

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МАКРОСТРУКТУРЫ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА

А.Ю. Кисин

Институт геологии и геохимии УрО РАН

620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: kissin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 25 января 2006 г.

На примере двух метаморфических комплексов восточного склона Южного Урала рассмотрены деформации карбонатных пород. Показана связь между мраморизацией, формированием гранито-гнейсовых куполовидных структур, метаморфизмом и магматизмом. Характер взаимоотношений между мрамором и мраморизованными фаунистически охарактеризованными известняками показывает, что, вероятней всего, мраморы сформировались по верхнепалеозойским известнякам в постнижнекаменноугольное время.

Ключевые слова: *метаморфизм, мрамор, деформация, Урал.*

DEFORMATION MACROSTRUCTURES IN CARBONACEOUS ROCKS OF GRANIT-GNEISSIC COMPLEXES OF THE URALS

A.Yu. Kissin

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

On the example of two metamorphic complexes of eastern part of the Southern Urals carbonaceous rocks' deformations have been examined. Correlation of marbleization, granite-gneissic dome-like structure, metamorphism and magmatism has been shown. The relationship between the marble and fauna-bearing marbleized limestones shows that the marbles probably have been formed on the Upper Paleozoic limestones during the Post Lower Carboniferous time.

Key words: *metamorphism, marble, deformation, the Urals.*

В составе высокоградиентных метаморфических комплексов нередко присутствуют карбонатные породы, представленные различными мраморами с переменным содержанием алюмосиликатов. Изучению процессов метаморфического и метасоматического преобразования данных пород посвящены работы многих исследователей. Немало публикаций имеется и по результатам изучения деформационных структур карбонатных пород из различных регионов мира, а также экспериментальных исследований. В то же время, деформационные структуры карбонатных пород описаны недостаточно полно, в чем автор мог убедиться, изучая рубиноносные мраморы Урала. Важность данного вопроса очевидна, поскольку это первое, что обычно исследователь может не-

посредственно наблюдать уже в обнажениях. Действительно, минеральный и химический состав породы, акцессорные минералы и т.п. будут известны только после выполнения некоторого минимума лабораторных исследований, а общий план деформационного стиля пород обычно виден уже непосредственно в обнажении. Как отмечает В.В. Эз [1978], в породах, претерпевших амфиболитовый или гранулитовый метаморфизм, от первичных структур и текстур не остается никаких следов и исследователи могут вторичные структуры ошибочно принять за первичные. Как это будет показано ниже, в отношении карбонатных пород данное замечание представляется в высшей степени справедливым. Примером тому могут служить многочисленные попытки стратифицировать метаморфичес-

кие породы, в т.ч. карбонатные. Представляется, что изучение стиля деформаций может иногда уберечь от возможных ошибок при картировании метаморфизованных карбонатных толщ.

Автором много лет изучались карбонатные породы в некоторых гранито-гнейсовых (или зональных метаморфических) комплексах, входящих в состав так называемой Главной гранитной оси Урала: мурзинско-адуйском, кочкарском, джабык-карагайском и суундукском. Различные специальные вопросы их геологического строения подробно описываются и обсуждаются в научной литературе [Кейльман, 1974; Сначев и др., 1989; Ферштатер и др., 1994, и др.]. Наиболее полная, на взгляд автора, картина геологического строения данных образований дана Г.А. Кейльманом [1974]. Согласно его исследованиям, все уральские гранито-гнейсовые (гнейсово-мигматитовые, по Г.А. Кейльману) комплексы характеризуются однотипным двухъярусным строением: нижний структурный ярус (гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты) составляет ядра купольных структур, а верхний ярус (кристаллические сланцы, мраморы и амфиболиты) их обрамляет. Контакты между ядром и обрамлением тектонические, типа зон межформационного срыва. Не все исследователи признают существование на Урале гранито-гнейсовых куполов. Например, А.И. Русин [2004, и др.] отрицает их существование на Урале и считает эти массивы реликтовыми «фрагментами» метаморфических зональных комплексов. В.В. Эз, изучавший структуры метаморфических комплексов в различных регионах, дает следующее определение: «Гранито-гнейсовыми куполами называют куполовидные складки, в ядрах которых среди разных метаморфических пород выходят гранитизированные породы – мигматиты и гранито-гнейсы, вплоть до гранитоидов магматического облика» [Эз, 1978, с. 82]. Под это определение хорошо подходят и вышеупомянутые комплексы. В отношении их относительно молодого возраста также имеются высказывания авторитетных исследователей. В.С. Федоровский, изучающий купольный тектогенез метаморфических комплексов, пишет следующее: «Исследования показали, что купольный тектогенез проявлен не только при формировании раннедокембрийских, но и рифейских, палеозойских и мезозойских метаморфических комплексов» [Федоровский, 1997, с. 56]. В качестве примера палеозойского купольного тектогенеза называется и Урал. Автор

разделяет подобные взгляды и придерживается той же терминологии.

Как правило, в гранито-гнейсовых комплексах отсутствуют фаунистически охарактеризованные породы и геологические построения опираются преимущественно на радиологические определения возраста. Рассматриваемые ниже два таких комплекса в краевых частях контактируют с узкими прерывистыми зонами мраморизованных известняков, содержащих нижнекаменноугольную фауну. Контакты их тектонические, что позволяет некоторым исследователями трактовать это как тектоническое совмещение и на этом основании не включать известняки в состав метаморфического комплекса. Относятся ли данные известняки к метаморфической толще и каков возраст метаморфизма? Вот основные вопросы, на решение которых были направлены исследования автора, излагаемые ниже.

Кочкарский метаморфический комплекс

Кочкарский метаморфический комплекс составляет одноименный антиклинорий [Соболев, 1969]. Его естественными границами считаются надвиги, падающие под смежные синклинорные структуры [Соболев, 1969; Кейльман, 1974; Ферштатер и др., 1994]. Он вполне удовлетворяет вышеприведенным определениям и может быть отнесен к гранито-гнейсовым комплексам, с явно проявленным купольным тектогенезом, что обнаруживается уже при беглом анализе геологической карты (рис. 1). Массивы «гранито-гнейсов» имеют вид широких овалов с плавными очертаниями и рассредоточены по всей площади антиклинория. Углы падения гнейсовидности пологие в центральных частях массивов и более крутые в их краевых частях, где они погружаются под смежные породы метаморфического обрамления. Последнее сложено различными кристаллическими сланцами (иногда с дистеном, силлиманитом, ставролитом), амфиболитами и мраморами. Контакты с гранито-гнейсовыми массивами тектонические. В центральных частях куполовидных структур широко распространены дайки гранитов и пегматитов, а в обрамлении количество их быстро уменьшается по мере удаления от ядра структуры [Ферштатер и др., 1994]. С пегматитами связаны мелкие месторождения берилла, топаза и полихромного турмалина. Уровень метаморфизма в куполовидных струк-

турах отвечает условиям амфиболитовой фации, а в обрамлении – эпидот-амфиболитовой [Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Сначев и др., 1989; Ферштатер и др., 1994]. Тип метаморфизма различными исследователями определяется как контактовый в связи с внедрением гранитных массивов [Львов, 1965; Ферштатер и др., 1994], региональный и регионально-контактовый, связанный с формированием куполовидных структур [Сначев и др., 1989], ранний – региональный и, основной – зональный региональный [Болтыров и др., 1973]. Время метаморфизма относится к рифею [Сначев и др., 1989] или к позднему палеозою [Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Ферштатер и др., 1994].

Карбонатные породы в Кочкарском антиклинории представлены различными мраморами и мраморизованными известняками (далее – известняки). Первые располагаются вблизи гранито-гнейсовых куполовидных структур и в межкупольных синклинальных структурах; вторые распространены исключительно по границам метаморфического комплекса, на максимальном удалении от гранито-гнейсовых массивов. Мраморы не содержат фаунистических остатков и, на этом основании, некоторыми исследователями отнесены к нижнему или среднему рифею [Сначев и др., 1989]. Другими же исследователями района предполагается их верхнепалеозойский возраст. В отличие от мраморов, известняки содержат обильную фауну удовлетворительной сохранности, и возраст их уверенно определяется как нижнекаменноугольный. Известняки слоистые, мелкозернистые, битуминозные; окраска светло-серая до черной; состав существенно кальцитовый. От гранито-гнейсовых массивов известняки везде отделены мраморной толщей. Поэтому для достижения поставленных целей рассмотрим вза-

имоотношения мраморов с гранито-гнейсовыми массивами, с целью оценки времени мраморизации, относительно метаморфизма и структурообразования. Затем рассмотрим взаимоотношения между мраморами и известняками, для оценки времени мраморизации относительно нижнекаменноугольных известняков.

Типы мраморов. Поскольку ключевым звеном здесь выступают мраморы, то прежде приведем их краткое описание. На Кучинском месторождении рубинов, расположенном между Варламовским (на севере), Борисовским (на ЮВ) и Еремкинским (на ЮЗ) массивами, выделено три основных типа мраморов [Кисин, 1991]:

Кальцитовый мрамор. Светлые, массивные, среднезернистые породы, состоящие из полиэдров кальцита. Структура полигонально-зернистая. Кальцит полупрозрачный, полисинтетические двойники деформации наблюдаются редко. Содержание MgO менее 0,01 %.

