может повторяться неоднократно. Интенсивность сжатия, его продолжительность, количество и продолжительность режимов растяжения, сохранение направления вектора тектонических сил и другие факторы слагают историю нагружения системы, определяют ее эволюцию и конечный результат. Поэтому все складчатые системы на Земле имеют индивидуальные черты, несмотря на схожесть образования.

Всякий процесс имеет свой ресурс. В общекоровой складчатости он исчерпывается, когда плоскости граничных надвигов (взбросов, флексур) окажутся параллельными, поскольку в процессе изгиба они вращаются и стремятся к вертикальному положению. Но в результате изгиба кора испытывает горизонтальное укорочение и пропорциональное вертикальное утолщение. Поскольку зоны граничных надвигов первоначально закладываются под углом около 45^0 к горизонту, то максимальное утолщение коры при изгибе не превысит 1,5 раза. На столько же кора и укоротится. Термин «надвиг» в модели общекоровой складчатости использован для обозначения тектонических границ между блоками положительного и отрицательного изгибов. На самом деле – он не отвечает классическому определению надвига. В реальности – это зона простого сдвига (в физическом понимании), появление которой обусловлено невозможностью образования арки при продольном изгибе коры. Смещения крыльев по данной зоне минимальные, только обеспечивающие изгиб.

В процессе деформаций реологические свойства упругой коры изменяются. Это вызвано, прежде всего, разогревом ее нижней части. Горизонтальные перемещения деформируемой упругой коры вызывает деформации простого сдвига (физического) в горизонтальной плоскости. В результате этого к вращению плоскостей граничных надвигов, вызванных изгибающими моментами, добавляется вращение, вызванное горизонтальным сдвигом (рис. Б). Количество движений суммируется. Там, где направления вращений совпадают, разворот надвигов ускоряется, а там где они имеют противоположные направления – скорость такого разворота уменьшается. По этой причине при завершении общекоровой складчатости границы блоков оказываются наклоненными в одну сторону, создавая иллюзию шарьяжно- или чешуйчато-надвигового строения коры (рис. В).

ЛИТЕРАТУРА

1. Талицкий В.Г. Структурные уровни деформаций в земной коре // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика: Сб. науч. тр. Киев: Наукова думка, 1991. С. 297-301.
2. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику: Учеб. пособие. М.: КДУ, 2005. 496 с.
3. Argand E. La tectonique de I'Asie. C.R. 13 Congr. Geol. Intern., Liege, 1922, 1924, p. 169-371.

ОПЫТ АНАЛИЗА УРАЛЬСКИХ СТРУКТУР С ПОЗИЦИЙ ОБЩЕКОРОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Кисин А. Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, kissin@igg.uran.ru

Мы не знаем природу тектонических сил, вызывающих масштабную деформацию коры. Следовательно, мы не знаем, как они приложены к коре. Анализ глубинного строения Южного Урала по профилю УРСЕЙС-95 приводит к выводу, что тектонические силы приложены к верхней коре (либо передаются ей на расстояния). По крайней мере, в ней зафиксированы результаты работы этих сил. Нижняя кора относительно ее выглядит пассивной. Пассивной выглядит и верхняя мантия. Под Восточно-Уральской мегазоной граница Мохо весьма отчетливая, а нижняя кора изобилует сейсмическими неоднородностями, имеющим преимущественно западное падение. Этой части Урала в рельефе соответствует низкое плато. Под Магнитогорским прогибом граница Мохо погружается вниз и теряется, а западнее вновь появляется и несколько приподнимается. В этом интервале, западнее Магнитогорского прогиба, до Предуральского прогиба рельеф гористый. Предложено достаточно много интерпретаций наблюдаемого на данном профиле структурного рисунка земной коры Урала. Каким образом напряжения сжатия возникли в верхней коре, пока неясно. Но волна деформаций распространяется в ней с востока на запад (для Урала). То есть, максимальные укорочения/утолщения коры достигается на востоке.

