгеосинклинальных комплексов и того больше. С поздней юры развитие Северо-Американских Кордильер вступило в стадию преобладающих поднятий. В мезо-кайнозойском орогенезе, длившемся примерно 150 млн. лет, обособляются невадийская и ларамийская эпохи (Хаин, 1971). Такие данные позволяют трактовать невадиды Северной Америки как возрастной аналог киммерид, претерпевших в дальнейшем более молодую тектономагматическую активизацию. В составе невадийского орогенеза принято обособлять ранне-, средне- и поздненевадийскую тектонические фазы, которые условно можно сопоставлять с яйлинской, позднекиммерийской и австрийской фазами Европы. Первая из них, которую можно датировать келловеем и трактовать как главную складчатость или время инверсии тектонических режимов, получила в Северной Америке наименование агасисской.

В пределах Новой Зеландии интенсивные пермско-триасовые прогибания, сопровождавшиеся формированием мощных преимущественно терригенных и вулканогенных образований, сменяются орогенезом, получившим название эпохи складчатости Рангитата. Последний развивается в течение поздней юры-раннего мела, продолжаясь до турона включительно. Со второй половины кайнозоя начинается новая эпоха складчатости – орогенез Кайкура. Приведенные данные позволяют устанавливать и в этом сегменте Тихоокеанского пояса проявление киммерийского цикла.

Таким образом, в самых различных регионах Евразии и Северной Америки проявлен или может предполагаться одновозрастный геотектонический цикл, за которым по праву приоритета целесообразно сохранить название киммерийский. Геосинклинальная его стадия начинается с последней трети поздней перми (вероятно, татарский век), что достаточно уверенно датируется в Карнийских Альпах, на Большом Кавказе, Памире,

Чукотке. По времени ее начало совпадает с позднепермской структурно-геологической перестройкой, началом раскола позднепалеозойской Пангеи и грандиозным пермско-триасовым рифтогенезом, контролируемым в частности вулканизмом Тунгусской синеклизы-Таймыра.

Инверсия режимов и начало киммерийского орогенеза должно быть отнесено к келловей. Такая датировка уверенно обосновывается в Крыму, на Кавказе, Памире, Северо-Востоке, Северной Америке. Возрастным аналогом яйлинской тектонической фазы или главной складчатости киммерид может быть адыгейская фаза Предкавказья, чегемская Кавказа, памирская тектоническая фаза, складчатость Тэбо в Японии, агасисская фаза Северной Америки. Соответственно, возрастным аналогом киммерийского орогенеза следует считать яньшаньский тектогенез Юго-Восточной Азии, складчатость Рангитата в Новой Зеландии, орогенез Сакава в Японии. Радиологическое значение инверсии режимов, устанавливаемое на огромном региональном материале, может определяться значениями 165 ± 2 млн. лет, отвечая келловейской структурно-геологической перестройке.

Наиболее выразительным киммерийский цикл был в мезозоидах Тихоокеанского пояса – в Верхояно-Чукотской и Кордильерской областях. Менее четко проявлен он в Памиро-Гималайской и Крымско-Кавказской частях Средиземноморского пояса. В Юго-Восточной Азии и юго-восточной части Сибирской платформы проявлены процессы грандиозной тектономагматической активизации, совпадающие по времени с киммерийским орогенезом. Следует подчеркнуть, что процессы эти совпали с началом раскрытия Северной Атлантики и Арктического бассейна, что логично объяснять спрединговым расхождением и соответствующей субдукцией, вызвавшей грандиозные сдвиги вдоль Тихоокеанского пояса. Вероятно, следствием последних стал грандиозный здесь сиалический магматизм в течение поздней юры-раннего мела. В Западной Европе киммерийский цикл не играл сколько-нибудь существенной роли, что объясняет его отсутствие или лишь частичное отражение в классической схеме Г. Штилле (1924). Наоборот, со временем киммерийского орогенеза здесь совпадает активизация геосинклинальных процессов в Альпийско-Карпатском секторе пояса, где происходит формирование «блестящих сланцев», карбонатно-вулканогенных образований во внутренних зонах Карпат и т.д. Процессы эти синхронны раскрытию Северной Атлантики и являются, вероятно, их отражением.

Время завершения киммерийского орогенеза и цикла в целом следует относить к туронской структурно-геологической перестройке, времени начала следующего орогенеза, являющегося наиболее выразительным в Сихотэ-Алине. Структурный план алинид существенно отличается от киммерид. Тектономагматическая инверсия этого времени достаточно уверенно фиксируется на Северо-Востоке. Со второй половины турона начинаются активные геосинклинальные прогибания, которые следует считать началом следующего, собственно альпийского геотектонического цикла. В пределах Внешних Альп и

Карпат они знаменуются активным терригенным флишеннакоплением, в осевых зонах Средиземноморского пояса тогда же происходит формирование офиолитовых комплексов, в Камчатско-Сахалинской области образование эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных комплексов.

Продолжительность киммерийского цикла в такой трактовке полностью совпадает с таковой всех других ранее рассмотренных – салаирского, герцинского, индосинийского и др. Структурный план киммерид резко отличается от герцинид и индосинид. Вряд ли следует считать киммерийский цикл менее значительным или выразительным, чем классические герцинский и альпийский. Просто, его проявления приурочены к Тихоокеанскому поясу – областям, тектогенез которых до последнего времени остается менее детально изученным, чем в Европе. Поскольку киммериды в ряде случаев были переработаны альпийскими движениями (Гималаи, Горный Крым и др.), их обоснование в ряде случаев может вызвать определенные затруднения. Однако все это не может быть основанием для отрицания самостоятельности рассматриваемого цикла или установления его значимости в историко-геологическом и тектоническом развитии земной коры.

Сихотэалинский цикл

Историко-геологический и тектонический анализ развития подвижных систем позволяет устанавливать отчетливо выраженные геосинклинальные режимы, синхронные киммерийскому орогенезу, и наоборот – формирование горно-складчатых сооружений в течение геосинклинальной стадии альпийского цикла. Это может быть основанием для выделения еще одного геотектонического цикла, аналогичного рассматриваемым. Тектонические системы, развивающиеся по такой схеме, хорошо известны и достаточно полно изучены. Однако для этого цикла пока не предложено приемлемого названия; ранее использовавшееся наименование корякский (Соловьев, 1992) нельзя признать удачным. Утвердившееся в международной литературе название ларамийская орогенция не разработано применительно к циклу. Иногда его трактуют как среднеальпийский (если киммериды считать раннеальпийским, а собственно альпийский как позднеальпийский). Вместе с тем, соответствующие складчатые сооружения были обособлены из состава мезозоид и выделены М.В. Муратовым под самостоятельным названием алиниды, а орогенная стадия цикла наиболее полно изучалась С.А. Салуном (1978).

Рассматриваемый цикл проявлен в Сихотэ-Алине, который и должен быть выбран в качестве его тектонотипа. Во внешних, прилежащих к Китайской платформе зонах этой области (Главный антиклинорий и др.) отчетливо проявился индосинийский цикл, которым здесь сформированы зоны ранней консолидации. В поздней юре-раннем мелу начинается новый этап

активных геосинклинальных прогибаний; мощность только нижнемеловых морских терригенных флишоидных отложений в Главном синклинории и Нижнеамурской зоне достигает 15 км. В поздней юре в зонах более ранней консолидации (Окраинская и др.) изливались щелочно-ультраосновные лавы, а мощность терригенной верхней юры в Амгунской зоне составляет 3 км. Возраст диабазовых порфиритов в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня, равный 168 и 160 млн. лет (Геохронология..., 1974), фиксирует структурно-геологическую перестройку в области, инверсию тектонических режимов, и может рассматриваться как начало геосинклинальных прогибаний на северо-востоке области.

Наиболее выразительной в Сихотэ-Алине является орогенная стадия, проявленная повсеместной ликвидацией в пределах области морских условий, накоплением вдоль западной ее окраины красноцветных грубообломочных моласс (дадяньшаньская свита), повсеместным внедрением гранитоидов, формированием Восточносихотэалинского вулканического пояса. Время тектонической инверсии уверенно определяется как туронское (Салун, 1978). Многочисленные определения возраста гранитоидов, фиксирующие начало орогенного процесса значениями 90 ± 2 млн. лет, хорошо подтверждают инверсию режимов. Последняя стадия орогенеза характеризуется проявлением контрастного магматизма (липариты и дациты богопольской свиты, андезитобазальты кузнецовской и др.) и формированием многочисленных наложенных олигоцен-раннемиоценовых депрессий, которые сменяются излияниями базальтов шуфанской свиты, начавшихся 13,2 млн. лет назад (Павлюткин и др., 1984). Этот вулканизм, проявленный в уже ином структурном плане, может рассматриваться как аналог финального; он сопровождается накоплением грубообломочных моласс суйфунской свиты, что позволяет предполагать именно с этого времени завершение орогенеза.

По такой же возрастной схеме развивается Анадыро-Корякская складчатая область, которая характеризуется позднеюрско-раннемеловыми прогибаниями с базитовым магматизмом и накоплением континентального грубообломочного верхнего мела. В мезозоидах Верхояно-Чукотской области и более выразительно в Охотско-Чукотском вулканическом поясе проявлены синхронные сихотэалинского орогенезу процессы тектоно-магматической активизации: формирование раннемеловых гранит-гранодиоритовых комплексов сменяется в разных его зонах внедрением щелочно-гранитоидных. Причем, возраст данной тектоно-магматической инверсии здесь также весьма уверенно датируется значениями 90 млн. лет (Геохронология..., 1974).

С сихотэалинским орогенезом может коррелироваться и ларамийская тектоническая эпоха, трактуемая обычно как последняя из трех крупных эпох складчатости Северо-Американских Кордильер. Ларамийская тектоническая фаза (по горам Ларамии на севере этой области) фигурирует практически во всех схемах как тектогенез, проявленный на границе мела и палеогена. Однако строгой возрастной его датировки и сколько-нибудь выразительного

складкообразования именно такого возраста нигде нет; в течение позднего маастрихта-дата почти повсеместно на земном шаре фиксируется седиментационный перерыв, местами сопровождаемый резкой сменой условий осадконакопления. Поэтому чаще говорят о ларамийской тектонической эпохе, развивавшейся с турона до середины эоцена, что примерно отвечает ранним этапам орогенной стадии рассматриваемого цикла.

Проявление сихотэалинского цикла можно фиксировать и в отдельных зонах Японии. В течение поздней юры-раннего мела (стадии «ранняя Сакава» по японской терминологии) в зонах Хида и Самбагава-Титибу формируются морские терригенные отложения мощностью до 2-4 км. В течение позднего мела там же, а также в зонах Рёке и Сангун-Ямагути происходит формирование мощных наземных толщ риолитов и андезитов, внедрение гранитоидов (стадии поздняя Сакава и Хидака). Тектонический режим на островах резко меняется в миоцене, когда здесь начинается накопление «формации зеленых туфов» (стадия Мицуо) и происходят активные прогибания в зонах глубоководных желобов.

В Средиземноморском поясе сихотэалинский цикл может предполагаться во внутренних зонах Альп и Карпат. Поздняя юра-ранний мел характеризуются здесь активными прогибаниями, иногда сопровождаемыми подводным базитовым вулканизмом («блестящие сланцы» Пенинской зоны, вулканогенно-карбонатные образования Украинских Карпат, выделяемые в качестве болтагульской и чивчинской свит и др.). Вероятно, активизация прогибаний в это время имела место и в отдельных зонах Эллинид-Динарид. Наиболее точно келловейский возраст инверсии режимов и начало соответствующей геосинклинальной стадии может быть установлено в пределах Раховского выступа Мармарошского массива.

Смена геосинклинальных прогибаний орогенезом и соответствующая региональная складчатость выделяется в последнее время как средиземноморская тектоническая фаза туронского возраста, важная роль которой устанавливается в разных районах Альп и Карпат. Позднемеловой-раннекайнозойский орогенез данного цикла совпадает по времени с активным флишеннакоплением во внешних зонах Альпийско-Карпатского региона, которые знаменуют геосинклинальную стадию уже альпийского цикла. Последующие интенсивные надвиги-шарьяжи затушевывают его проявление и осложняют изучение здесь цикла. Именно к позднемеловому-раннекайнозойскому орогенезу должны быть отнесены хорошо известные в альпидах средиземноморская (ранее она называлась предгозауская) и пиренейская тектонические фазы. Восточнее, в пределах Крымско-Кавказско-Памирского сектора Средиземноморского пояса, где достаточно выразительным был киммерийский цикл, сихотэалинский цикл уже не фиксируется. Следует подчеркнуть, что с проявлением геосинклинальной стадии рассматриваемого цикла совпадает по времени раскрытие Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана, а с его орогенезом – раскрытие

Южной Атлантики и продолжающиеся процессы формирования молодых океанов. Вместе с тем, это время продолжающегося сокращения западной части Тетиса, на восточном продолжении которого размещаются индосиниды и киммериды Юго-Восточной Азии.

Таким образом, сихотэалинский геотектонический цикл имеет все основания быть самостоятельным историко-геологическим проявлением, аналогичным рассматриваемым выше. Он характеризуется своим структурным планом, такой же, как и все остальные продолжительностью геосинклинальной и орогенной стадий, известен в пределах как Тихоокеанского, так и Средиземноморского поясов, увязывается со схемой развития молодых океанов. Ему свойственна четкая взаимосвязанность с более молодым и древним циклами – альпийским и киммерийским. В частности, его геосинклинальная стадия совпадает по времени с киммерийским орогенезом Крымско-Кавказско-Памирского сектора, Верхояно-Чукотской области и Кордильер Северной Америки, а соответствующий орогенез отвечает геосинклинальным прогибаниям в альпидах. Аналогичным образом горно-складчатые движения в Сихотэ-Алине и Корякском нагорье синхронны прогибаниям на Камчатке, Сахалине, в отдельных зонах Японии.

Альпийский цикл

Альпийский цикл относится к числу основополагающих, выделявшихся первоначально как орогенез еще М. Бертраном (1886). Он фигурирует в схемах практически всех исследователей (Штилле, 1924; Соболев, 1915, 1926; Богданов, 1969; Хаин, 1971 и др.), хотя единых представлений о его объеме и возрасте нет. Частично такой разнобой возникает в связи с признанием или отрицанием киммерийского цикла в качестве самостоятельного, иногда называемого раннеальпийским. Альпийский орогенез понимается обычно как новейшие горно-складчатые движения, начавшиеся с позднего эоцена, олигоцена или даже с позднего миоцена. Геосинклинальная стадия цикла, при такой трактовке, должна отвечать времени формирования флишевого комплекса внешних зон Альп и Карпат. Исходя из таких представлений, проанализируем несколько типовых районов альпид с целью уточнения возрастных границ цикла.

