

# ОБЩАЯ, ИСТОРИЧЕСКАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.16+550.93

С.Г. Паняк

## ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЗЕМЛИ

*Памяти Г.А.Кейльмана посвящаю*

Наиболее изученными геологическими проблемами на сегодня остаются условия формирования данной коры Земли в силу уникальности характера первичных геологических процессов и разнообразия структурных и вещественных превращений, изменивших, а порой полностью уничтоживших древнейшие образования. В основе всех реконструкций при геолого-историческом анализе служат состав и структура современной коры, явившейся конечным результатом многократных петрогенных преобразований. Характерной особенностью строения внешних оболочек коры является наличие двух типов разрезов в пределах континентов и океанов. Главная отличительная особенность между ними состоит в наличии у континентального типа коры «гранитного» слоя, отсутствующего в океаническом типе.

В строении протокоры выделяются некоторые генотипические структурно-вещественные комплексы, слагающие обширные площади на всех континентах. Это гранулитогнейсовые ареалы и ассоциирующие с ними анортозит-гипербазитовые комплексы, так называемые «серые гнейсы», коматиит-базальтоидные зеленокаменные пояса, гранито-гнейсовые купола и овалы, последовательность образования которых служит предметом оживленной дискуссии. И хотя радиогеохронологических материалов сейчас накоплено уже немало, а методика изотопных исследований продолжает совершенствоваться, однозначную геохронологическую систему для этих комплексов окончательно построить не удастся.

На основе космогеохимических данных в настоящее время большинство исследователей признает начало геологической истории земной коры около 4,6-4,5 млрд. лет назад. При этом значительный отрезок времени, составляющий около 1,0 млрд. лет (от 4,5-4,6 млрд. лет до 3,6 млрд. лет) геологической истории земной коры, на геохронологической шкале выглядит «пассивным», как бы выпадая из эволюционной ветви. Это обстоятельство рядом исследователей ошибочно объясняется тем, что интенсивное обособление земного ядра как источника гравитационной энергии началось не сразу после образования планеты, а некоторое время спустя, достигнув апогея лишь в интервале 1,5-2,0 млрд. лет назад. Однако максимальное количество датировок очевидно нельзя увязывать с периодом наибольшего разогрева коры. Изучение эволюции метаморфизма убедительно свидетельствует о том, что его температурный уровень наиболее высок для раннеархейских образований. Он испытывает высокоградIENTное снижение, начиная лишь с позднего архея. Степень регионального метаморфизма нижнепротерозойских комплексов стабильно не превышает зеленосланцевой фации.

Подведя краткий итог существующей проблемы в схематизированном виде, ее можно сформулировать следующим образом. По радиогеохронологическим данным более «древние» и менее метаморфизованные зеленокаменные комплексы киватиния нередко налегают на более «молодые» глубокометаморфизованные сиалические комплексы, что явно противоречит логике. Слабым звеном в выстроенной выше цепи явно выглядят геохронологические данные. Кажется очевидным, что в рамках гранит-зеленокаменных комплексов занимавшие первоначально более низкое стратиграфическое положение сиалические комплексы выглядят многократно омоложенными и выведенными на более высокие горизонты в периоды тепловой активизации вследствие гравитационного «всплытия».

Среди разных точек зрения по поводу взаимоотношений гранулитов и зеленокаменных вулканитов существует мнение, что зеленокаменные комплексы являются более древними, чем гранулитовые, и представляют собой реликты первичной «океанической» коры. Однако структурные особенности и, прежде всего, сочетание узких линейных и неправильных «амебных» форм залегания зеленокаменных пород (рис. 1), а также широкое развитие среди них гранитных массивов свидетельствуют о том, что они представляют собой остатки крупных вулканических покровов, формировавшихся на консолидированной сиалической коре. Вулканические образования этой эпохи, по-видимому, не обладали значительной мощностью и сохранились лишь в ядрах отрицательных структур и в линейных швах - выводящих каналах.





Рис.1. Конфигурация архейских зеленокаменных поясов (заштриховано): а - в Западной Австралии (Haldrett, Tarner, 1975); б - в западной части провинции Сьюперior Канадского щита [13]

Ниже приведены результаты восстановления петрогенетических процессов и их временных соотношений на основе изучения геохимических трендов в реликтовых продуктах. Для этой цели была создана специальная методика [9], базирующаяся на математическом моделировании петрогенетических процессов, позволяющих восстановить их геохимическую направленность без сопоставления новообразованных пород с исходным эдуктом. Получена возможность перевода на первый взгляд разновозрастных латеральных рядов раннедокембрийских формаций в вертикальные.