К восточной мегазоне приурочен так называемый Главный гранитный пояс Урала. В работах Г.А Кейльмана [1] показано, что данный пояс представлен преимущественно гнейсово-мигматитовыми комплексами. Некоторые исследователи называют их зональными метаморфическими комплексами. Есть высказывания об их реликтовой, терейновой природе. Однако с этих позиций трудно объяснить их линейность, строгую подчиненность уральским простираниям, металлогеническую специализацию, выдержанность размеров и ряд других особенностей. Автором [2, 3], для Кочкарского метаморфического комплекса (Ю. Урал), было показано, что формирование его началось в позднем девоне (около 370 млн. лет) с формирования осевого грабена, который в условиях морского мелководья заполнялся терригенно-осадочным комплексом, включая известняки. В поствизейское время здесь уже формировались купольные структуры, сложенные гранито-гнейсами, которые оказались на одном горизонте с визейскими, фаунистически охарактеризованными известняками. Данные купольные структуры явились источниками тепловых аномалий и

стрессовых напряжений, что выразилось в образовании зонального метаморфического комплекса. Известняки подверглись мраморизации, перекристаллизации и пластическим деформациям. Кристаллизационная полосчатость полностью контролируется кливажем течения, субконформным границам купольных структур. Только вблизи внешних границ комплекса сохранились мраморизованные известняки с фауной. Внутри мраморной толщи фаунистические остатки сохранились только в случаях дометаморфического околотрещинного избирательного магнезиального метасоматоза, наложенного только на субстрат. Переход к регрессивному этапу фиксируется становлением дайкового комплекса, представленного гранитами и пегматитами. Длительность «коллизионного гранитообразования» здесь оценивается периодом 305-290 млн. лет [4]. Последняя цифра отвечает, вероятно, упомянутому дайковому комплексу. Следовательно, продолжительность прогрессивного этапа составила около 80 млн. лет. На раннем регрессивном этапе в мраморах проявился магнезиальный метасоматоз, контролируемый трещинами кливажа. Западная граница комплекса проводится по зоне надвига западного падения. Восточная его граница также тектоническая и представлена, вероятно, надвигом восточного падения, поскольку здесь, как и на западе, с визейскими известняками граничат вулканогенно-осадочные толщи девон-силурийского возраста.

Остальные гнейсово-мигматитовые комплексы гранитного пояса Урала в главном подобны, но отличаются в деталях. Их единство подтверждается и наличием рубиновой минерализации в мраморах [2, 3 и др.], и редкометальной специализацией пегматитов. Все это позволяет отнести их к *блокам положительного изгиба коры*. Параллельно этой полосе, по обе стороны от нее имеются еще две схожих полосы, которые также могут быть отнесены к положительным складкам коры. У них есть свои отличия, и, прежде всего в металлогении. Между ними располагаются области слабого метаморфизма, не превышающего зеленосланцевой фации. Еще в 1945 г. А.В. Пейве отметил наличие в их осевой части тектонических клиньев, к которым приурочены магматические интрузии и рудные месторождения. Они отчетливо видны и на профилях ГСЗ. В модели общекоровой складчатости осевые тектонические клинья (горсты) характерны для блоков отрицательного изгиба (см в настоящем сборнике). Эти и другие признаки позволяют отнести данные области к *отрицательным изгибам коры*. Синусоидальных изгибов коры геофизическими методами не установлено, что находится в полном соответствии с моделью общекоровой складчатости.