В пределах Карпатской складчатой области наиболее детально изученные меловые-кайнозойские разрезы известны во Внешней зоне Украинских Карпат и Предкарпатья. Начало прогибаний и терригенной седиментации фиксируется здесь со второй половины раннего мела. Однако наиболее активные опускания и повсеместное формирование во всех ее зонах флиша начинается с сантон-кампана (стрыйская, березнянская, черногорская, терешковская и др. свиты). Оно продолжается в течение почти всего палеогена, а во внутренней зоне

Предкарпатского прогиба и в первой половине миоцена (флишоиды поляницкой толщи). Со второй половины миоцена начинается накопление соленосно-молассовой воротыщенской серии. В Закарпатье с позднего миоцена формируются андезиты и андезито-базальты сарматского и раннепанонского возраста, сменившие риолиты и дациты среднего миоцена.

Сходный характер историко-геологического развития фиксируется и в Альпах, которые должны трактоваться как тектонотип цикла. Во внешних их зонах с позднего мела начинаются активные прогибания и формирование мощных флишевых отложений; иногда начало этого процесса уточняется как позднетуронское (слои Гозау в Северной зоне Восточных Альп и др.). Флишенаконпление продолжается в палеогене-среднем миоцене (Предальпы и др. зоны). С позднего миоцена начинаются активные воздымания и формирование моласс Предальпийского прогиба. Эта инверсия режимов сопровождается складкообразованием, получившим название штирийской тектонической фазы. В целом же складкообразование и формирование крупных надвигов в Альпах происходило и ранее – в туроне (предгозауская, или средиземноморская фаза), в середине эоцена (пиренейская фаза), что можно связывать с развитием внутренних зон области по схеме сихотэалинского цикла.

В пределах Кавказской складчатой области после позднеюрского-раннемелового сокращения седиментационных площадей и проявления гранитоидного магматизма (киммерийский цикл) начинаются позднемеловые прогибания, продолжавшиеся и в первой половине кайнозоя. Они сопровождаются формированием преимущественно карбонатных отложений на севере, флишоидов в осевой части области и вулканогенно-кремнистых образований офиолитового типа на Малом Кавказе (Аджаро-Триалетская, Сомхето-Карабахская, Севанская зоны). Мощность палеоценово-эоценовых образований достигает 4-7 км. В олигоцене-раннем миоцене интенсивность прогибаний уменьшается (майкопская серия). В целом, нижний и средний миоцен представлены толщами мелкообломочных отложений, а верхний миоцен-плиоцен (верхний сармат-антропоген) – грубообломочными, в значительной степени континентальными верхними молассами. Именно их формирование фиксирует резкое воздымание Кавказа, которое и следует считать началом орогенной стадии альпийского цикла.

Крымская, Памирская, Гималайская и ряд других систем Средиземноморского пояса хотя и рассматриваются обычно как альпиды, тем не менее не фиксируют в своем историко-геологическом и тектоническом развитии альпийского цикла. Поздний мел и ранний кайнозой был здесь временем преимущественных воздыманий, сокращения или прекращения седиментации или накопления сравнительно маломощных отложений (Равнинный Крым, Северо-Гималайская система). Однако альпийский орогенез обусловил активные сводовые воздымания этих площадей, формирование вдоль их окраин предгорных прогибов, местами вулканизм орогенного типа. В

Гималаях, в частности, в интервале времени 10-15 млн. лет назад имело место внедрение малых гранитоидных тел, а с позднего миоцена начинается формирование молассоидной сиваликской формации. Это явление трактуется сейчас как эпиплатформенный орогенез, знаменующий сводовые воздымания платформенных или ранее консолидированных областей. Его классическим примером могут быть палеозоиды Тянь-Шаня.

Таким образом, несмотря на всеобщее признание, альпийский цикл остается еще не в полную меру изученным, с недостаточно обоснованными его границами и площадями проявления. Особенностью цикла является его незавершенность; орогенная стадия началась 10-15 млн. лет назад и мы можем наблюдать лишь начальный этап ее проявления. Не во всех случаях уверенно может быть датировано начало цикла, время начавшихся геосинклинальных прогибаний. Частично это объясняется тем, что основание главного складчатого комплекса еще полностью не вскрыто. Наиболее обоснованным будет относить его к туронской структурно-геологической перестройке. Именно с турона начинается активное флишеннакопление в Альпах и Карпатах, обширная карбонатная седиментация на Кавказе.

Сравнительно хорошо в альпийском цикле изучена главная складчатость, или инверсия тектонических режимов, переход от геосинклинальной к орогенной ее стадии. На примере истории развития альпид можно устанавливать, что здесь имело место неоднократное и длительное проявление складкообразования, постепенное сокращение морских площадей и возрастание грубости обломочного материала в предгорных депрессиях. Однако в такой повторяемости и направленности изменений всегда четко фиксируется главный рубеж, время наиболее выразительной инверсии режимов, отвечающей миоценовой структурно-геологической перестройке с возрастом 13 ± 2 млн. лет. На примере альпийского орогенеза можно наблюдать обширные сводовые воздымания, охватывающие не только площади предшествующего геосинклинального прогибания, но и области древней консолидации (эпиплатформенный орогенез). Для других более древних циклов мы можем лишь предполагать такое явление.

Достаточно показательным индикатором инверсии режимов в альпийском цикле являются проявления новейшего магматизма, главным образом вулканизма. В глобальном масштабе миоценовая структурно-геологическая перестройка фиксируется его активизацией в интервале времени 16-8 млн. лет. Причем, на возрастном уровне обычно 13 млн. лет имела место смена типа магматизма, состава вулканических излияний. В самых разных областях это выражено сменой липарит-андезитовых туфо-эффузивов андезитобазальтовыми (аналоги финального магматизма Г. Штилле). На платформах или областях более древней консолидации, в частности в пределах Восточно-Африканской системы рифтов на том же возрастном уровне фиксируется резкое возрастание щелочности лав; в зонах островных дуг имела место смена субщелочных базальтоидов андезитами (Алеутская дуга), либо остроководужных

толеитов пестрыми базальт-риолитовыми излияниями (Соломонова островная дуга).

Вероятно, в глобальном масштабе альпийский цикл был достаточно скромным явлением; его весьма выразительный и обширный орогенез, который мы можем наблюдать и сейчас, стал причиной некоторого преувеличения роли данного цикла в целом в геологической истории земной коры. Возможно также, что причиной таких представлений стало включение в состав альпийского цикла и других аналогичных и равнозначных проявлений – индосинийского, киммерийского орогенеза. Можно также предполагать разрастание площадей альпийского орогенеза в последующие этапы этой стадии. В целом же по масштабам проявления и некоторым другим чертам развития рассматриваемый цикл близок к индосинийскому, раннекаледонскому, кадомскому.

Новейший этап геологической истории характеризуется не только альпийским орогенезом (включая эпиплатформенные воздымания этого времени), но и активным формированием глубоководных желобов вдоль островных дуг Тихого океана, широким проявлением рифтогенных процессов вдоль окраинно-материковых площадей, интенсивными прогибаниями в зонах отдельных глубоководных морских депрессий (Средиземное, Черное, Каспийское моря и др.). Наконец, в это время продолжается раскрытие молодых океанов. Все это те явления, которые с некоторой условностью могут рассматриваться как разновидность геосинклинального процесса или предшествующей ему стадии. И в этом смысле мы имеем дело с началом нового геотектонического цикла, его геосинклинальной стадией, для которой пока может быть предложено название «новейший». Его можно было бы называть тихоокеанский (именно там эти процессы проявлены наиболее выразительно), если бы данное название не использовалось ранее в другом значении – как общее наименование мезозойского тектогенеза. У нас нет возможности характеризовать этот новый цикл в целом, но прогнозировать ход его развития на основании анализа всех других циклов – вполне допустимая и решаемая задача.

Общие закономерности развития геотектонических циклов

Анализ пространственно-временного развития геосинклинальных складчатых сооружений, в том числе исследования по созданию схемы цикличности, позволили установить более сложную схему их формирования, чем это первоначально предполагалось М. Бертраном и другими исследователями. Вместо трех ранее выделенных для фанерозоя каледонской, герцинской и альпийской орогений, а затем циклов, появилась возможность обосновывать в течение этого же времени до десяти аналогичных повторов. Рост их количества и, следовательно, уменьшение продолжительности каждого

из циклов, необходимость уточнять возрастные границы, места типичного проявления и другие региональные особенности, позволили также выявить целый ряд важных закономерностей в проявлении данного историко-геологического процесса.

Следует, прежде всего, подчеркнуть, что подобная тектоническая цикличность, закономерное повторение геосинклинальных и орогенных стадий, представляет собой **универсальную черту историко-геологического развития**, свойственную практически всем складчатым сооружениям или даже подвижным структурам земной коры. Формирование таких сооружений представляет собой постепенное, скачкообразное наращивание зон и систем более ранней консолидации, которое завершается обычно всеобщим для всей области активным орогенезом, после которого соответствующая тектоническая структура на весьма продолжительное время или навсегда теряет свою подвижность. А более молодая подвижная система закладывается в ином структурном плане. Пространственно-временное развитие подавляющего большинства составных элементов практически всех складчатых сооружений может достаточно уверенно укладываться в предлагаемую схему их формирования.

Возраст и продолжительность геосинклинальной и орогенной стадий развития в конкретных подвижных тектонических системах могут быть разными. Кроме отдельных складчатых сооружений, развивающихся по схеме какого-то одного стандартного цикла (каковых, в общем-то, не очень много), большинство из них формируется в течение более продолжительного времени, нескольких стадий. В таком случае следует говорить о **полициклическом** развитии складчатой области или пояса. Однако в отдельных зонах или системах, а также на прилежащих платформенных площадях практически все стадии всех рассмотренных циклов могут быть уверенно выявлены, находят определенное вещественное или структурное отражение.

Примером структур, развивающихся в течение одного стандартно цикла, могут быть Южно-Монгольская система или Европейская область (герциниды Европы), образованные в течение герцинского цикла, Донецкое, Южно-Памирское или Индосинийское сооружения, становление которых отвечает индосинийскому циклу, Чукотская и Горно-Крымская системы, созданные киммерийским циклом и т.д. В этом случае говорят о моноциклическом развитии. Полициклическое развитие характерно для таких складчатых областей как Альпийская, Карпатская, Кавказская, Сихотэ-Алинская, Японская (Ниппонская) и др. Причем, на Кавказе могут выявляться зоны герцинской и киммерийской консолидации и собственно альпийского развития, в Сихотэ-Алине – зоны индосинийской консолидации и собственно сихотэалинского (ларамийского) развития и т.д. В пределах Урала, Аппалачей, Верхоянья, Кордильер и других складчатых сооружений геосинклинальная стадия является более продолжительной, чем в типовом или эталонном регионе того или иного проявления цикла. Обычно это сопровождается формированием зон ранней

консолидации. Наконец, в каких-то еще случаях более продолжительной может быть орогенная стадия. Например, в течение второй половины мезозоя в Верхоянской системе или в течение киммерийского и альпийского орогенезов в Горном Крыму. Однако все эти примеры не могут быть основанием для отрицания предлагаемой схемы геотектонической цикличности в целом. Общая схема проявления циклов для наиболее полно изученных складчатых сооружений приводится в таблице 2.

Таблица 2

Схема геотектонических циклов фанерозоя

Наименование циклов и начало их проявления (млн. лет назад)			
Альпийский	IIIIII	_____	Новейший 13
	IIIIII	_____	
90	_____	IIIIII	Сихотэалинский
	_____	IIIIII	
Киммерийский	IIIIII	_____	167
	IIIIII	_____	
245	_____	IIIIII	Индосинийский
	_____	IIIIII	
Герцинский	IIIIII	_____	325
	IIIIII	_____	
400	_____	IIIIII	Позднекаледонский (тельбесский)
	_____	IIIIII	
Раннекаледонский (таконский)	IIIIII	_____	480
	IIIIII	_____	
550	_____	IIIIII	Салаирский
	_____	IIIIII	

Кадомский	IIIIII	_____	630
	IIIIII	_____	
710	_____	IIIIII	

Примечание: _____ – геосинклинальная стадия IIII – орогенная стадия

Не всегда четко проявленные границы циклов и стадий во многих складчатых сооружениях потребовали определенных решений и в этом вопросе. Обосновываемые мною ранее проявления в фанерозое глобальных структурно-геологических перестроек (Соловьев, 1988, 1990, 1992), которые в большинстве подвижных тектонических систем знаменуют резкую смену тектонических режимов, литологических комплексов и меняют структурный план их размещения, позволили предложить их в качестве **универсальных границ** соответствующих циклов и стадий. Учитывая строго определенную повторяемость подобных перестроек через 75-80 млн. лет, удается обосновывать равную продолжительность предлагаемых типовых (стандартных) циклов и их стадий, равные 156 и 78 млн. лет соответственно. Следует подчеркнуть, что примерно такая же величина, равная 150 млн. лет, указывалась первоначально для продолжительности циклов на основании их изучения в типовых районах (Геол. словарь, 1955). То есть в построениях автора по возможности сохранена преемственность взглядов и терминов, а также произведена увязка их с другими имеющимися региональными данными.

Пространственно-временное проявление циклов четко **коррелируется с этапами и схемами развития океанов**. Это логично и вполне понятно, учитывая, что складчатые сооружения обычно формируются на месте бывших океанов или их заливов (прибрежных морей), и геосинклинальная стадия циклов может рассматриваться как время существования палеоокеана. В этом смысле можно говорить о взаимосвязанности или сопряженности циклов Вильсона и циклов Бертрана, что было в свое время предметом специального рассмотрения (Хаин, 1990 и др.). Соответственно время раскрытия океанов отвечает геосинклинальным стадиям наиболее выразительных в пределах складчатого сооружения пояса циклам. А привычные орогенезы составляют основу циклов Бертрана.