По полученным результатам отчетливо выделяются четыре стадии становления континентальной коры (см.таблицу): анортозитовая, эндербит-чарнокитовая, тоналитовая и гранитоидная, на протяжении которых примитивная базальтовая протокора приобрела близкий к современному облик со специфическим образованием - «гранитным» слоем.

#### СХЕМА ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Стадия	Типоморфные ассоциации горных пород	Ведущий петрогенетический процесс	Особенности геохимии процессов		Термодинамические условия	Интервал времени, млрд. лет
			привнос	вынос		
Анортозитовая	Анортозиты, габбро-нориты, троктолиты	Магматическая дифференциация	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * Na <sub>2</sub> O CaO	MgO* FeO* TiO <sub>2</sub> MnO	Поверхностное плавление	4,2-4,6
Эндербит-чарнокитовая	Чарнокитоиды, основные гранулиты	Метаморфизм, кремниевый метасоматоз	SiO <sub>2</sub> * Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	MgO* CaO* Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO	Гранулитовая фация	3,6-4,2
Тоналитовая	Тоналиты, плагиогнейсы, киватинийские коматиит-базальты	Метаморфизм, Na-метасоматоз, вулканизм	Na <sub>2</sub> O* SiO <sub>2</sub> K <sub>2</sub> O	CaO* Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> MgO FeO	Гранулитовая фация	3,0-3,6
Гранитоидная	Гранитогнейсы, автохтонные и аллохтонные гранитоиды, киватинийские базальты	Метаморфизм, K-метасоматоз, анатексис	K <sub>2</sub> O* SiO <sub>2</sub>	MgO* FeO* CaO NaO	Амфиболитовая фация	2,6-3,0

Примечание. Звездочкой (\*) обозначены компоненты, обнаруживающие максимальную миграцию.

АНОРТОЗИТОВАЯ стадия выделяется по типоморфной ассоциации горных пород, аналогичных лунной коре, реликты которых все чаще встречают в древних блоках Земли [2,8]. Интервал ее проявления (4,6-4,2 млрд. лет) выделится несколько условно, на основании сопоставления с возрастом анортозитовой



Синхронность наиболее ранних процессов на Земле и Луне сейчас достаточно обоснованно предполагается большинством исследователей. Она обусловлена тесным взаимодействием Земли с Луной, что послужило реальным источником энергии, необходимым для расплавления оболочек обеих планет.

К подобным выводам пришли также авторы международной советско-американской программы, результаты которой были изложены в совместном сборнике трудов [5]. Для внешней оболочки Луны выделено три наиболее существенных «события»: образование анортозитов, слагающих лунные Highlands, - 4,6-4,4 млрд. лет, формирование неморских базальтов KREEP - 4,2-4,0 млрд. лет и завершающий вулканизм «морских базальтов» - 3,6-3,0 млрд. лет. Опираясь на геологические данные, отдельные радиохронологические определения, можно заключить, что на Земле в то же время происходил разогрев ее внешней части, сопровождающийся частичным плавлением. Логичными являются предположения, объясняющие эти явления физическим взаимодействием Земли и Луны. Это взаимодействие, выразившееся в приливном трении, достигающем максимума во внешних оболочках планет, привело именно в первый миллиард лет геологической истории Земли, когда Луна находилась на значительно меньшем от нее расстоянии, чем ныне. Выделяющейся при этом энергии было вполне достаточно для поверхностного расплавления пород, и первый этап формирования протокрыши протекал в условиях магматической дифференциации.

Завершение анортозитовой стадии протекало в условиях постепенного истощения поверхностных источников энергии. Быстрая отдача тепла образовавшейся кристаллической оболочкой приводила к постепенному ее остыванию, а фронт расплавления медленно погружался на глубину, трансформируясь в астеносферу.

**ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВАЯ** стадия, именуемая по характерным продуктам петрогенетической эволюции, сменяет предыдущую без заметного перерыва. Совместно с последующими тоналитовой и гранитоидной стадиями она резко отличается от анортозитовой стадии преимущественно метаморфогенно-метасоматическим характером петрогенных процессов в противоположность предшествующим глобальным проявлениям магматизма. Время проявления процессов эндербит-чарнокитовой стадии ориентировочно датируется интервалом 4,2-3,6 млрд. лет. Уникальная особенность геохимической направленности петрогенезиса - существенный привнос в поверхностную оболочку кремнезема, вплоть до насыщения и выделения свободного кварца.

Изменение характера петрогенных процессов эндербит-чарнокитовой стадии связано со сменой теплого и флюидного режима, обусловленного, в свою очередь, наличием относительно холодной кристаллической оболочки, снижением фронта расплавления и его трансформацией в астеносферное состояние. В создавшейся физико-химической обстановке скорость диссипации глубинного тепла должна была существенно уменьшиться, а масштабы участия флюида в петрогенных процессах - значительно возрасти. Так как ведущая роль в глубинном флюиде принадлежала водороду, то в условиях пониженного потенциала кислорода химическая активность компонентов определялась величиной изобарно-изотермического потенциала [6,7]. В соответствии с этим в верхние горизонты коры выносились Si, Na, K, устойчивыми на больших глубинах оказались соединения Ca, Mg, Al. Наиболее трудной задачей при этом оказывается определение источника и механизма доставки  $\text{SiO}_2$  в верхние горизонты. Необходимо иметь в виду, что обычный в геологических процессах неогеея перенос кремнезема водными растворами в условиях рассматриваемой эпохи не мог быть реализован. Вероятнее всего миграция кремния в такой среде осуществляется в виде восстановленных форм легколетучих кремнийорганических соединений [7]. В соответствии с общей тенденцией повышения основности при минеральных превращениях зон коры [1,6] источником кремнезема мог служить процесс троктолизации первично норитового габбро, когда происходит замещение пироксена оливином.

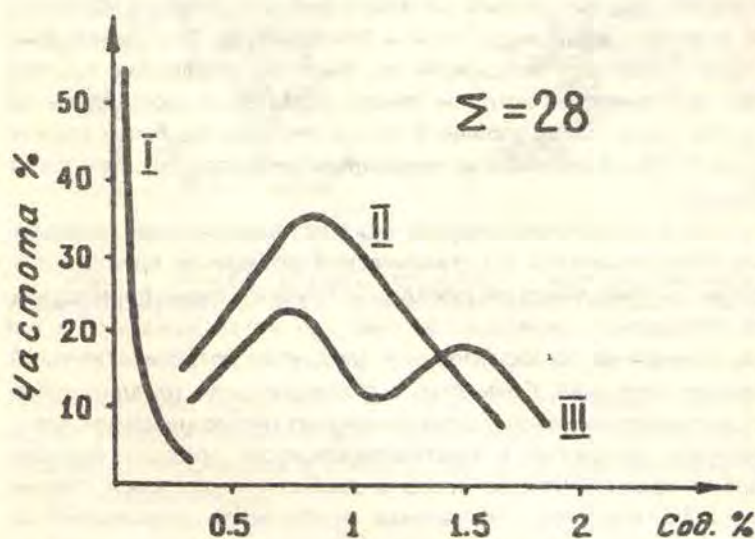
Реальность подобных процессов подтверждается геологическими наблюдениями, в частности, на Урале. Именно такие типы габбро фиксируются в лунной ассоциации пород АНТ. Содержание кремнезема в оливиновом габбро, по Р.Дели, составляет 46,49%, а в норитах - 50,39%. При достаточной мощности зоны базификации она вполне может обеспечить повышение содержания кремнезема на 10-15% в приповерхностном слое в процессе его эндербитизации - чарнокитизации.

Относительно высокое исходное содержание натрия в породах анортозитовой ассоциации снимает проблему его источника при образовании эндербитов. В формировании более поздних чарнокитов определяющая роль принадлежала, по-видимому, ювенильному калию. Уже на данной стадии устанавливается классическая последовательность процесса калинатрового и калиевого этапов; для более раннего этапа он осуществляется как кремниевое-калиевый. На завершающих этапах стадии при интенсивном привносе калия осуществляется слабый вынос натрия. На протяжении всей стадии интенсивному выносу подвергаются кальций, алюминий, магний, железо, титан. Легко убедиться, что изменение химического баланса вещества отчетливо увязывается с общим раскислением коры, сформированной на анортозитовой стадии, изменением ее минерального состава. Это касается, прежде



всего, раскисления плагиоклаза и разложения пироксенов. Следует заметить, что практически идентичные выводы о балансе вещества при эндербитизации были получены В.М.Шемякиным [12] при расчетах с использованием метода В.А.Рудника.