Перейдем теперь к рассмотрению образования Горного Урала. Здесь закартировано большое количество тектонических пластин восточного падения, создающих шарьяжно-надвиговую структуру западного Урала. Большинство исследователей объясняют данный факт горизонтальным давлением с востока. Как было отмечено выше, под Магнитогорским прогибом граница Мохо опускается и теряется, что свидетельствует, вероятно, об изменении реологических свойств верхней мантии. Предположим, что упругая верхняя кора двигалась на запад *не деформируясь*, и напряжения сжатия снимались только образованием шарьяжно-надвиговой структуры перед ее фронтом (рис. 1 а). В этом случае в нижней коре локализовалась бы зона простого сдвига, которая область реологически ослабленной верхней мантии под Магнитогорским прогибом – просто бы игнорировала. Рассмотрим другой вариант (рис. 1б). Упругая верхняя кора восточной части Урала в результате давления с востока *деформировалась по механизму общекоровой складчатости*. Фронт деформаций перемещается с запада на восток, вызывая метаморфизм, магматизм, укорочение и утолщение коры. Следовательно, сдвиговые деформации в нижней коре возникали бы уже только под деформируемой частью верхней коры, в соответствии с ее сокращением. Но, в таком случае, возникает проблема пространства, которая может решаться только возникновением тектонического течения. Тектонический поток продвигается в западном направлении вместе с фронтом деформации. Он уже не может игнорировать реологически ослабленную верхнюю мантию и нагнетается в эту область. Возможно, что здесь материал нижней коры перемешивается с мантийным веществом и подвергается высокобарическому метаморфизму. Далее тектонический поток направляется уже по восходящей и оказывает давление снизу на верхнюю кору в области Горного Урала. Кора приподнимается, глубинные породы выводятся на верхние горизонты. Одновременно упругая кора испытывает горизонтальное давление с востока. Совместное действие вертикальных и горизонтальных сил создает шарьяжно-надвиговую структуру даже без участия сил гравитации. Рифейские осадочные породы, и даже блоки кристаллического фундамента (например, Тараташский блок), оказались выведенными к дневной поверхности и надвинуты на палеозойские породы. Таким образом, горообразование запаздывает относительно складчатости, метаморфизма и гранитного магматизма восточного склона Урала.

В артинское время волна деформаций достигает окраины Русской платформы. Сооружение Горного Урала создает вертикальную нагрузку на ее восточном краю. Одновременно она испытывает горизонтальное давление с востока. Совместное действие этих двух сил вызывает формирование краевого прогиба. К западу от него одновременно возникает краевое поднятие, «форбальдж», по [5]. В его возникновении, по нашему мнению, определяющую роль играет горизонтальное сжатие. Об этом свидетельствуют тектоническая граница с Предуральским прогибом [5 и др.] и ундуляция изгиба, разбившего его на несколько крупных структур. Здесь, к югу от Тиманских структур, по кровле артинских (кунгурских на севере) отложений выделяются Камский и Кунгурско-Красноуфимский своды, разделенные седловидным прогибом, осложненным Пермским поперечным блоком (известным как Пермский свод). К югу от Кунгурско-Красноуфимского свода седловидный прогиб краевого вала осложнен поперечной горстовой структурой блока Каратау.

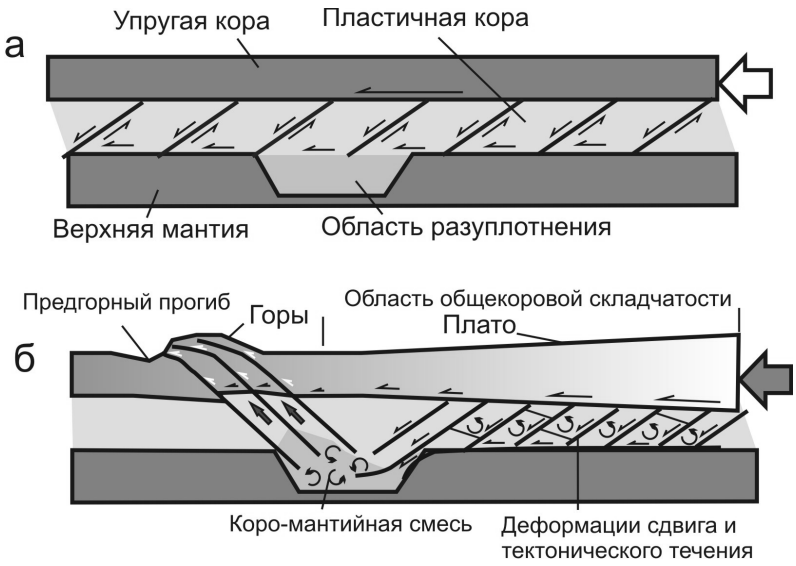

Рис. 1. **Общекоровая складчатость и горообразование**
(пояснения в тексте)