Хотя в пределах одного и того же складчатого пояса или области может иметь место проявление разновозрастных циклов, существует и определенная

их **«площадная специализация»**. Так, для северо-западной части Средиземноморского пояса типичными являются герцинский и альпийский, а для юго-восточной – индосинийский и киммерийский, осложненные новейшим альпийским орогенезом. В пределах Атлантического и Урало-Монгольского поясов характерно проявление салаирского, ранне- и позднекаледонского, а для последнего еще и герцинского. Соответственно, в западной части Тихоокеанского пояса самыми выразительными являются индосинийский, киммерийский, сихотэалинский (ларамийский), а также существование системы островных дуг, которые иногда рассматриваются как современные геосинклинали.

Разновозрастные циклы развиваются не строго на одних и тех же площадях, а **мигрируют в пространстве**. В пределах Тихоокеанского пояса обычно имеет место перемещение более молодых складчатых сооружений и соответственно циклов в сторону Тихого океана. Во внутриматериковых поясах такая миграция является более сложной. Например, в Крымско-Кавказском сегменте Средиземноморского пояса герцинский цикл наиболее отчетливо был проявлен на северо-западе Большого Кавказа, киммерийский – в Крыму и Предкавказье, а альпийский – на Малом Кавказе, где располагалась эвгеосинклинальная зона области. Вероятно, впервые подобную их особенность подчеркнул Д.Н. Соболев (1926), назвав данное явление «пространственным циклом». Частое проявление миграции тектонических режимов отмечают многие исследователи; В.Е. Хаин (1984) говорит даже о «перескакивании» геосинклинального процесса, подчеркивая тем самым скачкообразный характер его заложения и развития.

Принципиально новым положением предлагаемых построений и важнейшей особенностью циклов в принятой трактовке следует считать то, что **геосинклинальным стадиям одних тектонических систем отвечают орогенные стадии других**. Следовательно, имеет место одновременное развитие противоположных по своему геологическому смыслу тектонических режимов в разных подвижных системах. Такое положение отсутствовало у других исследователей или они не ставили его в основу разработки схемы цикличности, а лишь говорили о скольжении возраста одного и того же цикла. Или отрицая глобальную синхронность тектогенеза, говорили о том, что одновременно существуют противоположные стадии развития цикла.

Мы и сейчас можем наблюдать синхронное развитие океанов и воздымающихся горно-складчатых сооружений. В прошлом это также имело место в разных складчатых поясах. Например, герцинский орогенез в Средиземноморском и Урало-Монгольском поясах разновозрастен геосинклинальным прогибаниям индосинийских сооружений Юго-Восточной Азии и Тихоокеанского пояса, а также прогибаниям геосинклинального типа в Донбассе. Аналогичным образом позднемеловой-раннекайнозойский орогенез во внутренних зонах Альп и Карпат развивается одновременно с геосинклинальным прогибанием и флишеннакоплением во внешних их зонах. И

соответственно киммерийский орогенез Верхояно-Чукотской области синхронен геосинклинальному процессу Сихотэ-Алиня и Анадыро-Коряжской системы, а сихотэалинской орогенез совпадает по времени с прогибаниями геосинклинального типа в Камчатско-Сахалинской области.

Подобная сопряженность представляет собой не локальное явление, а общую планетарную закономерность. Механизм такого развития складчатых сооружений имеет хорошее объяснение с позиции новой глобальной тектоники: существование разнородных режимов по обе стороны перемещающихся литосферных плит. Если же стоять на позиции не конвективного перемещения глубинного вещества Земли, а объяснять мобилизм перемещением лишь гранитно-осадочного слоя, как это первоначально предполагалось, или расслоением литосферы, вызываемым изменением ротационного режима, то и в этом случае дрейф материков должен вызвать полярность тектонических условий по обе стороны перемещающейся мегапластины. Еще одной иллюстрацией подобной сопряженности может быть случай совпадения во времени позднемезозойско-кайнозойского раскрытия Атлантического и Северного Ледовитого океанов с активным орогенезом в Тихоокеанском поясе.

Неравномерность развития тектогенеза во времени, проявленная существованием эпох различной тектонической подвижности, не нарушает общей схемы геотектонических циклов. Данные эпохи являются более кратковременными, чем стадии цикла, поэтому они могут лишь обусловить разную выразительность тех или иных их интервалов. Это может быть причиной сложности датировки возраста отдельных циклов в каких-то системах. Выходом из такого положения может быть предложенная унификация датировки границ циклов и их стадий, которые привязаны к структурно-геологическим перестройкам. В связи с этим, начало киммерийского цикла в Крыму следует приурочивать не к концу среднего триаса, с которого фиксируются наиболее активные прогибания, а к концу перми (татарскому ярусу), когда имела место инверсия тектонических и седиментационно-палеогеографических режимов, и которая достаточно уверенно датируется в альпийско-кавказском секторе Средиземноморского пояса. Именно тогда герцинский орогенез сменяется началом устойчивых опусканий, что проявлено накоплением беллерофоновых известняков в Альпах и другими аналогичными данными в разных зонах. В Крыму, однако, отложения этого возраста неизвестны, возможно, еще не вскрыты. Или еще пример: дифференциация тектогенеза в течение позднего эоцена-среднего миоцена сильно затрудняет датировку инверсии эндогенных режимов в течение альпийского цикла, начало его орогенеза.

Цикличность геотектонического развития определяет характер седиментационно-палеогеографических режимов, как в пределах развивающегося складчатого сооружения, так и на прилежащих платформах. Это важно в том отношении, что иногда формационный анализ платформенных площадей или пограничных структур (краевых прогибов) позволяет уточнить

датировку геотектонического цикла или схемы развития складчатого сооружения. Геосинклинальная стадия может быть представлена как единым формационным комплексом (терригенный верхоянский комплекс в Верхояно-Чукотской области, терригенный флиш в Альпах, Карпатах, Горном Крыму, вулканогенно-кремнистый средний палеозой на Урале, Кавказе, Южно-Монгольской системе и т.д.), так и несколькими закономерно сменяющимися друг друга по площади и по разрезу формаций. В Донбассе это паралические угленосные, выше красноцветные терригенные, затем гипсово-карбонатные и соленосные образования. В Японии имеет место фаціальное замещение карбонатного и вулканогенно-кремнистого верхнего палеозоя, а в герцинидах Европы терригенного, карбонатного и вулканогенно-кремнистого среднего палеозоя, что положено в основу выделения миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных зон складчатой области.

Это же относится и к литологическому составу орогенных комплексов, в котором могут присутствовать молассы, угленосные, красноцветные и соленосные образования, порфиоровые и другие вулканогенные формации. Обычно состав главного складчатого и орогенного комплексов достаточно резко отличается по вещественному составу от комплекса основания и более молодых платформенных образований, залегающих к тому же иногда в ином структурном плане. Все это обуславливает важную или даже определяющую роль **формационного анализа** в выявлении и обосновании геотектонических циклов.

Такое же литологическое своеобразие характерно и для платформенных отложений, формирующихся на соседних со складчатыми сооружениями площадях в течение времени развития цикла. На востоке Русской плиты располагается карбонатный средний палеозой и терригенно-карбонатно-соленосный верхний палеозой, отвечающие времени проявления геосинклинальной и орогенной стадий герцинского цикла Урала. На юге этой же платформы (Скифская плита, ДДВ, Прикаспийская синеклиза) развит карбонатный верхний мел и терригенно-глауконитовый палеоген (нижний кайнозой), формировавшиеся в геосинклинальную стадию альпийского цикла. Угленосный терригенный верхний палеозой Сибирской платформы (Тунгусская синеклиза и др.) четко фиксирует герцинский орогенез прилежащих складчатых Урало-Монгольского пояса, а карбонатный верхний палеозой Южно-Китайской платформы – геосинклинальную стадию прилежащих индосинид Индокитая. Все это делает вполне естественным и обоснованным использование для соответствующих седиментационно-палеогеографических и историко-геологических этапов платформ названий циклов или орогений (ранне- и позднекаледонского, герцинского, киммерийского, альпийского), что и делают некоторые исследователи.

Выявление закономерностей проявления фанерозойских циклов делает естественной постановку вопроса о характере подобного явления в **докембрии**. В древней истории, к сожалению, нет возможности столь же точно и детально

датировать соответствующие комплексы и события. Однако целый ряд косвенных данных не противоречит существованию в прошлом такой же цикличности и общего хода развития. В позднем протерозое известно существование палеоокеанов, формирование складчатых сооружений и поясов, площадная миграция разновозрастного диастрофизма, кратковременные тектоно-магматические инверсии, иной структурный план развития разновозрастных структур и комплексов.

Обычно выделяемые для этого времени циклы, этапы, тектонические эпохи и диастрофизмы с продолжительностью в 150, 250 и 300 млн. лет могут быть результатом проявления в определенных тектонических системах и регионах нескольких циклов типа киммерийского и альпийского в Средиземноморском поясе, салаирского, каледонских и герцинского в Урало-Монгольском, индосинийского и киммерийского в азиатской части Тихого океана. Все это позволяет утверждать, что установленные для фанерозоя закономерности пространственно-временного развития циклов **являются общими для всего неогена** (времени существования геосинклинальных, орогенных и платформенных структур).

2.5. Материковый рифтогенез

Образования рифтов (рифтогенез, рифтинг) также следует рассматривать как одно из проявлений тектонических движений, которое обычно развивается неравномерно во времени и в ряде случаев может вполне обоснованно и точно датироваться, проследиваться в пространстве и увязываться с глобальными геотектоническими циклами, геосинклинально-орогенным процессом. По своей морфологии, структурному положению и условиям формирования различают рифты внутриматериковые, межконтинентальные (рифт Красного моря) и внутриокеанические. С точки зрения выявления пространственно-временных закономерностей тектогенеза рассматриваться будет лишь первая их группа. В венд-фанерозойской истории земной коры может выявляться несколько эпох активного рифтогенеза, в течение которых формируются трансматериковые системы рифтов, занимающие вполне определенное положение по отношению к развивающимся геосинклинальным складчатым сооружениям. В числе наиболее выразительных и относительно детально изученных нужно назвать среднепалеозойский (вторая половина девона-первая половина раннего карбона), пермско-триасовый (конец перми и первая половина триаса) и позднекайнозойский, частично продолжающийся сейчас.

Наиболее известной трансматериковой системой рифтов позднего кайнозоя является Великая Восточно-Африканская зона разломов, осложняющая Восточно-Африканский эпиплатформенный орогенный пояс (Хаин, 1971, с. 458). Она протягивается в субмеридиональном направлении

более чем на 7000 км от Ливана на севере до Капской провинции ЮАР на юге. Ее ответвлением является рифт Красного моря и рифт Мертвого моря. Еще одна система тех же по возрасту рифтов может предполагаться по линии Триполи-Чад-Гвинейский залив. В Европе на ее возможном продолжении размещаются рифты Рейнские и Осло, рифты Северного моря (Центральный, Вайкинг). Все они рассматриваются как образования новейшего этапа развития, определяемого возрастом олигоцен-антропоген. Хотя наиболее отчетливая активизация рифтогенеза начинается здесь со второй половины миоцена.

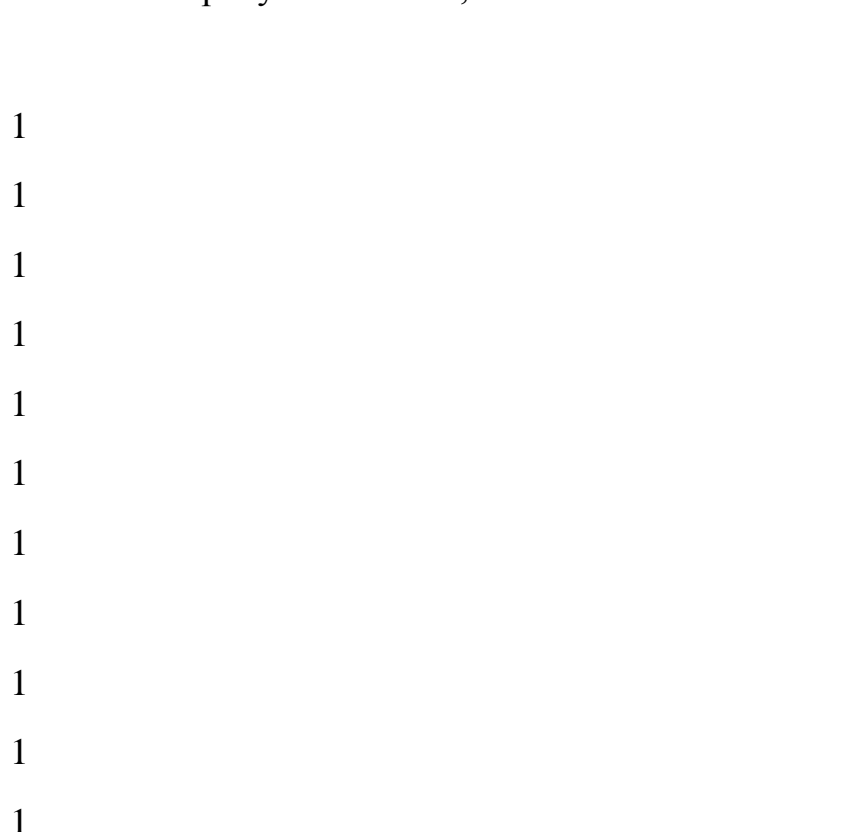
Трансматериковый пояс пермско-триасовых рифтов сперва субширотной, а затем субмеридиональной ориентировки можно предполагать по линии Чукотская система, Южный Таймыр, Западно-Сибирская плита, Средиземноморский пояс (прилежащие зоны), юго-восточная часть Аравийского п-ова, восточная окраина Африки, в частности, Мозамбикский пролив. Южная часть пояса иногда именуется как Урало-Оманский линеймент. Этот пояс изучен слабее всего, так как основные составные его элементы либо перекрыты мощным осадочным покровом, либо располагаются в мало освоенных и исследованных регионах. Кроме того, нет обобщающих работ, которые охарактеризовали бы его в пределах всего материка и в тектонически разнородных структурах; есть лишь достаточно детальная его характеристика в отдельных регионах (И.П. Архипов, 1984; П.К. Куликов и др., 1972). Его формирование сопровождается грандиозным базитовым вулканизмом (Южный Таймыр, плато Путторан и др.), время проявления которого обычно датируется как 250-225 млн. лет. Не исключено, что результатом этого раннемезозойского рифтогенеза могли стать прогибания, а затем формирование складчатого сооружения Горного Крыма.