Определенной характеристикой окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования в раннем докембрии может служить концентрация и характер определения MnO в чарнокитоидах Балтийского щита (исходные данные В.М.Шемякина). В наиболее древних «раннескладчатых» чарнокитоидах, менее других измененных наложенными процессами, содержание оксида марганца составляет около 0,05%, в более поздних «соскладчатых» чарнокитоидах оно на целый порядок выше и составляет 0,75%, а в еще более поздних чарнокитоидах «зон глубинных разломов» достигает 1%.



и известного индикатора окислительно-восстановительного потенциала, фиксируется по его ЭКР, V - эмпирическим кривым распределения (рис.2).

**Рис.2.** Отражение геохимической активности MnO на разных стадиях эволюции чарнокитоидов по эмпирическим кривым распределения:

I - в «соскладчатых» катархейских образованиях при восстановительном режиме летучих; II - в «позднескладчатых» архейских продуктах ремобилизации при окислительном режиме летучих; III - в протерозойских продуктах ремобилизации чарнокитоидов «зон глубинных разломов»

В наиболее древней (по-видимому, катархейской) разновидности его ЭКР аппроксимируется пуассоновским распределением - свидетелем полной неустойчивости и выноса этого компонента, что характерно для восстановительных условий. Для «соскладчатых» (раннеархейских) образований ЭКР отмеченного компонента приближается к нормальной модели, что можно расценивать как свидетельство стабильных концентраций. В наиболее поздних образованиях, претерпевших ремобилизацию в позднеархейское - нижнепротерозойское время, фиксируется бимодальное распределение, которое можно интерпретировать как наложение привнесенной доли компонентов на фоновые содержания.

Общим итогом эндербит-чарнокитовой стадии явилось определенное вертикальное расслоение коры, увеличение контрастности химического состава ее составных частей. Впервые появляется латеральная неоднородность коры, связанная с локальным развитием процессов данной стадии.

ТОНАЛИТОВАЯ стадия фиксируется изливанием базальтов, в нижней части нередко представленных коматиитами. Это событие последнее, которое синхронно проявилось на Земле и Луне. Высокий температурный фон метаморфических преобразований стадии, как правило, не опускающийся за пределы гранулитовой фации, является убедительным свидетельством в пользу более раннего разогрева приповерхностной оболочки коры за счет гравитационного источника, чем это приводится в расчетах О.Г.Сорохтина [11], В.П.Кенджяна, А.С.Монина [4], полагающих, что максимальный прогрев был достигнут лишь в протерозое.

Геохимическая направленность метаморфических преобразований отмеченной стадии характеризуется, в первую очередь, интенсивным натровым метасоматизмом. Кроме оксида натрия, испытывающего максимальный привнос, в верхние части литосферы привносятся также SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O. За счет выноса из верхних частей комплементарные процессы в глубинных зонах обуславливают обогащение, прежде всего CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также MgO и FeO. Образуются обширные области метаморфических пород, приближающихся по составу к тоналиту, в противоположность «диоритовым гнейсам» предшествующей стадии. По всей вероятности, большинство описанных «серых гнейсов» было сформировано в эту стадию. Иногда раскисление пород достигает состава плагиогранита, и тогда они имеют облик плагиогнейсов. В последнем случае такие породы обычно описываются как плагиограниты и плагиогнейсы повышенной основности и поэтому типоморфными образованиями стадии следует считать тоналиты, гранитодиориты, тоналитовые гнейсы.



Особенностью метаморфических образований тоналитовой стадии, в отличие от предыдущих, явилось проявление теплоизоляционного чехла рыхлых осадков. Сравнительно небольшая глубина ультраметаморфических процессов приводила к формированию магматических выплавов с последующим образованием автохтонных диоритов. Вся совокупность магматических образований образует так называемые первично-коровые тоналит-гранодиорит-плагиогранитные формации.