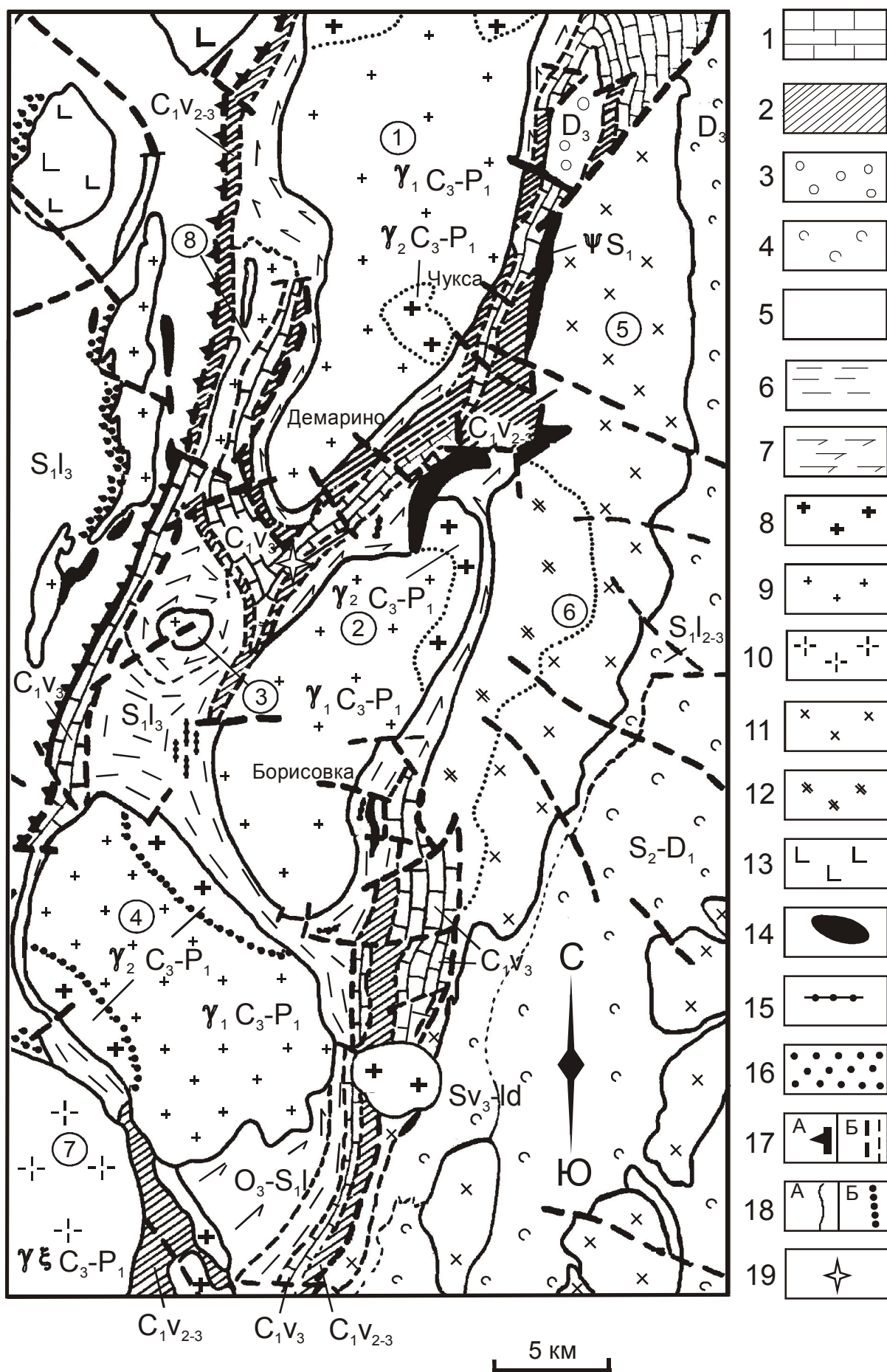
Магнезиально-кальцитовый мрамор. К нему отнесены голубоватые, зеленоватые, белые и грязно-белые средне- крупнозернистые мраморы с характерной панидиобластовой структурой. Кальцит в них обычно сильно деформирован, вплоть до разлистования. Для него весьма характерны полисинтетические двойники деформации по 2-3 системам. Содержание MgO по массе составляет 0,п %.

Доломит-кальцитовый мрамор. Мелко-среднезернистая массивная порода белого цвета, обладающая резко повышенной вязкостью, обусловленной пойкилобластовой структурой мрамора, выраженной в прорастании зерен магнезиального кальцита игольчатыми индивидами доломита (кальцит-доломитовая субграфика). Содержание MgO достигает 17-22 мас. %.

Особенности залегания мраморов. Кальцитовый мрамор разбит субвертикальными

Рис. 1. Схематическая геологическая карта домезозойских образований Кочкарского метаморфического комплекса.

1 – мраморы, мраморизованные известняки ($C_1 v_3$); 2 – алевролиты, филлиты, известняки ($C_1 v_{2-3}$); 3 – порфириды базальтовые и андезито-базальтовые (D_3); 4 – туффиты, туфопесчаники; сланцы биотит-амфибол-полевошпатовые (S_2-D_1); туфы, порфиры липарит-дацитовые ($S_1 l_{2-3}$); 5 – алевролиты, гравелиты, туфы базальтового состава ($S_1 l_3$); 6 – кристаллические сланцы, иногда с кианитом, силлиманитом, ставролитом ($S_1 l_3$); 7 – гнейсы, амфиболиты, сланцы углисто-кремнистые ($O_3-S_1 l_3$); 8 – граниты двуслюдяные ($\gamma_2 C_3-P_1$); 9 – граниты биотитовые, лейкократовые ($\gamma_1 C_3-P_1$); 10 – сиениты, граносиениты, щелочные граниты ($\gamma \xi \xi C_{1-2}$); 11 – плагиограниты ($\gamma_2 \delta \delta D_3-C_1$); 12 – гранодиориты ($\gamma_1 \delta D_3-C_1$); 13 – габбро (S_1); 14 – ультрабазиты серпентинизированные (ψS_1); 15 – пегматиты; 16 – контактовые роговики; 17 – надвиги (А), тектонические нарушения различных порядков (Б); 18 – геологические (А) и фациальные (Б) границы; 19 – Кучинское месторождение рубинов. Цифры в кружках (массивы): 1 – Варламовский; 2 – Борисовский; 3 – Еремкинский; 4 – Санарский; 5 – Коелгинский; 6 – Пластовский; 7 – Степнинский; 8 – Котликовский. Пояснения в тексте.



ми трещинами кливажа на плиты толщиной, в среднем, около 0,3-0,5 м; к центральной части плиты наблюдается укрупнение размеров зерен кальцита в 2-3 раза. Секущие будинированные и растащенные слойки кварцитов, иногда наблюдаемые в мраморе, определяются как кливаж течения. Азимут простирания кливажа в Кучинском карьере 45° СВ. Гранобластовая структура, почти полное отсутствие деформаций кальцита и развитый кливаж течения позволяют отнести кальцитовые мраморы к рекристаллизованным. Кливаж сечется системой редких субвертикальных (с шагом около 10 м) и субгоризонтальных (с шагом 1,5-2,0 м) трещин, ориентированных почти перпендикулярно к его плоскости. Смещений пород по ним не наблюдалось, и на этом основании они отнесены к трещинам отдельности.

Мрамор 2 типа встречается относительно редко, слагая небольшие по площади, но сложные по конфигурации участки среди кальцитового мрамора. В то же время они отчетливо контролируются трещинами кливажа: чередование плитообразных тел различной зернистости, согласных кливажу. Иногда сохраняются и частично залеченные трещины кливажа. Переходы к мрамору 1 типа размытые, не определяемые. Наблюдения над мелкими телами показывают, что форма их столбообразная. Полисинтетические двойники деформации в кальците ориентированы почти параллельно к плоскости кливажа, а сама порода раздавлена стрессовым давлением вплоть до рассланцевания. Мраморы 2 типа нередко содержат рубиновую минерализацию в виде рассеянной вкрапленности (ранняя генерация) и минерализованных трещин (поздняя генерация). Последние обычно фиксируют трещины кливажа, но иногда приурочены и к мелким извилистым трещинам. Характерно, что гнезда рубиновой минерализации в трещинах также имеют столбообразную форму: вертикальные размеры на несколько порядков превышают горизонтальные. Все перечисленные признаки свидетельствуют в пользу образования мрамора 2 типа в результате перекристаллизации в высокотемпературных условиях, при участии флюидов.

Мраморы 3 типа встречаются в виде небольших тел среди мраморов 2 типа и нередко содержат их реликты. Реже они наблюдаются внутри мрамора 1 типа. Тела мрамора 3 типа обычно имеют плитообразную форму и контролируются трещинами кливажа, которые в

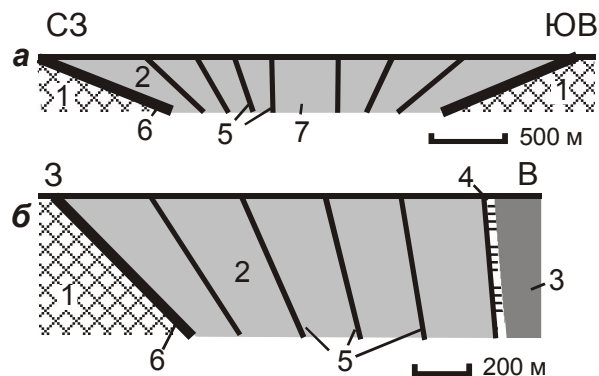
них угадываются по плоскопараллельным выдержанным узким зонам минерализации, расстояние между которыми хорошо согласуется с кливажем. Порода массивная. Границы тел достаточно резкие, определяемые в интервале 1-2 см. Нередко мрамор 3 типа содержит рубины, по которым развивается Mg-шпинель. Температура образования данного мрамора по доломит-кальцитовому геотермометру оценивается в 620°C [Кисин, Таланцев, 1986], что близко к оценкам температур метаморфизма другими исследователями. Перечисленные признаки однозначно указывают на образование мрамора 3 типа в результате магнезиального метасоматоза.

Дайки гранитоидов и пегматитов. Их взаимоотношение с мраморами. О времени образования мраморов различных типов позволяют судить их взаимоотношения с дайками гранитоидов и пегматитов. Секущие дайки имеют плитообразную форму и мощность 0,2-1,5 м. Зоны закалки отсутствуют, что особенно хорошо видно по крупнозернистым пегматитам. Трещины кливажа и зоны рассланцевания в мраморах 1 и 2 типов в дайках не прослеживаются. Перекристаллизации мраморов в контактах также не отмечено. Редкие мелкие ксенолиты мраморов в гранитах по структуре и размерам зерен идентичны вмещающим мраморам. Иногда в мраморе 2 типа наблюдаются извилистые прожилки гранитного состава мощностью всего несколько миллиметров, которые внедрились в межзерновое пространство и по трещинкам спайности в кальците, т.е. додайковая структура мрамора полностью сохранилась. Аналогично выглядят многочисленные прожилки гранитного состава, выполняющие трещины кливажа и отдельности в мраморе 1 типа. Иногда сохраняется морфология зерен кальцита в их контактах, но чаще поздние подвижки по этим трещинам вызывают незначительный катаклиз кальцита. Приведенные выше факты свидетельствуют, что мраморы 1 и 2 типов образовались в додайковое время.