В последнее время появилось много работ о среднепалеозойских рифтах Евразии, начало изучения которых положено еще А.П. Карпинским и Д.Н. Соболевым. Это было предметом специальных исследований Р.Е. Айзберга и др. (1971), Д.П. Резвого (1986), В.О. Соловьева (1992), И.С. Рослого (2006), В. Бенько и др. (2008). В составе трансматериковой системы можно выделять два основных элемента: северо-западный и восточный. Первый из них протягивается от Англии и структур Среднеевропейской области (рифтовый бассейн Грейвен, Бристольский бассейн, «Намюрский синклинорий», Свентокшиская зона, прогиб Большого Донбасса). Возможным западным его продолжением следует считать систему Вичита Северной Америки, которую в свое время Н.С. Шатский, наряду с Большим Донбассом, трактовал как один из примеров классического авлакогена.

Наиболее детально изучено глубинное строение Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба, называемого иногда Сарматским рифтом. В его пределах наиболее точно датируется рифтовая стадия развития прогиба, а также четко выявляется эволюция дальнейшего развития отдельных составных частей. Его восточным продолжением является погребенный кряж Карпинского, а затем Центрально-Устюртский прогиб. Дальнейшее прослеживание системы

производится условно. Вероятно, через структуры Северного Памира он соединяется с Куньлунь-Циньлинской складчатой областью, для которой также может достаточно уверенно предполагаться рифтовая природа.

Восточный элемент той же по возрасту системы располагается почти под прямым углом по отношению к предыдущему. Он включает Дахуншанскую и Янцзы-Цяньтанскую грабенообразные впадины, или авлакогены Китая, Пхённамский и Окчонский прогибы Кореи. Наиболее детально изученный участок системы выделен в Японии как рифт Мотаи, где точно датировано время завершения рифтогенеза (оно предшествует этапу, называемому море Онимару). Возможно, что рифтовую природу имеет осевая среднепалеозойская зона Южного Сихотэ-Алиня (она называется его Главным антиклинорием), на основе которой затем развивалась позднепалеозойская геосинклиналь. На Северо-Востоке разновозрастная рифтовая структура фиксируется в Сетте-Дабане и вдоль юго-западной окраины Колымо-Омолонского массива (Арга-Тасская рифтовая система). В последнее время рифтовая природа предполагается для Монголо-Охотской области, трактуемой обычно как восточное окончание Урало-Монгольского пояса, но разобщенной от геосинклинальных складчатых систем последнего. На юго-востоке Сибирской платформы известна также Вилуйская рифтовая система северо-восточного простирания. Общая схема среднепалеозойских рифтов Евразии изображена на приводимом ниже рисунке.

/Поместить рисунок со с. 48, вместе с пояснениями!/


1
1
1
1
1
1
1
1
1
1
1
1
1

Среднепалеозойская рифтовая система Евразии

СР – Средиземноморский пояс; УМ – Урало-Монгольский пояс; М – мезозоиды Восточной Азии; ЭП – эпипалеозойские плиты; ДП – древние платформы; среднепалеозойские рифты: Северо-Европейский (1), Сарматский (2), Туранский (3), Куньлунь-Циньлинский (4), Янцзы-Корейский (5), Южно-Сихотэалинский (6), Мотан (7), Монголо-Охотский (8), Сетте-Дабанский (9), Арга-Тасский (10), Южно-Таймырский (11).

В целом, для этой трансматериковой рифтовой системы Евразии характерна та же общая схема рисунка или размещения, что и для новейших рифтов Европы-Африки. Рифтогенез в пределах всех перечисленных структур развивался во второй половине девона-первой половине раннего карбона. Причем, в некоторых из них такая датировка обнаруживает удивительно точное совпадение (Большой Донбасс, Япония, Северо-Восток и др.). Это происходило одновременно с активным геосинклинальным процессом в областях прилежащих к ним Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов. В ряде случаев данный рифтогенез предшествует позднепалеозойским прогибаниям геосинклинального типа (Донбасс, Япония, Верхоянье, вероятно Центральный Устюрт, Северный Памир, Куньлунь, Циньлин, Сихотэ-Алинь). Рассекающие Лавразию рифтогены обычно разобщены от синхронных геосинклиналей кристаллическими массивами, платформами, другими жесткими структурами. Среднепалеозойский рифтогенный комплекс располагается, как правило, с резким стратиграфическим и структурным несогласием на более древнем палеозойском и рифейском основании.

Меньше известно о рифтогенезе, проявленном в раннем венде. Его обоснование является весьма условным, а общая схема размещения структур данного возраста в полную меру не восстановлена. Косвенным подтверждением расколов рифтового типа могут быть весьма многочисленные наземные базальтоидные излияния и следы обширного оледенения, которые известны в самых различных регионах и развивались в интервале времени 700-640 млн. лет назад. К.Э. Якобсон (1984), изучавший венд в стратотипическом регионе, отмечает, что нижняя его часть представлена пестрым набором терригенных, карбонатных и вулканогенных образований, приуроченных к изолированным зонам, где он связан с нижележащим рифеем. Все это позволяет предполагать рифтовую природу данных образований.

Высокая степень изученности и обоснованности среднепалеозойского рифтогенеза позволяет сформулировать ряд соображений о его природе и закономерностях развития в целом. Единой точки зрения на происхождение

материковых рифтов нет, что вероятно обусловлено многообразием условий их проявления. Считается обязательным лишь режим растяжения при их формировании, хотя в ряде случаев существующая картина бывает значительно сложнее. Поскольку образованию материковых рифтов обычно предшествуют континентальные условия, седиментационный перерыв или обстановка сводовых воздыманий, обычно делается вывод, что одной из причин данного рифтообразования были гравитационные растяжения, направленные в обе стороны от зон поднятия и расколов. Объяснение глубинных процессов континентального рифтогенеза находятся как правило на стадии гипотез.

Следует обратить внимание на одну отчетливо проявленную особенность материкового рифтогенеза. Во всех трех случаях рассмотренного в фанерозое процесса ориентировка рифтовых систем размещалась почти под прямым углом по отношению к областям синхронного складкообразования. В среднем палеозое северо-западный участок системы ориентирован именно так по отношению к поздним каледонидам Атлантического пояса, фиксировавшим закрытие Япетуса. На юго-восточной окраине Азии, на продолжении этих рифтов также размещаются каледониды (Тектоника Евразии, 1966). Это позволяет предполагать, что воздымания осевой зоны Лавразии были обусловлены однонаправленными сжатиями. А уже затем приподнятый участок древнего материка раскалывался и расходился в стороны по зонам разрывов под действием гравитационного растяжения. Аналогичное явление могло иметь место в начале мезозоя, а также в новейший этап, когда рифты этого возраста размещались под прямым углом к закрывавшимся бассейнам Тетиса.

И, наконец, с точки зрения проявления материкового рифтогенеза во времени. Во всех трех случаях данный процесс прурочен ко времени активных сводовых поднятий. Это имело место как в начале мезозоя, когда еще существовала Пангея, так и в новейший этап геологической истории. То же было и в среднем палеозое, когда в результате закрытия Япетуса (Северной Атлантики) начались обширные воздымания, сформировалась Лавразия. По продолжительности своего развития среднепалеозойский рифтогенез был более длительным, чем раннемезозойский. Позднекайнозойский рифтогенез только начался, потому о длительности его формирования мы пока не можем говорить. В среднем палеозое рифтогенез западной части Евразии развивался одновременно с интенсивными геосинклинальными процессами соседних областей Урала, Кавказа, Карпат, а также каледонским орогенезом Атлантики.

И еще. Материковый рифтогенез интересен тем, что активные тектонические движения проявлялись внутри континентов, а не на границах литосферных плит, как это принято считать. В зонах схождения таких плит происходит горообразование, которое сдвигает верхние зоны жестких материковых площадей, обуславливает своеобразную тектоническую расслоенность литосферы. Возможно, что результатом такого явления может быть повышенная трещиноватость в зоне рифтогенеза, что обуславливает благоприятные условия для нефтегазовых скоплений.

Следует подчеркнуть, что в последнее время принято делать акцент на существенном или даже принципиальном различии сути океанических и материковых рифтов (Хаин, Михайлов, 1985 и др.). Они отличаются как морфологически, так и генетически, а также по условиям формирования во времени. Океанические рифты приурочены к осевым зонам системы срединноокеанических хребтов. Такие подводные океанические хребты образуют сплошную мировую систему, общая протяженность которой составляет около 70 тыс. км. Ширина подводных горных хребтов составляет 250-1000 км, высота до 4 км. К их центральной части приурочена система рифтовых долин; обычно это узкие (25-30 км) щели сложного внутреннего строения. Хребты, имеющие обычно выдержанное простирание, осложнены поперечными трансформными разломами. В осевой части таких хребтов на поверхность нередко выходит мантийный материал. На примере наиболее известных срединноокеанических хребтов Северной Атлантики можно наблюдать, что они уже со второй половины юры и до настоящего времени размещаются на одном и том же месте, в осевой части океанов, испытывающей спрединг, непрерывное расхождение литосферных плит.

Материковые рифты образуют обычно изолированные и зачастую разного направления структуры и системы. Размеры их резко превышают таковые в океанах, что можно видеть на примере той же ДДВ, ее Днепровского грабена-рифта. Для них характерно эпизодичное формирование, когда четко фиксируется и датируется этап рифтообразования, его начало и завершение, затухание. Или перерастание рифтогенеза в кратковременно развивающуюся геосинклиналь, как это можно наблюдать в Донбассе, ДСС. Они имеют вполне определенное размещение по отношению к одновременно развивающимся геосинклинальным складчатым сооружениям. Эти и другие данные позволяют считать, что условия их образования существенно или даже принципиально отличаются. Более полно понять такие отличия можно на примере рассмотрения рифтовых систем материков; изучением этих вопросов я активно занимался в последнее время, в связи с приуроченностью к ним нефти и газа.

3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВО ВРЕМЕНИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ЗЕМНОЙ КОРЫ

Уточнение времени проявления тектонических движений, которые могут быть отнесены к категории глобальных, позволяет выявить какие-то общие закономерности проявления и предложить практическое использование разработанной схемы их развития. Закономерности развития геотектонических циклов уже рассматривались ранее. Там же было предложено уточнить или даже кардинально изменить условные обозначения при выделении разновозрастных складчатых сооружений, которые показываются на

тектонических картах. В данном разделе будет подчеркнута возможность установления ритма разного порядка в проявлении изученных тектонических движений и намечена основанная на этом явлении историко-геологическая периодизация для фанерозоя и всей геологической истории земной коры.

3.1. Ритм преобразований при формировании земной коры

Проявление наиболее уверенно обоснованного и точно датированного эпизодического тектогенеза позволяет устанавливать отчетливый и выдержанный ритм, о чем уже неоднократно говорилось. Наиболее четко это прослеживается в процессе повторения структурно-геологических перестроек, происходящих в течение всего фанерозоя через 75-80 млн. лет. Средний интервал повторения аналогичного явления принимается как 78 млн. лет. При их рассмотрении подчеркивалось, что в процессе такого выделения не просто подбирались те из них, что повторяются через определенные интервалы времени, а именно однотипные и наиболее значительные тектонические преобразования приходятся на данные возрастные уровни.

В течение каждого из разделенных перестройками историко-геологических периодов уверенно фиксируется обычно по три тектонические фазы, вносящие некоторое осложнение в такой однотипный интервал времени. Главные из них также рассматривались; отмечалось, что они повторяются примерно через 25 млн. лет. Разделенные такими фазами интервалы времени рассматривались как эпохи различной тектонической подвижности; в течение каждого из таких периодов можно было выделять по три подобные эпохи. Нами даже делалась попытка количественно охарактеризовать режимы подобных эпох (Соловьев и др., 1987). Ритм этот иногда нарушается проявлением каких-то дополнительных «внеплановых» тектонических фаз, которые нарушают эту в целом очень строгую и четкую повторяемость. Примером такой аритмии могут быть позднеавстрийская фаза с возрастом в 100 млн. лет и некоторые юрские, миоцен-плиоценовые и другие достаточно обоснованно выделяемые тектонические импульсы, складчатости, активизации, которые получили собственные названия и признание специалистов.

Говоря о ритмичности определенных проявлений тектогенеза, необходимо уточнить сущность понятия ритм. Это тем более важно, учитывая, что термин ритм, также как и фаза, цикл и многие другие не имеет однозначного понимания. В данном случае под ритмичностью понимается повторение однотипных событий и явлений, происходящих через **строго определенные интервалы времени**. Уточнение возраста фаз и перестроек, выявление их закономерной повторяемости дает пример именно такого ритма, который может рассматриваться как классический. Возможность утверждать, что в течение историко-геологического периода существуют по три эпохи

разной тектонической подвижности, свидетельствует об иерархической соподчиненности этих двух проявлений ритмов, представленных перестройками и фазами. Обычно каждая третья из таких фаз совпадает с перестройками. Существование дополнительных фаз или их аналогов вовсе не исключает два намечаемых типа ритмичности, а лишь свидетельствует о возможности более частого и дробного повторения каких-то других аналогичных форм тектогенеза, которые пока не изучены. Так же, как существование аритмии у какого-то пациента не может быть основанием для отрицания его сердечного ритма.

Самое интересное, что ритм тектонических проявлений в 25 млн. лет, который базировался на систематизированных данных многочисленных литостратиграфических и магматических анализов, и детально обосновывался мною в 1980-90-е годы, был независимо от таких построений еще раньше выявлен другими методами и исследователями. Статистический анализ динамики вымираний в течение фанерозоя, проведенный американскими палеобиологами Д. Раупом и Дж. Сепкоски, показал, что массовые вымирания происходили с интервалом около 26 млн. лет в мезозое и кайнозое и около 34 млн. лет – в палеозое. Если учесть, что подобные вымирания были обусловлены природными катастрофами, обычно совпадающими со структурно-геологическими перестройками и тектоническими фазами, то намечаемый ритм имеет еще и палеонтологическое подтверждение.