Итогом петрогенных процессов стадии явилось формирование «тоналитового» слоя, своеобразного эмбриона будущего «гранитного» слоя. В результате петрогенетических и петрохимических процессов в коре достаточно отчетливо обособилась первичная поверхность Конрада. Дифференциация химического вещества в коре носила характер метасоматоза, все больше приближающего состав верхней части коры к гранитному. Синхронно с отмеченными метаморфогенно-метасоматическими процессами на дневной поверхности происходило формирование базальтовых покровов, будущих зеленокаменных областей.

Петрогенетические и петрохимические процессы стадии развивались унаследованно, накладываясь на области развития пород, являющихся продуктами предыдущей стадии. Такое телескопирование процессов приводило, как правило, к исчезновению минеральных ассоциаций эндербит-чарнокитовой и анортозитовой стадии. Время проявления процессов тоналитовой стадии укладывается в интервал 3,6-3,0 млрд. лет.

ГРАНИТОИДНАЯ стадия, на протяжении которой завершилось формирование древнего «гранитоидного» слоя, протекала в условиях постепенного охлаждения коры и соответствующей этому смене нуклеарного тектонического режима геосинклинальным (протогеосинклинальным). Весь возрастной интервал стадии (3,0-2,6 млрд. лет), отвечающий позднему архею, характеризуется высокоградиентными физико-химическими параметрами среды минеральных преобразований. Прежде всего это относится к температуре. Смена восстановительных условий среды на окислительные привела к крупномасштабному преобразованию «сухих» продуктов предыдущей стадии гранулитового уровня в водосодержащие метаморфические породы анхигранитного состава амфиболитовой фации. О площадном характере метаморфических преобразований амфиболитовой фации можно говорить несколько условно. Продукты региональных метаморфических преобразований гранитоидной стадии образуют линейные пояса, фиксируя зоны повышенной проницаемости коры. Снижение плотности новообразованных продуктов, обусловленное существенным привнесом  $K_2O$  и  $H_2O$  с последующей плотностной инверсией, привело к воздыманию сиалических масс на более высокие гипсометрические уровни, занятые вулканогенными киватинийскими образованиями. Отмеченная выше линейность проявления амфиболитового метаморфизма привела впоследствии к формированию гранит-зеленокаменных областей с поясовым расположением алданийских и киватинийских образований внутри их.

Характерной особенностью геохимии метаморфогенно-метасоматических процессов гранитоидной стадии явилось диаметрально противоположное поведение щелочей. В отличие от региональной плагиогранитизации тоналитовой стадии, когда между  $K_2O$  и  $Na_2O$  сохранялась положительная корреляция, в процессах данной стадии эта взаимосвязь меняется на отрицательную, при отчетливом привносе калия несколько снижается содержание натрия. Как и на предыдущих стадиях, повышается содержание кремнезема и выносятся в порядке убывания  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ .

На фоне общего снижения интенсивности теплового потока, благодаря его фокусированию в линейные зоны деструкции земной коры, а также вследствие преимущественного экзотермического характера реакций минералообразования энергетические ресурсы оказались достаточными для ареального преобразования пород гранулированной фации в метаморфические продукты амфиболитовой фации. Таким образом, основные петрогенетические процессы, сопровождающие калиевую гранитизацию, представляли по сути регрессивный метаморфизм, накладывающийся на породы гранулитовой фации, что неоднократно подчеркивал Г.А.Кейльман [3]. Определенную роль в компенсации недостатка тепла на данной стадии начинает играть фактор длительного термостатирования пород под чехлом рыхлых осадочных пород, игравших роль теплоизоляционной «подушки». Замедленная диссипация тепла в таких условиях приводила к подъему геоизотерм, и тогда субстратом для метаморфических преобразований могли оказаться и осадочные породы. В этом случае преобразования носили прогрессивный характер. Однако, как показали геологические наблюдения, в различных регионах мира масштабы проявления подобных процессов были весьма ограничены.

Возрастающая консолидация и жесткость коры к концу архея послужили предпосылкой для развития дизъюнктивных нарушений и, соответственно, явлений декомпрессии в глубинных зонах, что в свою очередь, способствовало образованию аллохтонных гранитоидов различной глубины становления.