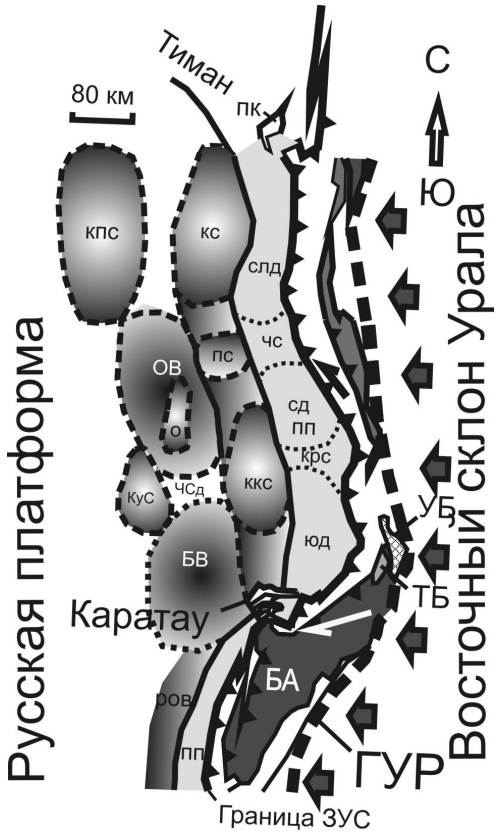

Рис. 2. **Схема расположения платформенных структур, которые предположительно принадлежат к общекоровой складчатости раннепермского времени**

КПС – Коми-Пермяцкий свод; КС – Камский свод; ПС – Пермский свод; ККС – Кунгурско-Красноуфимский свод; КуС – Куединский свод; ОВ – Осинская впадина; О – Осинское осевое поднятие; БВ – Бирская впадина; ЧСд – Чернушенское седловидное поднятие; РОВ – Рязано-Охлебнинский вал; ПП – Предуральский прогиб (СЛД – Соликамская депрессия; ЧС – Косьвинско-Чусовская седловина; СД – Сылвинская депрессия; КРС – Красноуфимская седловина; ЮД – Юрюзанская депрессия). БА – Башкирский антиклинорий; ТБ – Тараташский блок; УБ – Уфалейский блок; ПК – блок Полюдова Камня. Большие стрелы показывают направление фронта деформаций. Полустрелы показывают места и направление сдвиговых деформаций. Пояснения в тексте.

Относительно происхождения данного блока имеются различные точки зрения, которые здесь не обсуждаются, в виду краткости сообщения. На современных геологических и тектонических картах он отнесен к *складчатому Уралу* и включен в состав Башкирского антиклинория. По представлениям автора, блок Каратау принадлежит краевому валу и относится к *платформенным структурам*. В модели общекоровой складчатости поперечные горстовые структуры характерны для седловидных прогибов на положительных складках коры. Генетически они близки к осевым тектоническим клиньям в блоках отрицательного изгиба коры, но сжимающие горизонтальные силы ориентированны, в данном случае, вдоль простирания складки и вызваны вторым главным напряжением. С Башкирским антиклинорием блок Каратау совмещен лишь пространственно. Причина этого кроется в наличие «подземного горста» А.П. Карпинского, известного как Красноуфимский выступ фундамента. Это крупный блок кратонизированной коры, протягивающийся до Главного Уральского разлома. С наличием этого блока большинст-

вом исследователей связывается образование Уфимского амфитеатра. К югу от него, в область горной части Ю. Урала выходят два рифейских авлакогена: Камско-Бельского, север-северо-западного простирания, и Сергиевско-Абдулинского, субширотного, в зоне сочленения которых сформировалась обширная и глубокая Бельская впадина. В результате этого фронт деформаций на этом участке продвинулся значительно западнее. Зона слепого сдвига пришлась на южную границу блока Каратау. Смещенным оказался и Предуральский прогиб. Краевым валом здесь является, вероятно, Рязано-Охлебнинский вал.