Иначе выглядят контакты даек с мрамором 3 типа. Здесь дайки разбиты многочисленными сближенными трещинами с зеркалами скольжения и со смещением на 1-2 см. Ориентировка борозд на зеркалах скольжения близка к горизонтальной. Простирание совпадает с плоскостью кливажа. По кинематике данные нарушения здесь отвечают левостороннему сдвигу. В мраморе трещины не прослеживаются. В контакте с гранитами по мрамору разви-

Рис. 2. Схематические разрезы через Кучинское месторождение рубинов (а) и Чуксинский участок (б).

1 – гранито-гнейсовые массивы; 2 – мраморы, кристаллические сланцы (для Чуксинского участка с дистеном и ставролитом); 3 – нижнекаменноугольные отложения; 4 – брекчии (окремнелые, с топазовой минерализацией); 5 – плоскостные элементы (полосчатость, кливаж течения); 6 – тектонические нарушения; 7 – осевой блок с рубиновой минерализацией. Пояснения в тексте.



ваются зоны диффузионных форстерит-кальцитовых скарнов, иногда с флогопитом. Мощность зон скарирования не превышает 2 см. Данные факты показывают, что мрамор 3 типа образовался в постдайковое время в результате магнезиального метасоматоза.

Время внедрения даек гранитов и пегматитов всеми исследователями единодушно отнесено к верхнему палеозою [Львов, 1965; Ферштатер и др., 1994, и др.]. Низкая вязкость гранитного расплава обеспечивалась, вероятно, повышенным содержанием флюидов. Высокие температуры среды и отсутствие признаков воздействия стрессовых давлений послужили основанием для отнесения времени массового внедрения даек гранитного состава к границе прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма (снятие стрессового давления). Разделение этапов образования различных типов мрамора внедрением даек гранитных пегматитов – весьма удобный и надежный репер, показывающий также генетическую связь мраморизации, метаморфизма, куполообразования и анатексиса. В дальнейшем, по мере необходимости, мы периодически будем возвращаться к описанию мраморов.

Взаимоотношения мраморов с гранито-гнейсовыми массивами. Кальцитовый мрамор распространен наиболее широко. Он, слагает обширные поля, например к востоку от Борисовского и Санарского массивов, в обрамлении Варламовского массива. Кливаж течения в нем наблюдается не повсеместно и проявляется обычно вблизи гранито-гнейсовых массивов, на расстояние до 1 км. Углы падения плоскости кливажа всегда больше 45° и закономерно возрастают по мере удаления от массива, вплоть до вертикальных. Типовые геологические разрезы показаны на рис. 2. Наблюдаемая слоистость мраморов вторичная, кристаллизацион-

ная, обусловленная пластическим течением, перекристаллизацией и метасоматозом. Их минеральный состав и распределение акцессорной минерализации не могут быть объяснены первичным составом субстрата, поскольку контролируются кливажем и имеют столбообразную форму. Стабильный состав мрамора 1 типа, независимый от места отбора проб (в т.ч. и в других метаморфических комплексах), можно объяснить сбросом примесей в процессе пластического течения. Признаками такого течения является вышеописанный кливаж, который показывает также, что причиной пластического течения послужило стрессовое давление. Известно, что плоскость кливажа ориентирована перпендикулярно вектору максимального сжимающего напряжения.

Кучинское месторождение рубинов приурочено к осевому блоку метаморфической толщи, разделяющей Варламовский и Борисовский массивы. В плане плоскость кливажа в мраморе в равной степени субконформна границам обоих этих массивов. В 80-х годах прошедшего столетия Светлинской экспедицией ПО «Уралкварцсамоцветы» от южного окончания Варламовского массива был пройден профиль колонкового бурения СЗ-ЮВ ориентировки, пересекающий рубиноносные мраморы. Профилем вскрыта метаморфическая толща, разделяющая Варламовский и Борисовский гранито-гнейсовые массивы. Бурение показало, что, по мере удаления от Варламовского массива, углы падения трещин кливажа закономерно возрастают вплоть до вертикальных в осевом (рубиноносном) блоке; а в 400 м к ЮВ от него полосчатость (связанная с кливажем) в карбонат-эпидот-амфиболовых породах падает под углом $10-15^\circ$ к оси керна, вероятно уже от Борисовского массива. Т.е. кливаж в межкупальной структуре образует веер, раскрытый

кверху (рис. 2а). Данные факты показывают, что рубиноносный участок располагается в зоне динамического влияния этих двух массивов.

В восточном экзоконтакте Варламовского гранито-гнейсового массива, в 1 км севернее дер. Чуксы, Светлинской экспедицией был пройден еще один широтный профиль из нескольких скважин колонкового бурения. Целью бурения было изучение строения мраморной толщи на всю ее ширину (здесь около 1 км): от контакта с гнейсами и кристаллическими сланцами Варламовского массива на западе, до слабометаморфизованных нижнекаменноугольных отложений на востоке. В скальных выходах гнейсово-сланцевой толщи наблюдается падение сланцеватости на восток под углами 25-35°. Контакт карбонатной толщи с гнейсами маскируется глубокими линейными корами выветривания и карстовыми явлениями, и вскрыть его не удалось. Восточнее всеми скважинами были вскрыты мраморы всех 3 типов, с преобладанием Mg-кальцитовых, а в восточной части — доломит-кальцитовых. Повсеместно проявлен отчетливый кливаж с закономерным увеличением углов падения от 45° вблизи гнейсов до 80° на противоположном конце профиля (рис. 2б). Крайняя восточная скважина вскрыла только доломит-кальцитовый мрамор. После завершения бурения, рядом с этой скважиной был пройден глубокий шурф, подтвердивший и крутое (80°) восточное падение кливажа. Контакт мраморов с известняками скважинами не вскрыт. Зоне контакта соответствуют многочисленные высыпки окварцованных известняков. Окварцевание наложено только на матрикс, а фауна полностью растворена, с сохранением скульптуры поверхности до мельчайших деталей. Ширина зоны окварцевания, судя по высыпкам, достигает 80 м. Характерны мелкие щетки горного хрусталя с розовым топазом, зеленым турмалином, рутилом и флюоритом, что свидетельствует о тектонической природе данной зоны. Минерализация отмечается иногда даже в полостях от растворения фауны. В данном пересечении контакт мраморов с известняками оказался тектоническим. Предполагается, что и с гнейсами контакт также тектонический, о чем свидетельствует угловое несогласие между гнейсовидностью-сланцеватостью с одной стороны и трещинами кливажа — с другой. Тектонические контакты предполагаются и другими исследователями.

Совершенно аналогичная картина наблюдается и в западном обрамлении того же мас-

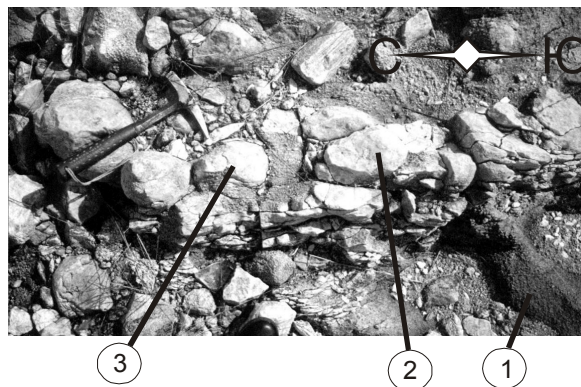
сива, по широтному буровому профилю Платовского ГСО (дер. Демарино—дер. Котлик), но падение кливажа здесь, соответственно, западное. В западной части профиля близость Котликовского массива не изменила общую картину возрастания углов падения, что свидетельствует о пассивной роли данного массива, вероятно реликтового. Таким образом, кливаж течения в метаморфическом обрамлении Варламовского массива отчетливо рисует куполовидную структуру. Аналогичные геологические разрезы по южному обрамлению Борисовского массива описывают [Ферштатер и др., 1994]. Эти же авторы показывают быстрое убывание количества даек гранитоидов в метаморфическом обрамлении, по мере удаления от массива и понижения уровня метаморфизма пород от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Этим подчеркивается связь высокоградиентного метаморфизма, гранитного магматизма и структурообразования. По крайней мере, нет серьезных аргументов разрывать их парагенетические связи.

Фауна в мраморной толще. К востоку от Борисовского массива, южнее широты дер. Борисовки, расположено обширное поле мраморов, протягивающееся почти до восточной границы антиклинория, которая здесь фиксируется трещинной интрузией плагиогранитов (рис. 1). В крайней восточной части площади мраморы отделены от плагиогранитов узкой субмеридиональной полосой известняков с обильной нижнекаменноугольной фауной. К границе известняков и мраморов приурочено широко известное Андрее-Юльевское проявление розового топаза. Предполагается, что минерализация фиксирует тектоническую зону. Напомним, что аналогичная минерализация отмечена и в восточном конце Чуксинского профиля и также на границе мраморов и известняков. Кроме того, она известна и у западной границы антиклинория, на широте дер. Михайловки, напротив Варламовского массива, а также совместно с рубиновой минерализацией, около дер. Радиомайка (СЗ обрамление Санарского массива), что свидетельствует о типичности описываемого сечения. На площади неоднократно производились старательские работы на золото, что обеспечило относительно неплохую обнаженность карбонатных пород.

Судя по разрозненным естественным и искусственным обнажениям, на площади распространены светлые средне-крупнозернистые

Рис. 3. Будины доломитизированных пород в кальцитовом мраморе.

1 – кальцитовый мрамор; 2 – доломитизированная порода; 3 – псевдогальки с корками дедоломитизации. Вид сверху. Пояснения в тексте.