Есть еще один синхронный ритм, выявляемый по данным изучения космической бомбардировки Земли крупными метеоритными телами, который также определялся в 26 млн. лет. Его далеко не все признают. Однако выполненный мною анализ возраста точно датированных метеоритных кратеров и времени проявления тектонических фаз обнаруживает практически идеальное их совпадение (Соловьев, 1992). Сведения эти приводятся в таблице 3. Интересно, что количество кратеров (импактных структур), не совпадающих с таким ритмом, намного меньше; их всего лишь несколько. Такое совпадение позволяет расшифровывать геологическую природу тектонических фаз и причину совпадения с их проявлением вымираний в органическом мире. Нужно также подчеркнуть, что величина 26 млн. лет, не только уточняет ритм тектонических фаз, принимаемый округленно в 25 млн. лет, но и идеально совпадает с продолжительностью перестроек или историко-геологических периодов (78 млн. лет), являясь их третьей частью.

Таблица 3

Корреляция тектонических фаз и времени формирования метеоритных кратеров

Тектонические фазы и их датировка (млн. лет)	Синхронные метеоритные кратеры и их возраст (млн. лет)
Штирийская, средний/поздний миоцен, 13 ± 2	Рис, Штейнхем (14,8), Шунак (12), Каолинская (10)
Пиренейская, средний/поздний эоцен, 39 ± 2	Беенчима-Саатлинская (40 ± 20), Попигайская (38,9), Мистастин (38 ± 4), Уанапитей (38 ± 2)
Ларамийская, маастрихт, 65 ± 2	Возможно Каменская (71 ± 2), Карская и Усть-Карская (60 ± 5), Логанча (60 ± 30)
Средиземноморская, турон, 91 ± 2	Возможно Болтышская (88 ± 3 и 95 ± 10), Стин-Ривер (95 ± 7)
Позднеавстрийская, конец раннего мела, альб, 100 ± 2	Сьерра Медера (100), Дип-Вей (100 ± 5), Деллен (100 ± 2), Вест Хок (100 ± 50)
Раннеавстрийская, баррем/апт, 117 ± 2	Миен(118±2), Карсуэлл(117±8), Зеленогайская (120)
Юннокиммерийская, юра/мел, 143 ± 2	Возможно Стронгвейс (150 ± 70), Ливерпуль (150 ± 70)
Яйлинская, келловей, 167 ± 2	Западная (165 ± 5), возможно Оболонская (160 ± 30), Вяпрыйская (160 ± 30), Рошешуар (160±5 и 180±8)
Донецкая, средний/поздний лейас, 195 ± 5	Ред Уинг (200), Уэллскрик (200 ± 100)
Лабинская, поздний ладин, 221 ± 5	Сьерра Кангала (200), Сен-Мартин (225 ± 25), Пучеж-Катунская (230 ± 10)
Сихотэалинская, татарский век, 247 ± 2	Арагуаинха (250 ± 50), Курская (250 ± 80)
Заальская, поздний артин, 273 ± 5	Возможно Терновская (280 ± 10)
Астурийская, средний/поздний карбон, 300 ± 5	Кенгденд (300), Серпент-Маунд (300), Миддлсборо (300), Николсон 000 ± 150), Клируотер (290 ± 20)
Судетская, поздний визе, 325 ± 2	Крукид-Крик (320 ± 80), Терновская (330)

Бретонская, девон/карбон, 351 ± 5	Слейд Айленд (350), Квебек (360), Флинн Крик (360 ± 20), Шарлевуа (360 ± 25), Сильян (365 ± 7)
Тельбесская, средний девон, 377 ± 5	Калужская (380)
Арденская, эрийская, силур/девон, 403 ± 5	Ла Маунери (400 ± 20), Ильинецкая (400 ± 30), Луканга (400 ± 100)

При рассмотрении структурно-геологических перестроек отмечалось, что все они аналогичны, но не тождественны друг другу. Точнее, каждая третья из них обнаруживает сходство. Оно проявляется в том, что после двух периодов активного орогенеза и магматизма происходит раскол сформированных материковых площадей. Это примерно то, что получило название циклов Вильсона. В частности, 245-250 млн. лет назад после активного позднекаледонско-герцинского орогенеза и гранитоидного магматизма начался раскол позднепалеозойской Пангеи, а 10-15 млн. лет назад вслед за орогенным позднеюрским-раннекайнозойским магматизмом в Тихоокеанском поясе намечается формирование системы субмеридиональных рифтов вдоль восточной окраины Африки, дальнейшее развитие которых может существенно изменить структурный план земной коры.

Подобное явление мы можем предполагать 480 млн. лет назад, когда после панафриканской орогении произошло оформление Урало-Монгольского пояса, в начале венда (700 млн. лет назад), когда после байкальского орогенеза, начавшегося примерно 850 млн. лет назад, заложились океан Япетус (Палеоатлантика) и 950 млн. лет назад. Следующий за такими перестройками интервал времени характеризуется затуханием орогенного магматизма и активизацией базальтоидных излияний, что имело место в раннем венде и середине раннего палеозоя. Об этом уже шла речь при рассмотрении геотектонических циклов.

Индивидуальность каждой третьей структурно-геологической перестройки имеет еще один очень интересный аспект. Здесь наблюдается та же закономерность, что и при соотношении перестройка-фаза: утраивается величина намечаемого нового ритма. С другой стороны, расчетная величина его, составляющая 234 млн. лет, очень близка к той, которая составляет Галактический год. В последнее время он чаще всего определяется значениями 200-250 млн. лет и даже отдается предпочтение второй цифре. Естественно, что ритм в 234 млн. лет может быть именно его отражением. Предлагаемые построения дают возможность не только обосновывать какую-то обусловленную воздействием космоса историко-геологическую

закономерность, но и проверить отдельные ее реперы, уточнить, если нужно, их датировку.

Геологическая природа намечаемой ритмичности пока может представляться в следующем виде. Раз в 234 млн. лет Солнечная система и Земля, как ее составной элемент, может испытывать эпизодичное энергетическое воздействие, связанное с какими-то изменениями движений на ее орбите. Энергетические импульсы в 26 млн. лет некоторые исследователи в последнее время связывают с существованием в Солнечной системе еще одной звезды, получившей название Немезида. Именно такие квантовые принципы развития Земли, основанные на эпизодичном получении энергии извне, развивает А.Н. Павлов (1990, 1991). Мною лишь уточняются или изменяются принимаемые им реперы. Как понимать утроенную величину этого ритма, и почему нет второго импульса через 234 млн. лет – должны решать специалисты в области кинематики небесных тел. Геология представляет лишь историко-геологическую информацию для соответствующих идей и построений.

Четко намечаемое трехкратное увеличение каждого из подобных ритмов позволяет предложить еще одно утроение и провить возможности его существования. Получаемая величина в 702 млн. лет (округленно – 700) должна быть проверена на примере докембрийской истории Земли. Это тем более является важным, учитывая, что она составляет 85 % всего геологического времени. Среди наиболее обоснованных тектоно-магматических преобразований в докембрии целесообразно взять репер с возрастом 1,65 млрд. лет, принимаемый как граница раннего и позднего протерозоя. Важность и выразительность этого великого обновления подчеркивал Г. Штилле. Тогда у нас появятся расчетные величины, равные 0,25-0,95-1,65-2,35-3,0-3,7-4,4 млрд. лет, которые и попробуем рассмотреть.

Начнем с фиксации такого интересного факта, что возрастные уровни в 1650 и 250 млн. лет назад проявлены аналогично, что в свое время отмечал Ч.Б. Борукаев. В первом случае после продолжительной и практически глобальной гранитизации, длившейся порядка 150 млн. лет, оформился единый материк, получивший по современной терминологии название Пангея-I. Среди важнейших диастрофических или тектоно-магматических проявлений этого времени необходимо назвать мазатзальскую и гудзонскую орогении в Северной Америке (1.8-1.65 млрд. лет), свекофенскую и карельскую складчатость Балтийского щита, события Стрельгуэйз и Элейлор в Австралии с возрастом 1.8 и 1.7 млрд. лет, гвианскую складчатость, метаморфизм и гранитизацию в Южной Африке (1.8 млрд. лет), санерутский орогенез Гренландии, восточногатскую орогению Индостана.

Такие сближенные во времени проявления активного тектогенеза, сопровождавшиеся внедрением многочисленных гранитоидов, обусловили обширную консолидацию материковых структур; этот процесс, вслед за А.А. Богдановым, будем называть кратонизацией (превращение материковой земной

коры в кратон, или древнюю платформу). Данная цементация подготовила крупнейшую структурно геологическую перестройку в истории Земли – раскол Пангеи-I. Структурный план архея-нижнего протерозоя (нижнего докембрия) резко отличается от верхнедокембрийского. Г. Штилле назвал это событие «Великим обновлением», а возрастной уровень 1,65 млрд. лет принят в отечественной геохронологии как граница раннего и позднего протерозоя.

Что-то подобное было на рубеже палеозоя и мезозоя или приблизительно 250 млн. лет назад, когда после длительного средне- и позднепалеозойского горообразования и магматизма, продолжавшегося в интервале 400-250 млн. лет, сформировался еще один единый материк. Именно он первоначально назывался Пангея. Результаты такой консолидации детально изучены и точно датированы в Аппалачах, Центральной Европе, на Урале, Кавказе, Центральном Казахстане, Сибири (Алтае-Саянская область и др.). В начале мезозоя или в течение 250-225 млн. лет назад начался раскол этой Пангеи, сопровождавшийся гигантскими излияниями базальтовых лав (сибирские траппы, финальный вулканизм Европы и т.д.). Главные линии расколов, проходящие по Северной Атлантике, Западной Сибири, восточной окраине Африке, обусловили заложение современных материков и последующих или точнее нынешних океанов, называемых молодыми.

Возрастной уровень 950 млн. лет можно рассматривать как время завершения гренвильской орогении, важнейшей и лучше всего изученной на Канадском щите. Она началась примерно 1100 млн. лет назад. В Африке сходные события получили название орогении кибаран (1,1-0,9 млрд. лет), завершившейся метаморфизмом с возрастом 0,95-0,92 млрд. лет. В Южной Америке близкая по возрасту складчатость получила название минасской (0,9 млрд. лет), в Австралии это событие Ормистон (0,9-1,05 млрд. лет), в Индостане – сатпурская складчатость, датированная значениями 0,9 млрд. лет. Таким образом, и данный возрастной уровень может рассматриваться как время практически глобального орогенеза, в каком-то отношении переломное историко-геологическое событие в позднепротерозойской истории. Кстати, примерно с этого времени началось самое длительное оледенение Земли, продолжавшееся с перерывами почти 300 млн. лет.

Аналогичным образом проявлены события с возрастом 2350 млн. лет, известные как время селецкой складчатости на Балтийском щите, кеноранской и пенокийской орогении в Северной Америке (2,4-2,2 млрд. лет), позднедарварской орогении в Индостане. В Китае это события на границе этапов хуто и утай (2,3 млрд. лет). В Австралии с этого времени начинается формирование комплекса Наллагайний. В Северной Америке на этом же возрастном уровне зафиксировано древнейшее в истории Земли оледенение, получившее название гуронского. Интересно, что с этого же возрастного уровня в разрезах Балтийского и Алданского щитов, а также Африки широко распространены красноцветы, а также углеродсодержащие и графитоносные породы, свидетельствующие о резкой дифференциации климатов.

И еще один любопытный момент. На возрастном уровне примерно 2,3 млрд. лет в самых различных районах Земли известны большие скопления железистых кварцитов типа криворожских. Они фиксируются в разных местах Украинского щита, на Воронежском массиве (КМА), Канадском щите, Африке, Дальнем Востоке (Большой Хинган) и др. Если раньше процесс их накопления связывался с жизнедеятельностью своеобразных железобактерий, то в последнее время появляются гипотезы космического происхождения. В частности, глобальное их распространение и большие объемы накопления объясняются встречей Земли с гигантским поясом железных метеоритов.

Возрастной уровень в 3 млрд. лет хорошо известен в исторической геологии как граница раннего и позднего архея. Это время проявления активной складчатости, выделяемой как кольская или саамская на Балтийском щите, гурийский орогенез в Южной Америке, как трансваальская тектономагматическая активизация в Африке, нилгри-мадрасский метаморфизм в Индостане. В результате всех этих преобразований, вероятно, впервые возник достаточно мощный гранитно-метаморфический слой; на обширных площадях впервые образовалась континентальная земная кора.

Менее изученным следует считать возрастной уровень в 3,75 млрд. лет. По некоторым представлениям он может рассматриваться как начало катархейского этапа и завершение раннего архея, определяемого значениями 3,9-3,5 млрд. лет. Это время начавшегося формирования «серых гнейсов», известных в основании Северо-Американской, Австралийской, Индостанской, Африканской, Восточно-Европейской и Сибирской платформ; оно происходило в интервале 3,8-3,3 млрд. лет. А.Х. Кагарманов и др. (1985) отмечают, что самые древние породы Земли, доступные непосредственному изучению, имеют возраст около 3,8 млрд. лет; поэтому весь более древний этап ее истории получил название догеологического. Близкой точки зрения на этот возрастной уровень придерживается А.Е. Михайлов (1990) и др. Интересно, что наиболее выразительные переломные моменты в истории Земли, каковыми можно считать 3,75 и 1,65 млрд. лет, кратны 700 млн. лет, также образуя тройное повторение этой величины!

Предполагается, что примерно 3,7-3,6 млрд. лет назад началось накопление древнейших осадочных образований, которое происходило в обширных, но мелководных бассейнах. Начавшееся формирование гидросферы совпадает еще с одним важнейшим событием в истории Земли – появлением на ней жизни. В Южной Африке, Гренландии, на юге Канадского щита, в Украине и других районах в породах с абсолютным возрастом 3,7-3 млрд. лет обнаружены бактерии, нити сине-зеленых водорослей и остатки спороморфных образований. Более достоверные находки датируются значениями 3,5 и 3,2-2,9 млрд. лет (Австралия, Родезия). Все это хорошо подчеркивает переломный характер возрастного уровня в 3,75 млрд. лет.

Наконец о событиях с возрастом 4,4 млрд. лет мы не можем сказать что-то определенное. Это так называемый догеологический этап развития Земли, который начинается с образования ее как планеты Солнечной системы. Однако в интервале времени 4,6-3,9 млрд. лет проявилась наиболее интенсивная ее космическая бомбардировка. Отражение данного процесса хорошо фиксируется на Луне и других планетах, где диаметр отдельных импактных структур этого времени достигает 500-1200 км. Следы их на Земле могут быть так называемые нуклеары – фрагменты гигантских кольцевых структур. Вероятно, результатом данной бомбардировки могли быть процессы плавления на поверхности, образования здесь первичного «магматического океана» и, как следствие, – начало дифференциации земной коры и мантии, образование первичной атмосферы.