К западу от Пермского свода расположена Осинская впадина Камско-Кинельской системы девонских прогибов, во многом унаследовавшей систему древних авлакогенов. По разным оценкам, мощность осадочного комплекса достигает здесь 9-12 км. Примечательно, что в осевой части впадины имеется поднятие Осинского блока, ограниченного тектоническими нарушениями. Амплитуда поднятия по данным сейсмических исследований составляет около 60 м. Абсолютное превышение рельефа около 100 м. На востоке данный блок граничит с Тулвинской возвышенность, с абсолютным превышением до 300 м. И Осинский блок, и Тулвинская возвышенность относятся к неотектоническим поднятиям. Ширина Осинского блока более 20 км. Река Кама подходит к нему с севера, круто поворачивает на запад и огибает его. Внутри блока многочисленные речки берут начало на западе, вблизи р. Камы, и текут по кругу, обращенного выпуклостью к югу, образуя несколько вложенных друг в друга дуг, показывающих крупную кольцевую структуру со смещенным центром. Долины речек асимметричные: северные борта крутые, а южные пологие. Все это дает основание считать Осинский блок осевым клином блока отрицательного изгиба коры. Судя по результатам сейсмических исследований, граница Осинской впадины с Кунгурско-Красноуфимским сводом тектоническая, надвигового характера. К ней приурочена долина р. Ирень. Примечательна минералогия рыхлых отложений. Все правые притоки р. Ирень, текущие с Кунгурско-Красноуфимского свода, чрезвычайно богаты ставролитом, дистеном и силлиманитом. Все левые притоки, текущие с Тулвинской возвышенности, столь же богаты магнетитом, эпидотом и гранатом. В обоих случаях окатанность материала слабая. Следует отметить, что дистен-ставролитовая ассоциация рыхлых отложений характерна для этого свода и строго ограничена его границами. Только к югу она прослеживается почти до блока Каратау. В Предуральском прогибе состав шлихов иной и представлен уральским материалом.

К югу от Осинской впадины расположено Чернушинское седловидное поднятие, южнее которого расположена Бирская впадина. На ее границе с Кунгурско-Краснофимским сводом параметрической скважиной вскрыто тело лерцолитов мощностью около 7 м, что указывает на ее тектоническую природу. Признаки блока положительного изгиба коры имеет Коми-Пермяцкий свод, расположенный к СЗ от Осинской впадины. Признаки блока положительного изгиба отмечены для Куединского блока, расположенного к ЮЗ от данной впадины. Но он попадает на область древнего прогиба. Возможно, что западнее расположенный прогиб частью наложен на Вятско-Кажимский авлакоген, в котором по данным Р. Валеева имеются осевые горсты.

Это первый опыт анализа структур Урала и смежной части Русской плиты с позиций модели общекоровой складчатости, но он показывает, что она в состоянии непротиворечиво объяснить многие позднепалеозойские образования этой области, включая метаморфизм, магматизм и горообразование. Общекоровая складчатость на Урале незавершенная, и при наличии сжимающих напряжений немедленно активизируется, обновляя рельеф неотектоническими движениями. Именно такой этап испытывает Урал в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кейльман Г.А**.** Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

2. Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.

3. Кисин А.Ю. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90-108.

4. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62-85.

5. Чувашов Б.И. Структура форбальджа в Предуральском краевом прогибе: принципы диагностики, краткая характеристика, история развития, перспективы на полезные ископаемые // ДАН. 2000. Т. 374. № 5. С. 660-666.

АНИЗОТРОПНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (на примере юго-восточной части Фенноскандинавского щита)

Клабуков Б.Н.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, klab@krc.karelia.ru

Для щита характерно наличие крупных тектонических структур – геоблоков и разделяющих их шовных зон. Они охватывают литосферу на всю ее мощность, обладают геологической и геофизической контрастностью. Соотно-