мраморы 1 типа. Благодаря своей структуре, порода легко подвергается физическому выветриванию до дресвянистого состояния и любые неоднородности в ней хорошо препарируются. Mg-кальцитовый мрамор отмечен лишь в крайней западной части поля, вблизи Борисовского гранито-гнейсового массива. Ранее [Кисин, Таланцев, 1990; Кисин, Милицина, 1990] описывалось обнажение блока карбонатных пород с нижнекаменноугольной фауной, залегающего в центральной части поля мраморов, за пределами зоны интенсивного кливажа, в 1,0-1,5 км западнее полосы известняков с аналогичной фауной. В отличие от мраморов, карбонатные породы с фауной мелкозернистые, желтоватой окраски. Наиболее крупное обнажение представлено двумя телами, пересекающимися под прямым углом. Одно из них, протяженностью около 100 м и шириной до 2 м, простирается по азимуту 25° ССВ. Второе тело прослеживается на 30 м при ширине до 5 м. На пересечении тел ширина их резко возрастает. Падение обоих тел субвертикальное. В окрестностях наблюдается еще несколько обнажений подобных пород, границы которых скрыты техногенными и делювиальными отложениями. Субстрат породы существенно доломитовый. Содержание MgO достигает 11,78 вес. %. Фауна выполнена крупнозернистым кальцитом. В породе наблюдаются многочисленные трещины сколового характера, образующие несколько систем. Все они заполнены белым крупнозернистым кальцитом, по химическому составу и структуре отвечающим мрамору 2 типа. Мощность жил достигает 10 см. В нерастворимых остатках одного из прожилков найдены рубины. Поскольку обнаружение нижнекаменноугольной фауны в мраморах противоречит представлениям об их ранне-среднерифейском возрасте, В.И. Сначев с соавторами [1989] отнесли эту зону к меланжу. Мы же объясняем данный факт околотрещинным дометаморфическим избирательным магнезиальным метасоматозом: субстрат приобрел доломит-кальцитовый состав, а фауна осталась кальцитовой. В результате этого при

последующем метаморфизме фауна в основных чертах сохранилась. Главными аргументами для таких выводов служат высокая магнезиальность метасоматитов (MgO около 12 вес. %, против 1,5-2,0 % в известняках) и секущие метасоматиты кальцитовые жилки с корундовой минерализацией. Следовательно, Mg метасоматоз имел место до образования корундов, но наложен на нижнекаменноугольные известняки. Магнезиальные метасоматиты нередко имеют весьма сложные контакты с вмещающим мрамором и выглядят на их фоне реликтовыми образованиями. Отсюда следует, что мраморизация карбонатных пород данного участка могла иметь место только в пострanneкаменноугольное время.

Взаимоотношения мраморов с известняками. Позднее были получены новые доказательства правомочности данных построений. На восточной границе того же поля мраморов, на левом берегу р. Каменки, непосредственно около дамбы нижнего пруда, старателями полностью вскрыт участок мрамора 1 типа площадью, примерно, 100 × 100 м. Порода крупнозернистая, сильно выветрелая и легко рассыпается на гранулы. В юго-восточном углу участка, в русле обводного канала, в мраморе наблюдаются многочисленные, преимущественно мелкие тела мелкозернистой массивной, плотной карбонатной породы светло-кремового цвета (рис. 3), содержащей местами нижнекаменноугольную фауну удовлетворительной сохранности. Состав породы существенно доломитовый. Наиболее крупные блоки имеют ширину до 1,0-1,5 м и протяженность до 10-15 м. Ориентировка тел субмеридиональная. Мелкие блоки в виде вытянутых цепочек выглядят как естественное продолжение крупных блоков по простираанию. По краям эти блоки обычно рассланцованы, а внутренние их части нередко

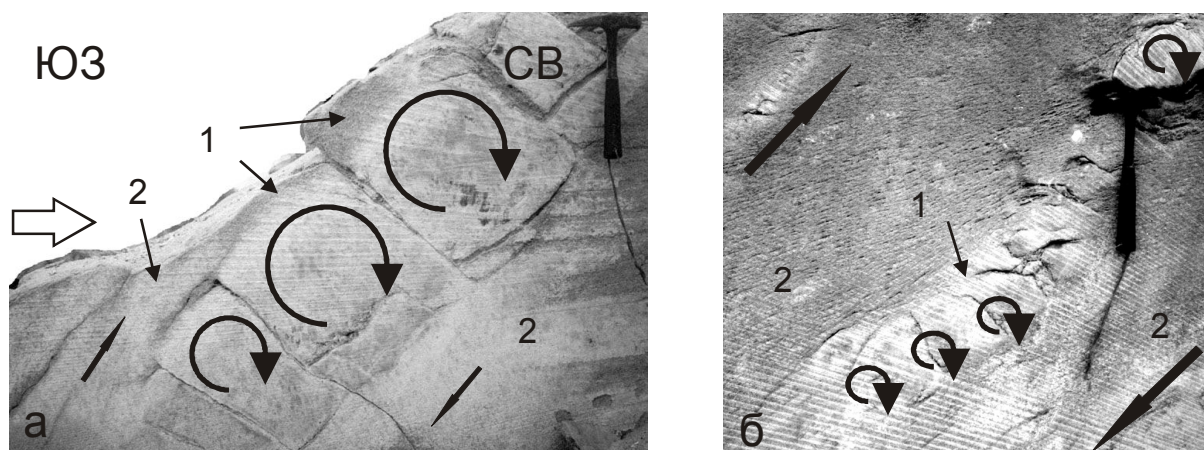


Рис. 4. Начальный будинаж доломитизированной породы в кальцитовом мраморе (а) и формирование псевдогалек (б).

1 – доломитизированная порода; 2 – мрамор. Большая стрелка показывает направление стрессового давления, маленькие – относительное перемещение (течение) мрамора, кольцевые стрелки – направление вращения будин. Поверхность вертикального спила в борту карьера. Пояснения в тексте.

разбиты различно ориентированными трещинами, которые, как правило, не прослеживаются во вмещающем мраморе. Для данной породы характерны псевдогалки – небольшие участки округлой формы, образовавшиеся в результате дедоломитизации периферийных зон, а также реликтовые, в различной степени дедоломитизированные, мелкие блоки в мраморе. В отличие от вышеупомянутой плотной мелкозернистой доломитовой породы, эта их разновидность среднезернистая и легче разрушается. Ее мелкие блоки часто образуют скопления, по морфологии напоминающие тела более плотных разновидностей. Изучение характера взаимоотношений между этими образованиями и мрамором показывает, что доломитовая порода образовалась по органогенным нижнекаменноугольным известнякам, обнажения которых расположены в непосредственной близости (менее 100 м); по крайней мере, они содержат весьма схожую фауну. Относительно небольшая ширина скоплений доломитовых блоков может свидетельствовать в пользу околотрещинного дометаморфического магнезиального метасоматоза. Последующая мраморизация и пластические деформации коснулись только известняков, в то время как более вязкие доломитовые метасоматиты подверглись лишь хрупким и хрупко-пластичным деформациям. Пластическое течение кальцитового мрамора вызвало образование будинаж-структур в более вязких доломитах. В процессе деформации, вероятно, имела место час-

тичная дедоломитизация метасоматитов, затронувшая прежде всего краевые участки блоков и зоны повышенной трещиноватости. В результате этого, некоторые блоки доломитовых метасоматитов приняли форму псевдогалек.

В вертикальном сечении тела данных метасоматитов наблюдаются в мраморном карьере, расположенном примерно в 1 км севернее (по простиранию пород) описанного участка. Добыча камня проводится путем выпиливания крупных блоков непосредственно в массиве. Карьером вскрыты средне-, крупнозернистые мраморы 1 типа, содержащие тела вышеописанных доломитизированных пород, имеющих субмеридиональное простирание. В 10-15 м восточнее, за пределами карьера (на момент посещения), наблюдаются обнажения известняков с нижнекаменноугольной фауной и сноповидными выделениями тремолита.

На плоской поверхности спила мрамора хорошо видны различные детали его деформации. На рис. 4 показаны два фрагмента вертикальных стенок карьера, секущих мраморы примерно под углом 45° к линии простирания полосчатости. Хорошо видно, что тела доломитовой породы имеют плитообразную форму и падают на запад под углом около 70° (плоскость спила косо ориентирована к простиранию пород и видимый угол падения меньше истинного). Границы тел большей частью неясные, размытые. Нередко они угадываются лишь по густой сети мелких трещин во вмеща-

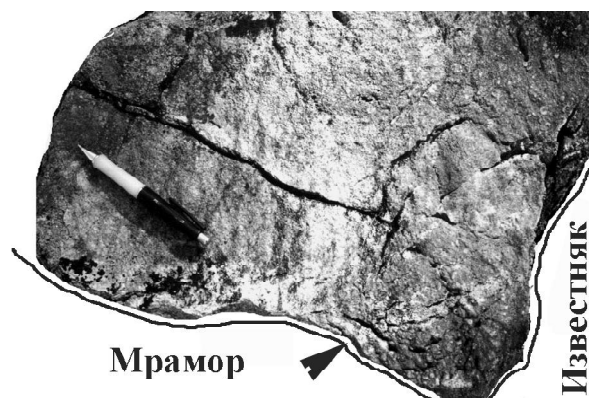
ющем кальцитовом мраморе, ориентированных близко параллельно плоскости плиты и плавно огибающих, подобно сланцеватости, выпуклости на ее поверхности. В доломитовой породе они проявлены слабо. Помогает в диагностике доломитовой породы и ее более высокая твердость, по сравнению с кальцитовым мрамором, что хорошо проявляется на поверхности спила (на фото – более светлый тон). В доломитовом мраморе распространена другая система трещин, имеющих восточное падение. Эти трещины широкие, иногда зияющие, пересекающие только доломитовый мрамор; на концах они нередко ветвятся и изгибаются. Характер трещин показывает, что образовались они в результате растяжения. Иногда наблюдается небольшое смещение выколотых ими блоков относительно друг друга с вращением по часовой стрелке. В совокупности эти факты свидетельствуют в пользу пластического течения кальцитового мрамора вверх и на восток. Доломитовая порода, в силу более высокой вязкости, подверглась сжатию в горизонтальной плоскости и растяжению в вертикальной, что привело к формированию будинаж-структур и вращению блоков. Это хорошо видно на рис. 4б: интенсивная микротрещиноватость в мраморе, ориентированная под острым углом к плитам кальцит-доломитовой породы; вблизи контакта она плавно огибает блоки более вязкой породы. Доломитизированная порода разделена поперечными трещинами на блоки, которые показывают признаки вращения по часовой стрелке. Отсюда можно сделать вывод, что породы висячего бока поднимались быстрее, чем породы лежащего бока, что привело к возникновению сдвиговых напряжений и вращению изометричных блоков более вязких пород. Последние испытывали боковое сжатие и растяжение по восстановлению. Этим объясняется западное (в сторону гранито-гнейсового массива) падение полосчатости в мраморе. Сама же полосчатость никоим образом не связана с первичной слоисто-

стью осадочных пород, а обусловлена тектоническими процессами и дометаморфическим магнезиальным метасоматозом.