Итогом рассмотренной стадии явилось формирование «гранитного» слоя в том виде, в котором мы имеем возможность наблюдать его в кристаллических щитах, где архейские образования не претерпели существенной активизации. В связи с постепенным сокращением площадей петрогенетических преобразований различных стадий отмечается латеральная неоднородность состава древнего



«гранитного» слоя. Собственно гранитный состав этого слоя фиксируется в относительно локальных участках телескопирования процессов всех стадий, к периферии он может приобретать тоналитовый, плагиогранитоидный облик, иногда с сохранившимися блоками и реликтами еще более ранних продуктов: чарнокитоидов и анортозитов.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. - М.: Наука, 1966. - 123 с.
2. Богатиков О.А., Суханов М.К., Цветков А.А. Анортозиты в океане // Магматические и метаморфические породы. - М.: Наука, 1983. - С. 181-189.
3. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. - М.: Недра, 1974. - 200 с.
4. Кеонджян В.П., Монин А.С. Расчет эволюции недр планеты // Физика Земли. - 1976. - №4. - С. 3-13.
5. Космохимия Луны и планет. - М.: Наука, 1975. - 764 с.
6. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. - Новосибирск: Наука, 1975. - 213 с.
7. Летников Ф.А. Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии // Флюидный режим земной коры и верхней мантии. - Иркутск, 1977. - С. 5-9.
8. Павловский Е.В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов // Геотектоника. - 1967. - №5. - С. 68-89.
9. Паняк С.Г. Математические модели распределений химических компонентов в продуктах петрогенных и рудогенных процессов: Дис. ... д-ра г.-м.н. / СГИ. - Свердловск, 1987. - 265 с.
10. Рускол Е.Л. Происхождение Луны. - М.: Наука, 1975. - 188 с.
11. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. - М.: Наука, 1974. - 184 с.
12. Шемякин В.М. Чарнокитоиды раннего докембрия. - Л.: Наука, 1976. - 179 с.
13. Bell C.K. History of the Superior - Churchill boundary in Manitoba // Geol. assoc. Canada, Sp. Pap. 9, 1971. - P. 5 - 10.

УДК 551.24.031+551.263+553.078(470.5)

М.С. Рапопорт

## ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАЛА

Термины «орогенез» и «орогенный» применяются в современной геологии в разных, иногда совершенно несогласующихся значениях, хотя в буквальном смысле слова орогенез означает только горообразование.

Долгое время господствовало, а некоторыми исследованиями поддерживается и сейчас представление об орогенезе как о естественном заключительном этапе развития геосинклинальных систем. Традиционно принято выделять две стадии орогенного процесса, ограниченные хронологическими рамками моласообразования, - ранне- и позднеорогенную [15, 16]. Исследованиями А.А. Моссаковского [8] и В.С. Попова [10] обосновано расчленение орогенного этапа на три стадии: раннеорогенную, горообразовательную и позднеорогенную. Соответственно выделяются ранне-, син- и позднеорогенные геологические и рудные формации.

Две стадии развития горных стран с аналогичными названиями (ранне- и позднеорогенная), но в совершенно ином значении выделены В.Е. Хаиным [19]. Первая из них тесно связана с предшествующим геосинклинальным развитием и характеризуется образованием низко- и среднегорных сооружений. Коррелятными для них являются тонкие терригенные осадки типа морской молассы, формирующиеся в мелководной и лагунно-болотной (паралической) обстановках. Главный горообразующий фактор этой стадии - складчато-надвиговые деформации.

Позднеорогенная стадия, выделенная В.Е. Хаиным, полностью автономна по отношению к предшествующему геологическому развитию и соответствует орогенному этапу в схемах других авторов. Ее горообразующие процессы обусловлены сводово-глыбовыми деформациями, т.е. изгибами большого радиуса, осложненными ступенями по разломам.

На рубеже ранне- и позднеорогенной стадий развития горных стран происходят существенные, местами даже кардинальные изменения структурного плана и тектонических режимов.

До недавнего прошлого ведущим оставалось представление об орогенезе как о совокупности горообразования, складчато-надвиговых деформаций, метаморфизма и гранитоидного магматизма. Ряд отечественных геологов (М.В. Муратов, В.Е. Хаин и др.) понимают под орогенезом лишь собственно горообразование, а некоторые из них [19] и сейчас настаивают на недопустимости объединения двух существенно различных процессов - горообразования и складчатости.

В современной зарубежной литературе под орогенезом понимают в основном не столько