Таким образом, все расчетные уровни этого крупнейшего в истории Земли ритма могут считаться хорошо доказанными, важными, фиксирующие главнейшие переломные ее события. Это время оформления основных сфер планеты, ее новых структурных планов, наиболее значительных орогенезов, консолидаций и разрушений. Большинство их проявлено аналогично: после длительной консолидации, или гранитоидной цементации, начинается раскол материковых структур, что и знаменует переломный момент в историческом развитии земной коры. В каждом из таких мегаэтапов могут намечаться более дробные подразделения времени, длившиеся 200-250 или даже 150 млн. лет, которые отвечают тем или иным орогенезам. Разграниченные такими мегаперестройками интервалы времени могут рассматриваться как основа стратиграфического и историко-геологического деления докембрия.

Выполненный анализ позволяет говорить о существовании в истории Земли ритмов четырех порядков, каждый из которых имеет втрое большую продолжительность. Интервалы аналогичных повторов происходят через 26, 78, 234 и 700 млн. лет. Природа всех подобных ритмов обусловлена вещественным поступлением (космическая бомбардировка) и энергетическим воздействием на развитие земной коры и других сфер планеты. Ритмичность таких повторений, происходящих через строго определенное время, позволяет в ряде случаев уточнять возраст тех событий, которые не могут быть точно датированы в тех или иных регионах.

Устанавливая принципиально новые подобные ритмы, говоря о четырех их порядках и иной трактовке понимания, а также строго датированном возрасте, нужно подчеркнуть, что близкие или подобные закономерности проявления тектогенеза уже известны. В Приложении 1 приведены представления разных исследователей о повторяемости тектонических фаз, циклов, периодов и других повторов. Значения периодичности повторения фаз чаще всего назывались в 20-30 млн. лет, что хорошо подтверждает смену режимов через 26 млн. лет. То же относится к циклам с продолжительностью в 70-80 млн. лет; называемая величина в 150 млн. лет может рассматриваться как удвоенная их величина. Наконец, часто называются циклы в 200-250 (иногда

даже 220-230) млн. лет и даже близкие к 700 млн. лет. Поэтому предложенные представления следует понимать не как что-то неприемлемое, а как попытку уточнить ранее формировавшиеся представления, выявить строгую упорядоченность в развитии тектонических движений, которая обусловлена воздействием космоса.

3.2. Тектогенез и периодизация геологической истории

Выявление и уточнение возрастного уровня планетарных проявлений тектонических движений, меняющих седиментационно-палеогеографические режимы, структурный план и типы развития подвижных областей, позволяет ставить вопрос о разработке принципиально новой схемы историко-геологического развития земной коры, отличающейся от существующей глобальной стратиграфической, которая базируется преимущественно на палеонтологическом принципе. Утверждение, что единая стратиграфическая шкала может рассматриваться как историко-геологическая (Геол. словарь, 1973; Тесленко, 1982 и др.), является ошибочным или неточным; оно лишь декларируется, но не подтверждается. Такая шкала является лишь мерой времени, позволяющей датировать события, века, эпохи, периоды, другие ее подразделения и этапы. Об этом свидетельствуют уже названия самих подразделениях – палеозой, мезозой и кайнозой – эра древней, средней и новой жизни, а также протерозой, фанерозой, криптозой и другие интервалы времени простейшей, явной или скрытой жизни. Но вовсе не временем разного осадконакопления, магматизма, структурно-геологического развития!

Поэтому вопрос о разработке историко-геологической схемы развития давно уже ставился самыми различными исследователями, в числе которых были А.Н. Карпинский, М.А. Усов, М.К. Коровин и др. Уже само выделение каледонской, герцинской и альпийской складчатостей (орогений) было направлено на решение этой проблемы. Одну из первых попыток комплексного решения этой проблемы для фанерозоя предпринимал Д.Н. Соболев (1915, 1926 и др.), выделявший различного рода геологические периоды и циклы, базирующиеся на комплексном изучении тектонических движений, седиментационно-палеогеографическом и палеонтологическом развитии. Однако у него это сводилось лишь к попытке по-новому группировать существующие периоды и эпохи. То же можно сказать и о построениях Г. Штилле, привязывавшем свои тектонические фазы к литостратиграфическим подразделениям западноевропейской шкалы, которые в дальнейшем не только не были уточнены, но и искажены.

В числе наиболее выразительных историко-геологических подразделений фанерозоя могут рассматриваться интервалы времени, разделенные рассмотренными здесь структурно-геологическими перестройками.

Уточненный их возраст позволяет выделять историко-геологические периоды, за которыми уже закрепились свои названия типа средний и поздний палеозой, ранний мезозой и др. Очень важной их особенностью следует считать одинаковую продолжительность, а также возможность выделять в составе таких периодах более дробные подразделения – тектонические эпохи. Или объединять их в более продолжительные историко-геологические эры. Все это позволяет предложить принципиально новую схему историко-геологического развития фанерозоя, приводимую в таблице 4.

Таблица 4

**Схема историко-геологического деления
фанерозойского развития земной коры**

Единицы геохроноло- гической шкалы		Историко-геологические периоды и их возрастные интервалы (млн. лет)	Историко- геологические эры
Кайнозой	Q	Новейший (позднекайнозойский)	Позднефанерозойская (167 - ныне)
	N	незавершенный: 13 - ныне	
	Pg	Позднемеловой-раннекайнозойский: 90-13	
Мезозой	K	Позднеюрский-раннемеловой: 167-90	Среднефанерозойская
	J	Раннемезозойский: 245-167	
	T		
65			
245			

Палеозой	P	Позднепалеозойский: 325-245	(400-167)	
	C	Среднепалеозойский: 400-325		
	D			
	570	S	Раннепалеозойский: 480-400	Раннефанеро- зойская (630-400)
		O	Начальнопалеозойский: 550-480	
		Є	Поздневендский-раннекембрийский: 630-550	
Венд	V	Ранневендский 710-630	Позднедо- кембрийская (950-630)	

Основу предлагаемой схемы деления составляют разграниченные структурно-геологическими перестройками равновеликие интервалы времени. Для них по возможности сохранены существующие названия частей палеозоя и мезозоя, но в уточненном возрастном делении. Они могут быть также названы по отвечающим им орогенезам; такие наименования типа салаирский, ранне- и позднекаледонский, герцинский, киммерийский и др. уже закрепились в геологической терминологии. В составе каждого периода выделяется по три примерно равновеликие эпохи со своими названиями. Ранее они были рассмотрены как эпохи различной тектонической подвижности. Наконец, группы их трех периодов, также составляющих своеобразный тектоно-палеогеографический цикл, выделены в качестве историко-геологических эр, названных по частям фанерозоя – ранняя, средняя и поздняя.

Какой практический смысл предлагаемой схемы историко-геологического деления? Она нужна, прежде всего, для правильного понимания общей схемы развития земной коры, а также может быть использована при

историко-геологическом анализе определенных территорий или сложных тектонических систем. Кроме того, она будет полезна при изложении курса исторической геологии в учебном процессе. Когда мы говорим об истории каменноугольного, юрского, мелового и других периодов, то обязательно вынуждены делать оговорку, что в течение одной его части было что-то одно, а в другой – совсем иное. Для историко-геологических периодов с однотипной схемой тектоно-палеогеографического развития можно лишь уточнять, что в какую-то из его эпох имела место активизация или затухание орогенеза, а также магматизма в развивающихся складчатых областях, появление своеобразных формаций, другие региональные особенности. Иными словами, такая информация излагается в рамках строгой возрастной и смысловой схемы. Такие эпохи, периоды и эры имеют вполне определенную продолжительность, что резко отличает их от периодов стратиграфической шкалы, длительность которых иногда в несколько раз отличается друг от друга.

Каждая из таких историко-геологических эр имеет свои особенности в глобальном и региональном масштабе. Так, средний фанерозой представляет собой время объединения материковых площадей, когда после ликвидации океана Япетус (Северной Атлантики) образовалась Лавразия в среднем палеозое, затем имело место формирование Пангеи в позднем палеозое, а в раннем мезозое начался ее раскол. Это время проявления позднекаледонского и герцинского геотектонических циклов, наиболее выразительных в Атлантическом секторе Земли. Соответственно, поздний фанерозой может рассматриваться как время формирования молодых, или нынешних океанов, а также активного развития складчатых систем вдоль Тихоокеанского пояса (киммерид, алинид). Такая же индивидуальность может быть установлена и для раннего фанерозоя.

Еще одной практической стороной предлагаемой периодичности и сути геотектонических циклов следует считать необходимость не ограничиваться при составлении тектонических карт лишь тремя-четырьмя используемыми для фанерозоя названиями, а выделять весь возможный их набор. В том числе обособлять системы с ранне- и позднекаледонским орогенезом (складчатостью), байкалиды и салаириды, полный спектр мезозойских орогенезов, включающих индосиниды, киммериды и алиниды, и собственно позднекайнозойскую складчатость, за которой и сохранить название альпийской. А также разделять подвижные системы, развивающиеся по разным схемам цикличности. Это внесет, кроме всего прочего, вполне определенный геодинамический смысл в такие построения.

Пригодность предлагаемой историко-геологической периодизации может быть показана на примере анализа развития подвижных структур Украины. Так, начало среднего палеозоя знаменует наиболее существенную смену их структурного плана: начинаются устойчивые воздымания в пределах Вольно-Подольской плиты и прилежащих систем, а в результате общематерикового рифтогенеза закладывается прогиб Большого Донбасса. Эти события совпадают

по времени с активными геосинклинальными прогибаниями в областях Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов (Урал, Большой Кавказ, Центральная Европа, внутренняя зона Карпат). Тот факт, что заложение Сарматского рифта не совпадает с инверсией режимов на Волыно-Подоллии, не может быть основанием для отрицания периодичности: с начала девона начались воздымания, а расколы и проседания в рифтовых зонах последовали лишь после достижения определенных гравитационных условий.

Поздний палеозой был временем герцинского орогенеза, проявленного преимущественно на соседних площадях, а также геосинклинальной стадии развития Донбасса, которые очень точно датированы и укладываются в интервал времени данного периода. В ДДВ активные прогибания данного этапа обусловили формирование мощных нефтегазоносных толщ, перекрытых среднепермскими соленосными отложениями, а в первую его эпоху накопились угленосные отложения Донецкого бассейна.

Соответственно ранний мезозой был временем орогенеза в Донецком складчатом сооружении и геосинклинальных прогибаний в пределах Горного Крыма. Поздняя юра-ранний мел не только совпадает с киммерийским орогенезом, но и формированием Причерноморской впадины, которая в связи с этим может рассматриваться как краевой прогиб Горнокрымского складчатого сооружения. Четкой индивидуальностью характеризуется и позднемеловой-раннекайнозойский этап, первая эпоха которого проявлена обширным карбонатонакоплением на платформенных площадях, а две другие – морских терригенных отложений в ДДВ. Наконец, данный историко-геологический период – это время собственно геосинклинального развития внешних зон Украинских Карпат, когда здесь проявлено активное флишенско-аккумулятивное накопление.

Нужно подчеркнуть, что предлагаемая периодизация выявляет еще одну особенность историко-геологического развития разных регионов: отчетливо проявленную сопряженность или взаимосвязанность формирования определенных тектонических структур и систем. Так, начало герцинского орогенеза позднепалеозойского возраста отвечает времени геосинклинального развития Донбасса (ДСС), активных прогибаний в нем. Воздымания в ДСС отвечают времени заложения геосинклинали Горного Крыма, а киммерийский орогенез – началу развития карпатских альпид, формирования флишевого их комплекса. Соответственно альпийский орогенез обусловил не только воздымания в горно-складчатых областях, но и сводовые воздымания на платформенных площадях. Такая закономерность развития в свое время получила название клавишной тектоники, но затем к ней, как и уточнению датировки тектонических движений, был потерян интерес.

Естественно, что исходя из сформулированных представлений о наиболее крупных ритмах в развитии Земли, может и должна быть пересмотрена схема докембрийского развития структур земной коры. В приводимой таблице 5 показаны подразделения всей истории Земли, разделенные на равновеликие

интервалы времени длительностью в 700 млн. лет. Названия их предложены исходя из уже привычных утвердившихся для докембрия терминов. Но в дальнейшем они могут быть заменены более простыми, которые к тому же будут отражать их историко-геологическую сущность.

Таблица 5

**Схема общего историко-геологического
развития земной коры**

Возраст: начало зона	Наименование эонов (мегаэтапов)	Шкала принятого Фанерозой	
0,25	Мезозойско-кайнозойский (незавершенный)		
0,95	Позднедокембрийско-палеозойский	Поздний	Про зой
1,65	Позднепротерозойский		
2,35	Среднепротерозойский	Ранний	
3,05	Позднеархейско-раннепротерозойский	Поздний	Ар- хей
3,75	Раннеархейский-катархейский	Ранний	
		Катархей	
4,45	Догеологический	Догеологическое развитие	

В такой непривычной схеме историко-геологического деления и развития земной коры может прослеживаться своя определенная и четко выраженная закономерность. Три наиболее молодых подразделения (зона, мегаэтапа) продолжительностью в 700 млн. лет составляют время ее формирования уже в

условиях после великого обновления, или в течение неохрона. До завершения последнего мезозойско-кайнозойского ее неохрона остается еще 450 млн. лет. Более ранний крупнейший интервал истории, включающий катархейское-среднепротерозойское ее развитие, также состоит из трех равновеликих подразделений – утроенной величины в 700 млн. лет. Они знаменуют начальную стадию развития земной коры, совершающуюся в условиях начавшегося формирования гидросферы, а затем и биосферы. Сущность и даже продолжительность догеологической стадии (мегаэтапа) пока неясна. Расшифровать более полную и глубокую структуру и суть всех таких подразделений – задача дальнейших исследований.

3.3. Сопряженность историко-геологического развития как основа проявления тектогенеза

О сопряженности или взаимосвязанности проявления тектонических движений уже неоднократно говорилось в предыдущих разделах. Сейчас нужно попытаться установить общие формы ее проявления и закономерности развития в пространстве и во времени. Вероятно, нужно различать региональные и глобальные формы взаимосвязанности тектогенеза. Естественно, что выявление таких форм и закономерности возможно лишь при условии достаточно точной датировки тектонических движений.