Если выше описывались породы с фауной среди мрамора, то ниже пойдет речь о мраморе среди органогенных известняков. Такая ситуация наблюдается в 700 м южнее мраморного карьера, в логу, на участке проявления розового топаза. В западной части участка имеются многочисленные обнажения мрамора 1 типа. Массивная и здесь довольно плотная порода образует чуть приподнятые гряды с азимутом простирания около 350° ССЗ. На восток обнажения мрамора прослеживаются до небольшой грунтовой дороги, пересекающей лог. По другую сторону дороги обнажаются уже известняки с нижнекаменноугольной фауной. Породы плотные мелкозернистые местами осветленные с проявлением укрупнения и грануляции зерен кальцита, что делает их похожими на соседние мраморы, но в них еще достаточно отчетливо видны членики криноидей. Наблюдаются также секущие прожилки белого кальцита с полигональнозернистой структурой. Известняк слабо рассланцован. Азимут простирания сланцеватости 166° , угол падения 68° на запад. Другая группа весьма протяженных трещин падает на восток под углом 28° . Местами по трещинам наблюдаются крупные сноповидные агрегаты тремолита, по которому развивается тальк. Среди темных известняков, в непосредственной близости от обнажений мрамора, имеется тело белого мрамора 1 типа, протяженностью около 3 м при ширине 0,5-0,6 м. По простиранию мрамор плавно переходит в мраморизованный известняк. Боковые контакты с известняками резкие и фиксируются трещинами. На поверхности мрамора имеются небольшие сглаженные выступы. Напротив одного та-

Рис. 5. Хрупко-пластические деформации в мраморизованном известняке.

Для съемки блок был извлечен из обнажения. Вертикальное сечение. Нижний левый угол отвечает западу. Надписями обозначены контактирующие с блоком породы. Светлые пятнышки на темном фоне – фауна криноидей. Все трещины зияющие. Пояснения в тексте.



кого выступа мрамора в известняке наблюдаются признаки хрупко-пластических деформаций. Деформированный блок известняка был извлечен из обнажения и показан на рис. 5. В известняке вблизи контакта с выступом мрамора наблюдается концентрация зияющих трещин растяжения, слабое осветление и грануляция, с сохранением органогенной текстуры. Залегание тела мрамора и его взаимоотношения с известняком однозначно свидетельствуют об образовании мрамора по известнякам и его тектоническом течении в пластическом состоянии. Деформация известняка протекала по принципу выжимания тектонического клина, что и привело к образованию трещин растяжения. Наличие зияющих трещин в известняке показывает, что деформации осуществлялись при весьма низкой литостатической нагрузке. Напомним, что зияющие трещины наблюдались и в мраморе разрабатываемого карьера. Все это ставит под сомнение существующие оценки глубины эрозионного среза (7,5-9,0 км для Борисовского массива и 2-3 км для дайкового комплекса, по [Сначев и др., 1989]). Длительное существование зияющих трещин в известняках на глубине более 1 км представляется мало вероятным. На соседней (синклинойной) Увельской площади становление разновозрастных субвулканических гранитоидных массивов, по оценке этих же исследователей, составляло 1,5-2,0 км.

Суундукский метаморфический комплекс

Не менее ярко пластические деформации карбонатных пород проявлены в Суундукском метаморфическом комплексе, расположенном примерно в 200 км южнее вышеописанного. В отличие от Кочкарского, Суундукский комплекс характеризуется достаточно простым строением (рис. 6). Куполовидный массив сложен плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и гранитоидами с относительно неширокой зоной метаморфизованных пород. В массиве распространены дайки гранитов и пегматитов. В южной и юго-западной части метаморфическое обрамление сложено преимущественно мраморами и мраморизованными известняками. Однотипность метаморфизма в Кочкарском и Суундукском комплексах подтверждается наличием рубиновой минерализации в мраморах и ставролита в кристаллических сланцах.

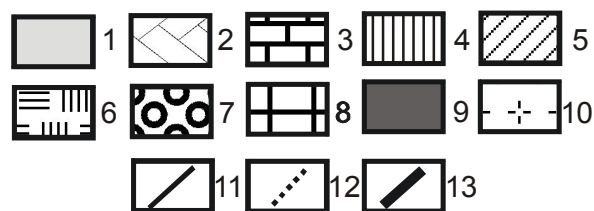
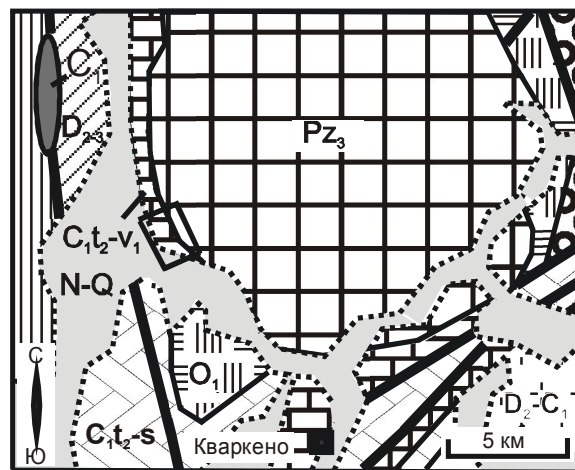
Особенно интересными оказались многочисленные обнажения карбонатных пород око-

ло пос. Кировский, в ЮЗ обрамлении массива. Здесь полоса мраморов и темных известняков с нижнекаменноугольной фауной, суммарной шириной более 300-400 м, прослеживается в СЗ направлении на 1,5-2,0 км, согласно контакту с кристаллическими сланцами и гнейсами. На данном участке карбонатная толща пересекается почти под прямым углом тремя небольшими логами, берущими начало на гнейсово-сланцевом массиве. Этими логами карбонатная толща вскрывается почти на всю ширину. Самый крупный из логов находится в южной части участка, напротив пос. Кировский. Контакт карбонатных пород с гнейсово-сланцевой толщей скрыт корами выветривания и карстовыми образованиями, образующими депрессию шириной около 180 м. В крайнем СВ обнажении карбонатная порода представлена плотными белыми среднезернистыми кальцитовыми и доломит-кальцитовыми мраморами (рис. 7). Акцессорные минералы представлены рубином, флогопитом, графитом, флюоритом, зеленым турмалином, пиритом и пирротинном. Признаков слоистости и полосчатости не наблюдается. Рассланцевание проявлено в виде повышенной трещиноватости, субконформной контакту с гнейсово-сланцевой толщей. Ширина рубиноносных мраморов здесь составляет около 150 м. Далее к ЮЗ в интервале около 200 м обнажаются преимущественно мраморы 1 типа. Затем они сменяются зоной чередования мраморов 1 типа и мраморизованных известняков. Ширина зоны составляет 200-250 м. Далее к ЮЗ наблюдаются только известняки. Таким образом, в поперечном разрезе карбонатная толща представлена (от гнейсово-сланцевого массива) мраморами, в т.ч. рубиноносными, (300-350 м), зоной чередования мраморов и известняков (около 200 м) и известняками. Плоскостные элементы в карбонатных породах падают от гнейсово-сланцевого массива и образуют веер, раскрытый кверху.

По простирацию карбонатная толща пересекается долиной р. Каменки, правого притока р. Суундук. К СЗ от пос. Кировский в интервале около 1 км современное русло речки местами делает широкие зигзаги, но большей частью следует почти прямолинейному рву в карбонатных породах, отделяющему известняки от зоны перемежающихся известняков и мраморов. Ширина рва от 10 до 20 м. Высота бортов достигает 3-4 м, и в них наблюдаются многочисленные скальные выходы известняков, реже

Рис. 6. Геологическая карта южной части суундукского метаморфического комплекса (на основе Геологической карты Урала масштаба 1 : 500 000, 1979 г., с упрощениями).

Условные обозначения: 1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – терригенно-карбонатные породы (C_1 t_2 -s); 3 – мраморы, мраморизованные известняки (C_1 t_2 -v); 4 – вулканогенно-осадочные породы (D_3 f); 5 – то же (D_{2-3}); 6 – гнейсы, кристаллические сланцы (O_1); 7 – кристаллические сланцы (O_1); 8 – гранитоиды Суундукского массива; 9 – серпентиниты (C_1); 10 – плагиограниты (D_2 - C_1); 11 – геологические границы; 12 – границы распространения рыхлых отложений; 13 – тектонические нарушения. Прямоугольником показан участок исследований.



мрамора; причем мрамор наблюдается только в левом, северо-восточном борту.