Примером глобальной сопряженности может быть развитие молодых, а также древних океанов и синхронно происходящий орогенез в каких-то материковых системах. Например, позднемезозойское-кайнозойское раскрытие Северной Атлантики происходит одновременно с наращиванием складчатых сооружений вдоль западной окраины Америки, в пределах Кордильер, Анд, Скалистых Гор. Или формированием островных дуг, глубоководных желобов и молодых складчатых сооружений на востоке Азии. Историко-геологический анализ материкового и окраинно-материкового тектогенеза фиксирует скачкообразный характер наращивания разновозрастных сооружений. Подобное явление должно проявляться и в характере разрастания океана, но оно должно стать предметом специального изучения.

Еще одним примером подобной сопряженности может быть сопоставление особенностей развития Средиземноморского, Тихоокеанского и Урало-Монгольского складчатых поясов Евразии. Этот вопрос неоднократно уже рассматривался мною ранее (Соловьев, 1983, 1986, 1992 и др.). Если для запада материка характерно выразительное проявление герцинского и альпийского геотектонических циклов, частично киммерийского, то для Тихоокеанского – индосинийского и сихотэалинского. Вероятно, наиболее четко салаирский, ранне- и позднекаледонский, а также герцинский орогенез и

геотектонические циклы проявлены в пределах Урало-Монгольского пояса. Это то, что называлось «площадной специализацией» мигрирующих в пространстве геотектонических циклов.

Примером региональной, но не менее выразительной сопряженности является развитие подвижных систем Украины, о чем также говорилось ранее. Смена карбонатной седиментации в пределах Волыно-Подольской плиты накоплением терригенных отложений, а затем воздыманиями фиксирует каледонский цикл развития соседних областей Атлантики. Рифтогенез и заложение прогиба Большого Донбасса совпадают по времени с разрастанием океанов в соседних областях Урала и Большого Кавказа, геосинклинальной стадией герцинского геотектонического цикла. А также каледонским орогенезом, который, по всей видимости, и обусловил рождение данной системы материковых рифтов.

Активные позднепалеозойские прогибания в пределах Донбасса по времени очень точно совпадают с герцинским орогенезом Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов. Можно предполагать, что это горообразование было одной из причин большой мощности накопившихся здесь отложений. Кстати, такие закономерности формирования складчатых сооружений, которые заложены на среднепалеозойских рифтах и развивались по схеме индосинийского геотектонического цикла, характерны и для многих других подвижных систем Евразии (Сихотэ-Алинь, Япония, Куньлунь-Циньлинская система). Не менее интересной особенностью геологической истории Украины является то, что раннемезозойский орогенез в Донбассе совпадает по времени с геосинклинальной стадией развития складчатых сооружений Горного Крыма.

Киммерийский орогенез, начавшийся с поздней юры, после келловейской структурно-геологической перестройки, совпадает по времени с активизацией прогибаний в Альпийской и Карпатской областях. Тогда же заложилась Причерноморская впадина, которая должна трактоваться как краевой прогиб киммерид Горного Крыма. После завершения киммерийского орогенеза (поздняя юра-ранний мел) начинаются активные прогибания во внешних зонах Альп и Карпат, что проявлено накоплением мощных толщ флиша. Этот этап развития данных областей Средиземноморского пояса должен трактоваться как геосинклинальная стадия классического альпийского геотектонического цикла. В пределах прилежащих платформенных площадей ДДВ он проявлен прогибаниями, существенно морскими условиями седиментации (писчий мел, глауконитовые песчано-глинистые толщи) и формированием Украинской синеклизы. Типичный альпийский орогенез, который следует предполагать со второй половины миоцена, характеризуется сводовыми воздыманиями на всей остальной площади Украины.

Подобное явление сопряженности, при которой опускания в каких-то подвижных системах совпадают по времени с поднятиями в других, хорошо известно. Оно даже получило название «клавишной тектоники»; такой термин

отражает сходство с перемещением клавиш при игре на фортепиано. Объяснять его с позиции тектоники литосферных плит очень трудно или даже невозможно – иногда в таком случае говорят о микроплитах, количество которых в отдельных регионах достигает десятков. Важно подчеркнуть, что по времени вертикальное перемещение данных микроплит («клавиш») четко укладывается в уже предложенную историко-геологическую периодизацию.

К сожалению, понятие о «клавишной тектонике», как и изучение других закономерностей развития во времени тектонических движений, практически уже прекратилось. Вместе с тем, данное явление может быть в основе еще одного, ранее очень распространенного метода, который можно именовать сравнительно-геологическим. Примером использования такого метода было прогнозирование нефте-газоносности в Днепровско-Донецкой впадине и в Западной Сибири. Однако здесь изучается не структурно-геологические сходства, а историко-геологические, закономерности развития во времени тех или иных подвижных систем. В частности, при моем участии данный метод используется при изучении структур Украины и Средней Азии. Подобные сопоставления позволяют расшифровывать геологическую природу и время формирования каких-то пока еще мало изученных среднеазиатских структур и систем с наиболее детально изученными их украинскими аналогами.

Подводя итог заключению рассмотрения сопряженности развития во времени подвижных тектонических систем каких-то регионов или в глобальном масштабе, следует подчеркнуть практическое значение этой и ряда других выявленных и рассмотренных закономерностей. На примере данного явления может устанавливаться существование глобальных историко-геологических этапов с едиными седиментационно-палеогеографическими условиями и тектоническими режимами. Это конкретное применение предложенной схемы проявления геотектонических циклов и единой глобальной историко-геологической периодизации. Предметом дальнейших исследований может и должно стать более детальное изучение структурно-геологических перестроек, тектонических фаз, эпох различной тектонической подвижности, а также формирование материковых рифтов в тех или иных регионах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное уточнение возраста и геологической сущности разных проявлений тектонических движений, анализ закономерностей развития их во времени, позволяет предложить схему деления, в составе которой выделяется эпизодичный тектогенез (тектонические фазы и структурно-геологические перестройки), эпохи различной тектонической подвижности, эпохи глобального

материкового рифтогенеза, геотектонические циклы. Показаны их соотношения друг с другом, а также сформулированы регионально-геологические и историко-геологические закономерности развития их во времени. Кроме того, охарактеризованы наиболее обоснованные и выразительные тектонические фазы, а также специально рассмотрена та их группа, которая получила название структурно-геологических перестроек.

Предложена новая возрастная и смысловая трактовка геотектонических циклов фанерозоя, границами стадий которых являются глобальные структурно-геологические перестройки. Поскольку геосинклинальным стадиям циклов в одних подвижных системах отвечает орогенез в других, разработана взаимосвязанная глобальная схема циклов, включающая две возрастные группы их проявления, которые устанавливаются на материалах регионально-геологического развития разных материковых площадей Земли. Такая схема развития земной коры хорошо объясняется с позиции литосферных плит, когда расхождение одних из них и образование океана (аналога геосинклинали) совпадает по времени со сжатием других, что сопровождается орогенезом.

Выявляется четкий ритм четырех порядков в развитии земной коры, проявленный повторением через строго определенное время тектонических фаз, структурно-геологических перестроек, наиболее существенных обновлений в фанерозойской истории, а также великих перестроек или их аналогов в докембрии. Они образуют строгое трехкратное соподчинение с аналогичными повторениями соответствующих преобразований через 26-78-234-700 млн. лет. Подчеркивается космическая природа этих преобразований.

Разработаны две принципиально новые схемы историко-геологической периодичности для фанерозоя и для всего времени развития земной коры. Первая из них включает историко-геологические периоды, разделенные структурно-геологическими перестройками, менее продолжительные интервалы времени, отвечающие эпохам различной тектонической подвижности, а также части фанерозоя, объединяющие по три таких периода, которые могут быть названы соответствующими эрами. На примере анализа историко-геологического развития подвижных систем Украины в течение среднего-позднего фанерозоя и других регионов показана обоснованность такой схемы периодизации. В докембрии выделено несколько этапов продолжительностью в 700 млн. лет, для которых предложены свои наименования, основанные на названиях частей архея-протерозоя. Все эти построения основаны на анализе огромного регионально-геологического материала, который обрабатывался мною в течение последних десятилетий.

ЛИТЕРАТУРА

Андрианов В.Н., Бобылев В.В., Соловьев В.О. К стратиграфии верхней перми Восточной Азии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 6. -С. 129-133.

Аркелл В. Юрские отложения мира. – М.: ИЛ, 1961.

Архипов И.В. Раннемезозойский рифтогенез в развитии Альпийской складчатой области. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1984, № 1. -С. 3-9.

Афанасьев С.Л. Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. –М.: Недра, 1987. -144 с.

Багдасаров Ю.А. Галактическая цикличность геологических процессов. - Природа, 1981, № 8. -С. 57-59.

Бажанов В.А., Соловьев В.О. Пермский интрузивный магматизм Южного Приморья. – Магматич. и метаморфич. комплексы Дальнего Востока СССР. – Хабаровск, 1967. -С. 65-69.

Балуховский Н.Ф. Геологические циклы. – К.: Наук. думка, 1966. -167 с.

Бгатов В.И., Казаринов В.П. Осадочные серии как основные этапы циклического развития седиментации. – Сов. геология, 1965, № 10. -С. 80-93.

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. – Тр. ГИН АН СССР, вып. 347. – М.: Наука, 1981. – 212 с.

Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии. – Геотектоника, 1985, № 6. -С. 21-42.

Бобылев В.В., Соловьев В.О. Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре Дальнего Востока. – Геотектоника, 1971, № 6. –С. 108-118.

Богданов А.А. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). –Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969. Т. 44, № 5.

Бондарчук В.Г. Основные вопросы тектоорогении. – К.: АН УССР, 1961. - 382 с.

Борукаев Ч.Б. Тектонические аспекты периодизации докембрия. –Проб. тектоники раннего докембрия. –Л., 1980. –С. 15-21.

Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. – М.: Мир, 1970. – 348 с.

Бубнов С. Основные проблемы геологии. – М.: Госгоргеолнефтеиздат, 1934. – 183 с.

Бураго А.И., Соловьев В.О. Новые данные по стратиграфии верхней перми Приморья. –Геол. и геофизика, 1965, № 6. -С. 122-124.

Власов Г.М. Асинхронно ли развивались западно-тихоокеанские и средиземноморские геосинклинали? –Сов. геология, 1976, № 8.

Высоцкий Б.П. Проблемы истории и методологии геологических наук. – М.: Недра, 1977. -280 с.

Гаврилов В.П. Океаногенез и континентогенез: основные этапы полного цикла развития литосферы. –Изв. вузов. Геол. и разведка, 1986, № 1. –С. 3-10.

Гансер А. Геология Гималаев. – М.: Мир, 1967. – 351 с.

Геологический словарь. Т. 2. –М.: Госгеолтехиздат, 1955.

Геологический словарь. Т. 1 и Т. 2. –М.: Недра, 1973.

Геологическое развитие Японских островов. – М.: Мир, 1968. – 719 с.

Геология Кореи. – М.: Недра, 1964. – 264 с.

Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. –М.: Недра, 1973. - 584 с.

Геохронология СССР. Т. 2. Фанерозой. – Л.: Недра, 1974. – 344 с.

Есипович С.М. История развития планеты Земля – пульсирующее расширение под действием космического прессинга. –Одесса: Астропринт, 1998. -152 с.

Жинью М. Стратиграфическая геология. – М.: ИЛ, 1952. -638 с.

Загрузина И.А., Федорова И.В., Яковлева Л.В. О фанерозойском омоложении докембрийских пород на востоке Азии. –Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. –Новосибирск: Наука, СО, 1982. –С.135-141.

Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей. М., 1984. -208 с.

Запасы углей стран мира / Н.Г.Железнова и др. – М.: Недра, 1983. – 167с.

Иванов Б.А. Палеотектонические схемы главных фаз мезозойского тектогенеза Южного Сихоте-Алиня. –Складч. области Евразии. –М.: Наука, 1964. –С. 277-289.

Казаринов В.П. Пульсация Земли. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1979, т. 54, № 3. -С. 92-109.

Карачинский В.Е., Лапчинский Ю.Г., Соловьев В.О. Интенсивность геотектонического процесса, структурные перестройки и прогнозирование зон нефтегазонакопления. –Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. –М.: Наука, 1989. -С. 77-84.

Карогодин Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. – М.: Недра, 1974. -176 с.

Карогодин Ю.Н. Введение в нефтяную литмологию. –Новосибирск: Наука, СО, 1990. -240 с.

Коровин М.К. Историческая геология. –М.: Госгеолиздат, 1941. -487 с.

Короновский В.Н., Якушова А.Ф. Основы геологии: Учеб. для геогр. спец. вузов. –М.: Высш. шк., 1991. -416 с.

Косыгин Ю.А. Тектоника. –М.: Недра, 1969. 616 с.

Кравчинский А.Я. Периодичность в дрейфе континентов. – Геотектоника, 1978, № 2. -С. 19-27.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН, вып. 134. –М.: Наука, 1965. -365 с.

Куликов П.К., Белоусов А.П., Латыпов А.А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система. -Геотектоника, 1972, № 6. –С. 79-87.

Кулинкович А.Е., Якимчук И.А. Геохронологический календарь как альтернатива геохронологическим шкалам. Препринт. –К., 2008. -36 с.

Лапкин И.Ю., Соловьев В.О. Пермские тектонические движения Евразии. – Докл. АН СССР. 1969, т.184, № 2. -С. 410-413.

Лапкин И.Ю., Соловьев В.О., Стерлин Б.П., Томашунас Э.В. Тектонические фазы Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба. –Развитие газовой промышленности УССР. Геология. Тр. УкрНИИГаза. Вып.IV. М.: Недра, 1972. -С. 22-32.

Леонов Г.П. Историческая геология. Палеозой. –М.: Изд-во МГУ, 1985. - 381 с.

Леонов Ю.Г. Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах. –Пробл. стратиграфии и истор. геологии. –М., 1978. –С. 89-103.

Логвиненко Н.В., Соболев Д.Н. О седиментационной ритмике в Донецком карбоне. –Уч. зап. ХГУ. Т. 31. Зап. геол. ф-та. Т. 10, 1950.

Малиновский Ю.М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. – М.: Недра, 1982. – 176 с.

Материалы по тектонической терминологии. Ч. 2. – НсБ.: АН СССР, СО, 1963. - 116 с.

Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии (корреляция времени проявления тект. движений и магматизма). –М.: Наука, 1983. -232 с.

Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Материалы по сравнительной тектонике. –М.: Мир, 1977. Т.1. Альпийско-гималайские

складчатые области. -453 с. Т.2. Циркумтихоокеанские и карибские складчатые области. -478 с.

Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли). – Геотектоника, 1978, № 6. -С. 3-16.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. -М., 1987. -298 с.

Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч.1 –М.: Изд-во МГУ, 1987. -416 с. Ч.2., 1989. -271 с. Ч.3., 1991. -272 с.

Моссаковский А.А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. – Геотектоника, 1970, № 4. -С. 65-77.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. –М.: Наука, 1976. – 320 с.

Муравски Г. Толковый словарь немецких геологических терминов. Пер. с нем. –М.: Мир, 1980. -373 с.

Основные черты стратиграфии карбона СССР. – Л.: Недра, 1975. – 335 с.

Пейве А.В. Тектоника развития Урала и Аппалачей – сравнение. – Геотектоника, 1973, № 3. -С. 3-13.

Периодические процессы в геологии / Под ред. Н.В. Логвиненко. –Л.: Недра, 1976. -264 с.

Плюснин К.П. Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. –М.: Недра, 1985. -201 с.

Постельников Е.С. и др. Тектоническое строение и развитие Индокитая. – Тр. ГИН АН СССР, вып. 108. – М.: Наука, 1964. -С. 28-89.

Проблемы геологии нефти и газа / В.О. Соловьев, И.В. Высочанский, С.В. Кривуля и др. –Х., 2010. -124 с.

Проблемы глобальной корреляции геологических движений. – Тр. ГИН АН СССР, 1980, вып. 340. - 220 с.

Пронин А.А. Новая геохронологическая шкала тектонических движений фанерозоя. –Геол. история Урала. –Свердловск, 1981. –С. 3-17.

Региональная стратиграфия Китая. Ч. 1, 1960 и Ч.2, 1963. –М.: ИЛ.

Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Поздние стадии истории Земли. – Л.: Недра, 1981. – 408 с.

Рубинштейн М.М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. – Геотектоника, 1967, № 2. -С. 21-32.

Рутген М.Г. Геология Западной Европы. – М.: Мир, 1972. – 446 с.

Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. – Л.: Недра, 1978. –183 с.

Соболев Дмитрий Николаевич: Материалы к изучению научной деятельности. Сб. докладов и публикаций. –Х.: Курсор, 2007. -71 с.

Соболев Д.Н. О геологических периодах. – Ежегодник по геологии и минералогии России, т. 16, вып. 9, 1914. -С. 233-246.

Соболев Д.Н. Земля и жизнь. 1. Геологические циклы. – Научно-попул. библи. Укр. отделения Геол. комитета. 1-я серия. – К., 1926. – 60 с.

Соловйов В.О. Основи геологічних знань: Геологія в курсах географії, біології, екології: Навч. посібник. – Х.: Гриф, 2005. – 96 с.

Соловйов В.О. Ритми в розвитку природи. –Географія, 2005, № 3 (31). –С. 30-31.

Соловйов В.О. Бесіди про історію земної кори. Частина 1 (95 с.). Ч. 2 (96 с.). –Х.: Основа, 2010.

Соловьев В.О. Периодичность в формировании верхнепалеозойских-мезозойских формационных комплексов Евразии. –Цикличность осадконакопл. и закономерности размещения горючих пол. иск. Тез. докл. Всес. конф. –НсБ., 1975. -С. 97-99.

Соловьев В.О. Визейский тектоно-седиментационный и палеогеографический рубеж. – Тр. VIII Межд. конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Т. 6. – М.: Наука, 1980. -С. 156-160.

Соловьев В.О. Сопряженность развития главнейших тектонических поясов Евразии. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1983, № 12. -С. 11-19.

Соловьев В.О. Визейский седиментационно-палеогеографический рубеж в Восточной Азии. – Геология и геофизика, 1984, № 11. -С. 27-34.

Соловьев В.О. Тектонические фазы и проблема планетарной одновозрастности тектогенеза. – Геотектоника, 1984, № 6. -С. 21-32.

Соловьев В.О. Верхний палеозой и возможность выделения планетарных литологических комплексов. – Сов. геология, 1984, № 10. -С. 51-61.

Соловьев В.О. Тектоно-магматические рубежи. – Докл. АН СССР, 1985, 285, № 5. -С. 1178-1181.

Соловьев В.О. Сопоставление развития Тихоокеанского и Средиземноморского поясов Евразии. – Геотектоника, 1986, № 5. -С. 13-24.

Соловьев В.О. Глобальная периодичность осадконакопления: пути решения проблемы. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1986, № 12. -С. 141-145.

Соловьев В.О. Схема формирования тектоно-магматических систем и рубежей Евразии в позднем палеозое-мезозое. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1986, № 1. -С. 11-16.

Соловьев В.О. Трансгрессии, эпохи тектонической активности, структурно-палеогеографические перестройки и их отражение в седиментационной цикличности. –Теор. и методол. вопросы седимент. цикличности и нефтегазоносности. –НсБ: Наука, СО, 1988. –С. 56-63.

Соловьев В.О. Великие обновления в фанерозойской истории Земли. – Докл. АН СССР, 1988, т.302, № 3. -С. 663-666.

Соловьев В.О. Структурно-палеогеографические перестройки в истории Земли. - Докл. АН СССР, 1988, т.302, № 6. -С. 1451-1453.

Соловьев В.О. Историко-геологические перестройки (рубежи) в фанерозойском развитии земной коры. – Идея развития в геологии: вещественный и структурный аспекты. – НсБ: Наука, СО, 1990. -С. 174-182.

Соловьев В.О. Финальный магматизм: особенности его проявления и геологическая сущность. –Геол. и геофизика, 1990, № 3. –С. 56-62.

Соловьев В.О. Отражение глобальных фаз тектогенеза в разрезе карбона Донбасса. – Геотектоника, 1990, № 6. -С. 79-84.

Соловьев В.О. Основные закономерности развития земной коры: Учебное пособие. – Х.: ХГУ, 1992. -109 с.

Соловьев В.О. Космический ритм в фанерозойской истории Земли. – Фізика Місяця та планет. Тез. конф., присвяч. 100-річчю М.П. Барабашова. –Х., 1994. -С. 114-115.

Соловьев В.О. Геодинамические режимы в Евразии и их отражение в развитии тектонических структур Украины. –Нафта і газ України-96. Матер. науково-практ. конференції. –Х., 1996. -С.244-247.

Соловьев В.О. Ритмы в развитии природы и общества. –Х.: Курсор, 2008. -139 с.

Соловьев В.О., Жук Н.М., Мансуров А.Н. Опыт количественной характеристики тектонических преобразований позднего палеозоя-триаса. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1987, № 2. -С. 3-8.

Соловьев В.О., Лапчинский Ю.Г. Среднепалеозойская рифтовая система Евразии. –Рифтогенез и нефтегазоносность. –М.: Наука, 1994.

Соловьев В.О., Васильев А.Н. и др. Геология и нефтегазоносность Украины: Учебное и справочное пособие. –Х.: Курсор, 2007. -294 с.

Соловьев В.О., Кривуля С.В., Фык И.М. Материковый рифтогенез и нефтегазоносность. –Вісник ХНУ ім. В.Н. Каразіна, 2010, № 924. –С. ____

Сравнительная тектоника Чешского и Казахстанско-Тяньшаньского срединных массивов. – М.: Изд-во МГУ, 1984. -240 с.

Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадконакопления в истории Земли. – Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 6. - С. 70-111.

Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5000000). –М.: Наука, 1966. – 487 с.

Тектоника Европы. Объяснительная записка к Межд. тект. карте Европы. – М.: Наука, Недра, 1964.

Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. –М., 1976. -588 с.

Тектоника Северной Евразии / Под ред. А.В.Пейве. М., 1980. – 222 с.

Тектоника Средиземноморского пояса. – М.: Наука, 1980. – 243 с.

Тесленко Ю.В. Краткий справочник по стратиграфической терминологии. – К.: Наук. думка, 1982. – 157 с.

Тетяев М.М. Основы геотектоники. – М.: ОНТИ, 1934.

Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. – Томск: Изд-во Зап.-Сиб. геол. треста, 1936.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. – 548.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е. – М.: Недра, 1973, -512 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. –М., 1977. -360 с.

Хаин В.Е. Учение о геосинклиналях и тектоника плит. –Геотектоника, 1986, № 5. –С. 3-12.

Чесноков С.В., Красивская И.С. Варисцийский геосинклинальный магматизм и образование континентальной земной коры Большого Кавказа. – М.: Наука, 1985. - 94 с.

Чу С. Орогенические фазы в Китае. – Межд. Геол. Конгр. Тр. XVII сессии. СССР, 1937. Том второй. – М.: ГОНТИ, 1939.

Шкала геологического времени /Харленд У.Б. и др. –М.: Мир, 1985.-140с.

Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие. – Л.: Наука, 1980. -511 с.

Якобсон К.Э. Венд стратотипического региона. – Сов. геология, 1984, № 10. -С. 45-51.

Яншин А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. – Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1973. Т. 48. Вып. 2. –С. 9-44.

Ясаманов Н.А. Галактический год и периодичность геологических событий. –Докл. РАН, 1993. Т. 328, № 3. –С. 373-375.

Ясаманов Н.А. Опыт построения шкалы геологического времени (на основе цикличности геологических событий и астрономических данных). – Докл. РАН, 1993. Т. 328, № 4. –С. 487-489.

Stille H. Grundfrage der vergleichenden Tektonik. –Berlin, 1924. -443 S.

Добавить, исправить:

1. С.85 – Схема среднепал. рифтов (поместить рисунок со стр. 48)!
2. Оглавление: проставить (уточнить) страницы. Сделать текст с переносами!
3. Сделать и поместить Приложение 2 (Представления о геотектонических циклах в фанерозойской истории)
4. Сделать уточнения в табл. 5, с. 99. /граница фанерозоя!/

Представления о периодичности историко-геологических процессов по данным разных исследователей (в млн. лет)

В.И. Васильев (1965). Пульсации объема Земли («фазы тектогенеза»)	5-6
Н.Ф. Балуховский (1965). Седиментационно-космические макроциклы	8,26-11
М.А. Усов (1936). Пульсации Земли (фазы тектогенеза)	8,5-12
В.И. Бгатов, В.П. Казаринов (1965). Фазы тектогенеза (осадочные серии по максимумам выветривания)	12-15
В.П. Казаринов (1973, 1986). Осадочные серии докембрия и фанерозоя (длительность формирования)	17-20 и 15-25
М.М. Рубинштейн (1967). Периодичность складкообразования, фиксируемая активизацией магматизма	15-25, средн. 20
В.К. Гавриш (1975). Циклоэпохи осадконакопления в ДДВ	17-26
А.И. Джанелидзе (1963). Орогенические циклы мезозоя-кайнозоя Грузии	20-25
Ю.М. Малиновский (1968). Ритмы осадконакопления по трансгрессиям	20-25
Н.А. Завгородний (1971). Периодичность развития локальных структур по смене литологических комплексов	24±8
И.А. Загрузина, Л.В. Яковлева (1978). Эпохи гранитоидного магматизма, чередующиеся с его затуханием	20-30
Campsye J. etc. (1984). Периодичность изменения скорости спрединга и повторяемости эволюционных кризисов	25 и 26-30
Vaily Mark (1984). Ритмы усиления ударного кратерообразования в фанерозое	26
Д. Рауп, Дж. Сепкоски (1983). Периодичность массовых вымираний в фанерозое	26

Н.В. Логвиненко и др. (1976). Основной элементарный период колебательных тектонических движений планетарного масштаба	30-40
В.И. Астраханцев (1974). Периодичность климатических геологических процессов	35
Н.Ф. Балуховский (1965). Циклопериоды трансгрессивные	33-44
В.Е. Хаин (1964). Циклы развития земной коры 2-го порядка	35-40
Г.Ф. Лунгерсгаузен (1963). Циклы орогенеза и магматизма	38-45
В.М. Сеницын (1967). Чередование аридных и гумидных эпох («сезоны» галактического года)	40-60
А.А. Пронин (1982). Цикл, состоящий из тектонической эпохи и периода относительного покоя	50
В.И. Попов (1965). Формационные ритмокомплексы	50-75 и 25-40
Б.Л. Личков (1960). Геологические циклы, включающие фазу горообразования (10-15) и стадию пенепленизации (60-65)	70-80
А.Б. Ронов (1983). Ритмичность активного вулканизма в фанерозое	70-90
Green D.C. etc. (1971). Тектонические циклы в архее Канады	75
В.И. Попов (1965). Ритмические формационные комплексы	120-150
А.А. Пронин (1982). Геотектонические циклы фанерозоя	140-180
В.П. Корчагин (1985). Повторяющиеся циклы сжатия и растяжения	130 и 150
Б.Л. Личков (1960). Галактический год, отвечающий двум циклам	140-150
В.Е. Хаин (1964). Геотектонические циклы земной коры 1-го порядка	150-200
Г.П. Тамразян (1988). Тектоно-магматические циклы в фанерозое	175-180
Ю.М. Малиновский (1988). Ритмы развития биосферы в фанерозое	180
А.Я. Радзивилл (1965). Крупные геологические циклы Земли	180-200
В.Д. Наливкин (1960). Крупные циклы геологической истории	187
Б.М. Келлер (1973). Крупные тектонические циклы фанерозоя	200
Л.И. Салоп (1983). Чередование диастрофических циклов докембрия	200-250
В.М. Сеницын (1967). Галактическая периодичность климатов	200-250
К.Ф. Плюснин (1981). Тектонические циклы Урала	204-220

R. Kvet (1985). Продолжительность галактического года	220
Ю.А. Багдасаров (1981). Галактическая цикличность фанерозоя	220-245
Chen Xiong (1984). Продолжительность космического года	220-250
R.M. Macynture (1978). Периодичность формирования карбонатитовых и кимберлитовых образований	230
Ю.М. Шейнманн (1963). Смена холодных и теплых периодов Земли, вызываемая астрономическими причинами	250-270
Б.М. Келлер (1972). Повторение великих оледенений	300
А. Фишер (1986). Крупнейшие циклы в фанерозое	300
Williams George (1973). Повторение приливных воздействий Луны	620
В.П. Казаринов (1983). Пульсации Земли по фалангам	800-900
Б.М. Келлер (1973). Длительность тектонических циклов в рифее	800-1000

Приложение 2

Представления о геотектонических циклах в фанерозойской истории

/сделать, поместить!/ См. цветной рисунок