Тектоническая природа вышеупомянутого рва однозначно определяется по стилю деформаций пород западного и восточного бортов, а также степени тектонической переработанности пород самой зоны. Она частично обнажается на северном берегу глубокого омута, образованного водопадом там, где речка под прямым углом входит в тектоническую зону. Непосредственно к северу от омута она представлена депрессией в рельефе глубиной до 3 м, при ширине около 10 м, плавно поднимающейся на водораздел. Азимут простирания 140° ЮВ. В днище депрессии местами обнажаются тонкозернистые белые сахаровидные доломит-кальцитовые мраморы с мелкоплитчатой (2-5 см толщиной) отдельностью того же простирания, падающей на ЮЗ под углом $37-47^\circ$ (рис. 8). На выветрелой поверхности породы просматриваются частично залеченные трещины еще нескольких систем. Акцессорные минералы представлены пиритом, флогопитом, зеленым турмалином и недеформированными кристалликами графита. В лежачем СВ боку тектонической зоны залегают темные известняки с тонкоплитчатой отдельностью (азимут падения 140° , угол 37°). Толщина плиток 10-20 мм. Данная отдельность больше всего отвечает кливажу сланцеватости. По трещинам кливажа иногда наблюдаются крупные сноповидные агрегаты бурого амфибола, вероятно тремолита, частично замещенного тальком. В противоположном, всячем боку тектонической зоны также находятся темные известняки, но трещины кливажа в них отсутствуют, за исключением редких выдер-

жанных по простиранию трещин, делающих породу толстоплитчатой. В интервале 2-3 м от тектонической зоны известняки разбиты многочисленными крутопадающими трещинами на блоки сильно уплощенной клиновидной (ромбовидной) формы; здесь они несколько осветлены и слабо гранулированы. Известняки всячего бока непосредственно с доломит-кальцитовым мрамором не контактируют. Обычно их разделяет зона массивного мрамора 1 типа, мощностью до 0,5 м, реже более. На отдельных участках в контакте известняка с мрамором 1 типа наблюдаются брекчии, представленные обломками обоих типов пород. Мощность брекчий до 0,5 м. В целом, всячий контакт зоны по простиранию неровный и изобилует многочисленными вздутиями, которым соответствуют увеличения мощности мрамора 1 типа. Линзовидные тела известняка наблюдаются и внутри этого мрамора. В этих случаях они больше напоминают «ксенолиты», нежели «реликты», хотя признаки выражены недостаточно отчетливо.

По совокупности признаков можно предположить, что активным был лежащий бок тектонической зоны, перемещавшийся вверх и на ЮЗ, одновременно испытывая вращение против часовой стрелки. Объясняется это ростом объема куполовидной структуры. Об этом свидетельствуют кливаж сланцеватости в лежачем боку зоны и более пологие углы его падения, в сравнении с кливажем тектонической зоны и

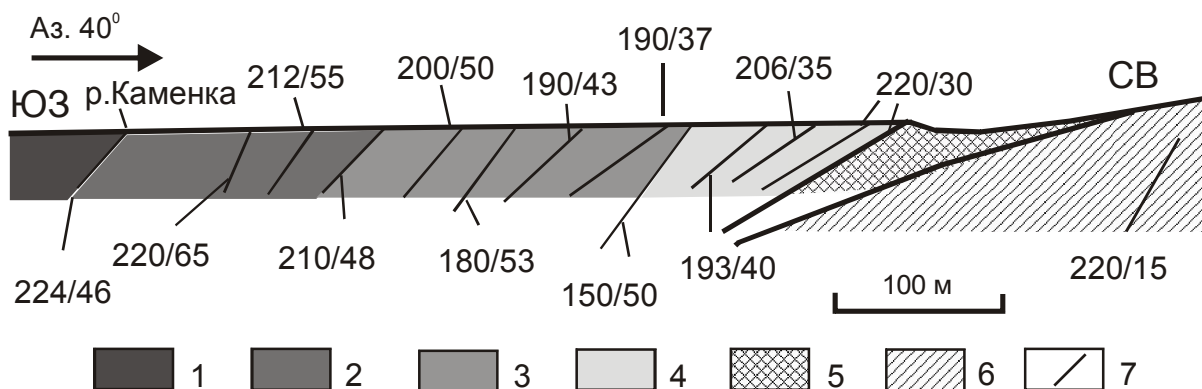


Рис. 7. Схематический разрез метаморфического обрамления Суундукского массива по логу напротив пос. Кировский.

1 – темные мраморизованные известняки с фауной; 2 – частое чередование темных известняков с мрамором 1 типа; 3 – мрамор 1 типа; 4 – мраморы 2 и 3 типов с рубиновой минерализацией; 5 – коры выветривания и карстовые образования; 6 – гнейсово-сланцевая толща с многочисленными дайками гранитоидов; 7 – направление падения плоскостных элементов; первая цифра около них показывает азимут падения, вторая – угол падения. Пояснения в тексте.

плоскостными элементами пород всяческого бока. Известняки всяческого бока подверглись частичной грануляции и пластическим деформациям, но кливаж в них практически не проявился. Только в непосредственной близости к тектонической зоне в них наблюдается интенсивное разлинзование (клиновидные формы). Кальцитовый мрамор несет все признаки внедрения в тектоническую зону в пластическом состоянии. Приуроченность его к всяческому боку зоны свидетельствует, что именно здесь были тени стрессового давления. Об этом же свидетельствует и присутствие брекчий, а не милонитов. Пластическим течением этого мрамора, возможно, было частично снято горизонтальное тектоническое давление на породы всяческого блока, что и объясняет более слабое развитие в них кливажа. Доломит-кальцитовая порода, выполняющая тектоническую зону, имеет метасоматическую природу. Наличие в ней

кливажа сланцеватости, аналогичного таковому в породах лежачего бока может свидетельствовать, что магнезиальный метасоматоз имел место на прогрессивном этапе метаморфизма. Залеченные трещины других систем и акцессорный графит в доломит-кальцитовой породе можно объяснить ее подъемом по разлому в виде узкого тектонического клина под воздействием горизонтально ориентированного стресса. Представляется, что углы падения данной тектонической зоны с глубиной закономерно возрастают, а сама она может быть отнесена к тектоническому срыву в обрамлении куполовидной структуры.

Пластические потоки мрамора 1 типа наблюдаются не только в тектонической зоне. На левом берегу р. Каменки, напротив водопада, в 20-30 м восточнее выше описанного разлома, наблюдается крупный выход мрамора 1 типа в окружении темного известняка (рис. 9). Форма

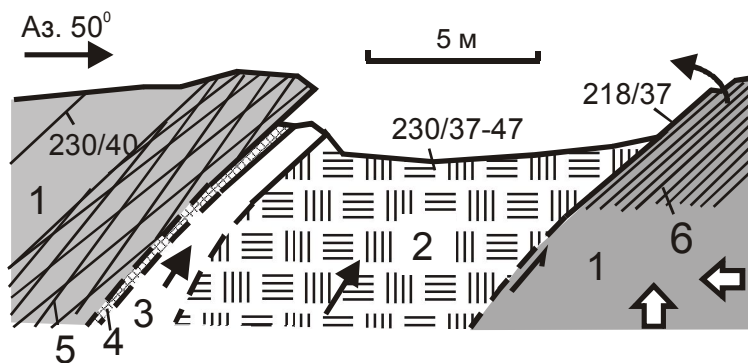
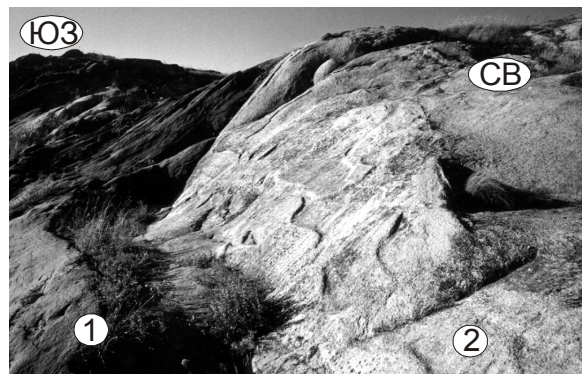


Рис. 8. Схематический разрез через тектоническую зону к северу от водопада на р. Каменке.

1 – темные известняки; 2 – мелкозернистая доломит-кальцитовая порода; 3 – мрамор 1 типа; 4 – брекчий; 5 – разлинзование; 6 – кливаж сланцеватости. Стрелки показывают направления перемещений; изогнутая стрелка показывает направление разворота. Пояснения в тексте.

Рис. 9. Общий вид ЮЗ части обнажения мрамора 1 типа, прорывающего известняки.

Обратите внимание на наплывы в рельефе поверхности мрамора и грубую вертикальную штриховку через них. Предполагается, что это скульптура первичной поверхности пластического потока.



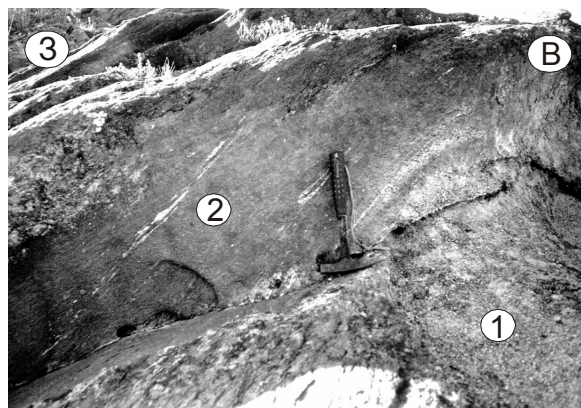
тела овальная, вытянутая по простиранию пород на 25-30 м, при ширине до 10 м. Известняки в западном контакте рассланцованы и падают на ЮЗ под углом около 70° . Восточный контакт мрамора скрыт осыпью, отделяющей их от расположенных восточнее обнажений мраморизованных известняков, имеющих обычное ЮЗ падение. Мрамор содержит маломощные жилы крупнозернистого кальцита и небольшие линзы кварцита. Те и другие смяты в птигматитовые складки, а кварциты также будинированы, что свидетельствует о пластических деформациях и течении мрамора. Как видно на рис. 10, на первичной (не подвергнутой разрушению) поверхности мрамора наблюдаются наплывы, обращенные выпуклостями по восстанию, а также грубые борозды того же направления. Контакт мрамора с известняком хорошо обнажен в северной апикальной части тела (рис. 10). Во всем доступном для наблюдений интервале контакт резкий и довольно ровный. Поверхность контакта местами сохранилась и на мраморе. Зеркала скольжения отсутствуют. В мраморе приконтактной зоны видимых изменений не отмечено, за исключением неотчетливой скорлуповатой отдельности, ориентированной в плоскости контакта.

В известняках, напротив, отмечается ряд существенных изменений. В интервале до 50-60 см от контакта наблюдается грануляция кальцита и некоторое его осветление. В данном интервале известняк имеет массивную текстуру, а бывший кливаж сланцеватости узнается лишь по волосовидным параллельным прожилкам белого кальцита, ориентированным под очень острым углом к поверхности контакта.

Здесь же наблюдается образование новой полосчатости, обусловленной начальным пластическим течением породы, что видно и по деформациям фауны. На рис. 10, справа от молотка, виден светлый, среднезернистый гранобластовый (рекристаллизованный) мрамор, образовавшийся непосредственно по известняку. Представляется, что здесь мы видим результаты внедрения пластичного мрамора в известняки. Последние в приконтактной части подверглись пластическим деформациям и частичной рекристаллизации (вся осветленная и полосчатая часть на рис. 10). Данный факт показывает, что кальцитовый мрамор, вероятно, наращивал свой объем и за счет вмещающих известняков. Несмотря на явно выраженные признаки внедрения мрамора, структура протыкания (складка протыкания) в известняках не возникла, что объясняется их достаточно крутым моноклиальным залеганием и внедрением пластичного потока по трещинам кливажа сланцеватости. Такие пластические потоки кальцитового мрамора и выжимание узких тектонических клиньев более вязких пород, вероятно, чрезвычайно распространены в метаморфическом обрамлении слабо эродированных гнейсо-

Рис. 10. Внедрение пластичного кальцитового мрамора (1) в мраморизованные известняки (2).

Поверхность мрамора субгоризонтальная (около известняка – первичная), известняка – вертикальная. Пояснения в тексте.



во-сланцевых куполовидных структур. Этим объясняются и значительные вариации углов падения плоскостных элементов в карбонатной толще, показанные на рис. 7.

Обсуждение результатов

Выше была приведена лишь часть фактов, собранных автором при исследовании деформаций карбонатных пород в метаморфическом обрамлении гранито-гнейсовых массивов Ю. Урала. Но они со всей определенностью показывают, что карбонатные породы весьма чутко реагируют на любые тектонические напряжения и легко деформируются. Ни в одном из метаморфических комплексов не наблюдался контакт органогенных известняков с гнейсово-сланцевой толщей: они всегда разделяются зоной развития мраморов. Стиль деформаций в мраморной толще выглядит естественным продолжением стиля деформаций в гранито-гнейсовой куполовидной структуре: постепенное увеличение углов падения гнейсовидности, сланцеватости, кливажа сланцеватости и кливажа течения по мере удаления от центральной части структуры к внешним границам метаморфического обрамления, при сохранении субконформного положения границ в плане. Это свидетельствует, что источником стрессового давления на данном горизонте были куполовидные структуры. Следовательно, мраморы являются составной частью метаморфического комплекса и время мраморизации совпадает со временем метаморфизма.

Выше на многочисленных примерах было показано, что карбонатные породы в результате стрессового давления пластически деформируются и перемещаются вверх, т.е. демонстрируют признаки реоморфизма. Реоморфические перемещения карбонатных пород в результате тектонического давления в научной литературе описывались неоднократно [Кузнецов, 1940; Кравченко, 1958, и др.]. А.Г. Жабин [1971], со ссылкой на В.Д. Дибнера и соавторов, сообщает о крупных реоморфических перемещениях среднепалеозойских карбонатных пород на Таймыре. Их диапировые «клинья» прорывают терригенно-вулканогенные отложения перми и нижнего триаса; амплитуда перемещения таких диапиров оценивается в 5-6 км. Амплитуду перемещения мрамора 1 типа в Кочкарском комплексе оценить сложно. Вероятно, она составляет первые сотни метров. В ЮЗ обрамлении

Суундукского комплекса, исходя из суммарной небольшой ширины карбонатного разреза и небольших углов падения плоскостных элементов, реоморфическое перемещение мраморов, вероятно, не превышает 100 м.

Широкое распространение кальцитового мрамора можно объяснить процессами дедоломитизации исходных карбонатных пород в условиях стрессового давления и повышенных температур, о чем свидетельствует их стабильный химический состав, независимо от места нахождения в метаморфическом обрамлении. Возможно, что эта дедоломитизация известняков и послужила причиной околотрещинного магнезиального дометаморфического метасоматоза известняков на более высоких горизонтах. Кальцитовый мрамор в условиях стресса легче и быстрее других пород образовывал пластические потоки и перемещался в область тектонического покоя, чаще всего вверх. Будинаж-структуры более вязких пород в них – лучшее тому подтверждение. Mg-кальцитовый мрамор, вероятно, образовался по мрамору 1 типа, при явном участии флюидов (с привнесом Mg), в условиях понижения стрессового давления. Об этом можно судить по стабильному химическому составу породы и аксессуарным минералам, при общем контроле трещинами кливажа. Полное снятие стрессового давления привело к усилению магнезиального метасоматоза и формированию доломит-кальцитового мрамора. Как было показано на фактическом материале, все границы между мраморами различных типов вторичные, обусловленные механохимическим перемещением вещества (по терминологии М.Г. Леонова [1997]). Следовательно, стратифицировать мраморы в таких комплексах нельзя.

Наличие латерального градиента температур вокруг куполовидных структур данного района устанавливается по минералогической зональности, что было показано многими исследователями [Болтыров и др., 1973; Сначев и др., 1989; Ферштатер и др., 1994, и др.] и послужило основанием для отнесения данных метаморфических комплексов к зональным [Русин, 2004]. Применительно к карбонатным породам температурная зональность хорошо видна по распространению рубин-шпинелевой минерализации, например в ЮЗ обрамлении Суундукского массива, где рубинсодержащие мраморы непосредственно примыкают к гнейсово-сланцевому массиву.

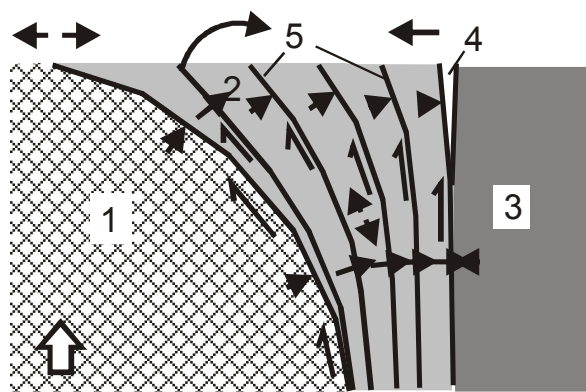


Рис. 11. Схема образования куполовидной структуры и ее метаморфического обрамления.

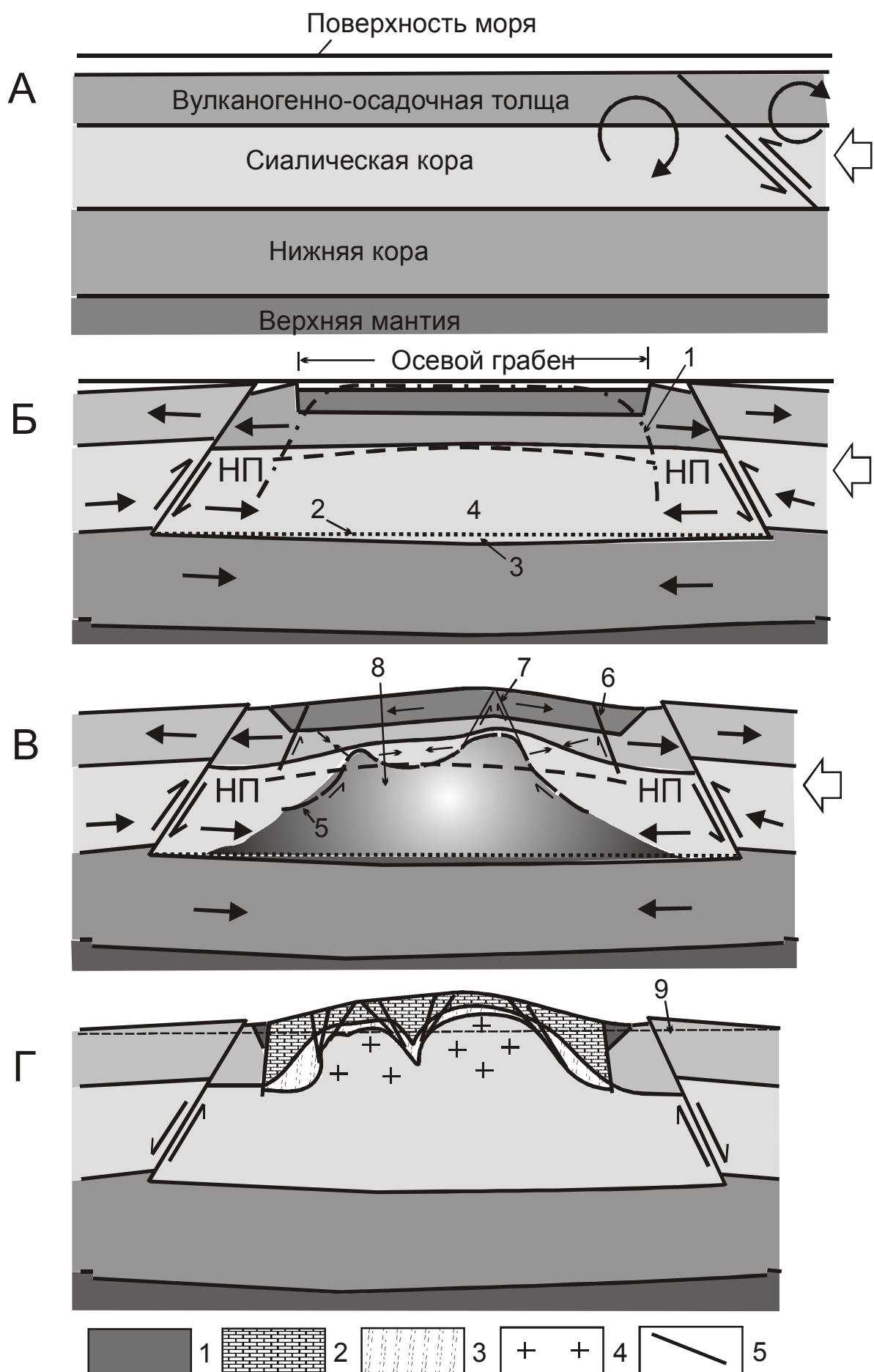
1 — разрастающийся в объеме гранито-гнейсовый массив; 2 — породы метаморфического обрамления; 3 — породы рамы; 4 — брекчии; 5 — поверхности тектонических срывов, ориентирующие плоскостные элементы внутри блоков. Большая стрелка — направление перемещения пластического вещества внутри гранито-гнейсового массива; полустрелки — относительные смещения блоков; изогнутая стрелка — направление разворота; маленькие стрелки — направления векторов напряжений: встречные — сжатия, противоположные — растяжения. Пояснения в тексте.

Взаимоотношения мраморов с нижнекаменноугольными известняками показывают, что мраморы или часть их образовались непосредственно по данным известнякам. Можно допускать образование части мраморов и по более древним карбонатным породам, но доказать это пока нечем. Механохимическое перемещение мраморов вверх вывело их на один горизонт с мраморизованными известняками. Самые «молодые» известняки в обрамлении Сундукского массива датируются C_1v_2 -s. Следовательно, время метаморфизма и мраморизации в данных комплексах постнижекаменноугольное (на изучаемом срезе).

Особняком стоит вопрос, почему в антиклинорных структурах появились нижнекаменноугольные известняки, в то время как в смежных синклинорных структурах они практически отсутствуют и палеозойский разрез завершается верхним девоном. Причиной этого могло быть образование осевого грабена в апикальной части крупной (общекоровой) положительной складки продольного изгиба. Подъем гранито-гнейсового материала и формирование куполовидных структур имели место несколько позднее. Другой вопрос: в результате чего произошло формирование куполовидных структур и каков источник энергии? Г.А. Кейльман [1974] в качестве возможной причины называет диапироидное перемещение в условиях горизонтального сжатия. В.В. Эз [1978] для аналогичных случаев предположил существование коровых конвективных ячеек. В.С. Федоровский [1997], на примере Приольхонья, связывает купологенез со сдвиганием земной коры и экранированием радиогенного тепла. Есть и другие точки зрения, наиболее популярной из которых является гравитационное диапироидное всплывание легких гранитоидных масс

[Cruden, 1989, и др.]. Не имея возможности обсуждать здесь все эти идеи, выскажем свою точку зрения на данную проблему.

Причиной появления нижнекаменноугольных карбонатных и терригенно-карбонатных пород в данных структурах могло быть образование осевого грабена в апикальной части крупной (общекоровой) положительной складки продольного изгиба [Коротеев и др., 1998; Кисин и др., 2002]. При положительном продольном изгибе, выше нейтральной поверхности реализуются условия растяжения, что может привести к образованию грабена. Одновременно, ниже нейтральной поверхности реализуются условия сжатия, трансформация механической энергии в тепловую, что создает термальную аномалию. Разогретый до пластического состояния материал выжимается в основание грабена, формируя куполовидные структуры. В результате этого, гранито-гнейсовые массивы оказались на одном эрозионном срезе с нижнекаменноугольными известняками, между которыми расположены мраморы, амфиболиты и различные кристаллические сланцы, в т.ч. с дистеном и ставролитом (рис. 11). Наличие данных минералов на одном горизонте с известняками свидетельствует о высоком латеральном градиенте стрессового давления в метаморфическом обрамлении, которое могло быть только в окружении структур нагнетания. При этом высокое давление в пластичной массе во всем ее объеме поддерживается стрессовым давлением продольного изгиба, существующим в области ниже нейтральной поверхности, т.е. пластичный материал передает высокое давление с нижних горизонтов на верхние. Ширина метаморфического обрамления многократно превышает ширину типичных зон контакто-



го метаморфизма магматических интрузий, что легко объясняется термальной аномалией, предшествовавшей купологенезу. Поднимающаяся пластичная масса вызывает продольный изгиб в породах кровли, для которого характерны условия растяжения. Боковые же породы подвергаются горизонтальному сжатию. Наиболее пластичные в этих условиях породы, прежде всего карбонатные, отжимаются из зоны стресса в зону тектонического покоя, т.е. вверх. Высокие температуры и повышенная флюидонасыщенность пород способствуют росту их пластичности. Деформации пород метаморфического обрамления проходят согласно принципам деформаций структурированной геологической среды [Талицкий, 1991] и вязкостной инверсии [Паталаха, 1971]. Геологические границы метаморфических комплексов проводятся по надвигам, падающим под соседние структуры [Кельман, 1974]. Ранее автор показал, что продольный изгиб и надвиг являются тектонопарой [Кисин, 2005]. Таким образом, имеется достаточно много аргументов в пользу продольного изгиба земной коры, сопровождающегося пластическими деформациями и высокоградиентным метаморфизмом (рис. 12). Описанные выше деформации карбонатных пород хорошо вписываются в данную модель. Позднепалеозойское время метаморфизма хорошо согласуется с коллизионными процессами этого периода на Урале [Пучков, 2000, и др.]. Радиологические возрасты метаморфических пород не противоречат этим построениям. Например, для Мариинского комплекса время гранулитового метаморфизма оценивается 1613 ± 30 млн. лет, а время мигматизации

314 ± 10 млн. лет [Краснобаев, Чередниченко, 2005]. Сохранность «древних» цирконов можно объяснить особенностями постумной реидной тектоники [Леонов, 1997], когда пластичный материал выносит и фрагменты более жестких пород.

Выводы

1. Распространенные в краевых частях Кочкарского и Суундукского антиклинориев мраморизованные битуминозные известняки нижнекаменноугольного возраста слагают крайнюю внешнюю зону соответствующих метаморфических комплексов и являются их неотъемлемой частью. Следовательно, нет оснований считать, что данные метаморфические комплексы являются лишь «фрагментами» зональных метаморфических комплексов или «террейнами».

2. Отсутствие фаунистических остатков в мраморе не может служить основанием для отнесения их к «древним» образованиям. Взаимоотношения мраморов с куполовидными массивами гранито-гнейсов и нижнекаменноугольными известняками, характер деформаций и распределение акцессорных минералов не противоречат возможности их образования по верхнепалеозойским известнякам.

3. Время проявления высокоградиентного метаморфизма в вышеописанных метаморфических комплексах – постнижнекаменноугольное.

4. Куполовидные структуры, сложенные гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами, являлись и центрами термальных куполов; они же были и источниками латерального стресса.

Рис. 12. Схематическая модель развития гранито-гнейсового комплекса, типа Кочкарского, при продольном изгибе коры.

А – упрощенный разрез земной коры на начало коллизии и потеря изгибной устойчивости упругой верхней коры; Б – образование осевого грабена и заполнение его известняками; В – разогрев сиалической коры ниже нейтральной поверхности и выжимание пластичной массы в основание грабена; Г – сформированный гранито-гнейсовый комплекс. НП – нейтральная поверхность продольного изгиба (смена знаков напряжения). Цифры: 1 – граница тепловой аномалии (термального купола); 2 – граница разделяющая направление пластического потока: выше нее поток направлен вверх, ниже – вниз; 3 – область «запертого» пространства, где возникает магматический очаг, дающий интрузии плагиогранитов и гранодиоритов (на схеме не показаны); 4 – область трансформации механической энергии сжатия в тепловую; напряжения и интенсивность теплогенерации прямо пропорциональны расстоянию до нейтральной поверхности; 5 – условная граница пластического потока; 6 – зоны тектонического срыва, внешние границы воздымающихся масс с пластическим потоком в центральной части; 7 – зоны тектонического срыва, обусловленные подъемом пластичной массы; 8 – разогретая пластичная масса; 9 – примерное положение эрозионного среза. Условные обозначения: 1 – известняки; 2 – мраморы; 3 – кристаллические сланцы, амфиболиты; 4 – гнейсы, мигматиты, анатектические граниты; 5 – тектонические нарушения. Пояснения в тексте.

сового давления. Такое давление могло создать только нагнетание разогретого пластичного материала в ядра куполовидных структур.

5. Изложенный фактический материал хорошо укладывается в модель общекоровой положительной складки продольного изгиба.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 04-05-96093урал_а).

Список литературы

Болтыров В.Б., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1973. С. 53-66.

Жабин А.Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М.: Наука, 1971. 167 с.

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

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

Кисин А.Ю. К проблеме надвигов в земной коре // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Мат-лы XXXVIII Тектон. совещ. Т. 1. М., 2005. С. 285-288.

Кисин А.Ю., Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Роль скорости деформации в модели одноосного горизонтального сжатия с изгибом блока верхней коры // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 2. С. 223-225.

Кисин А.Ю., Милицина В.С. О возрасте мраморов и времени метаморфизма в Кочкарском комплексе // Ежегодник-1989. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 47-49.

Кисин А.Ю., Таланцев А.С. Особенности формирования хондрит-тремолитовых прожилков в толще мрамора из района кочкарской гранитной интрузии // Записки ВМО. 1986. № 1. С. 93-99.

Кисин А.Ю., Таланцев А.С. О времени метаморфизма в Кочкарском комплексе // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: Изд-во СГИ, 1990. С. 91-97.

Коротеев В.А., Кисин А.Ю., Сазонов В.Н. Модель формирования складчатых поясов на коллизионном этапе (на основе горизонтального сжатия с

изгибом) // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 4. С. 508-510.

Кравченко Г.Г. Пример пластической деформации известняков в зонах тектонических разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 3. С. 85-96.

Краснобаев А.А., Чердниченко Н.В. Цирконовая геохронология метаморфических пород Мариновского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 4. С. 532-536.

Кузнецов И.Г. «Тектонические жилы» юрских известняков в докембрийских гранитах и кристаллических сланцах Балкарии (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 1. С. 122-133.

Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3-20.

Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Ю.Урал). Л.: Ленинградский госуниверситет. 1965. 164 с.

Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия) // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15-25.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Русин А.И. Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов. Докт. дисс. Екатеринбург, 2004. 519 с.

Сначев В.И., Демин Ю.И., Романовская М.А., Шулькин В.Е. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 120 с.

Соболев И.Д. Восточно-Уральское поднятие // Геология СССР. Т. XII. Ч. 1. Кн. 2. М.: Недра, 1969. С. 114-154.

Талицкий В.Г. Структурные уровни деформаций в земной коре // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка, 1991. С. 297-301.

Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56-71.

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Рампопорт М.С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 151 с.

Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.

Cruden A.R. Deformation during diapiric rise of magma // Acta Univ. Upsal.: Compr. Summ. Uppsala diss. Fac. Sci. 1989. 205. P. 1-15.

Рецензент доктор геол.-мин. наук М.Г. Леонов