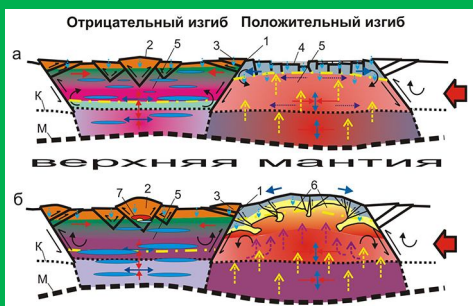
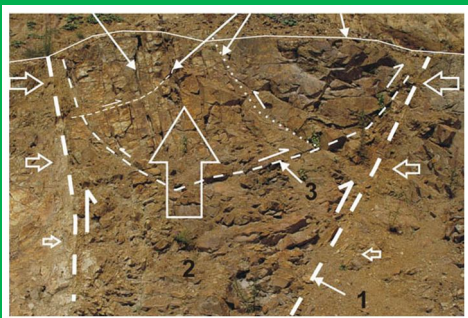


РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РОССИИ

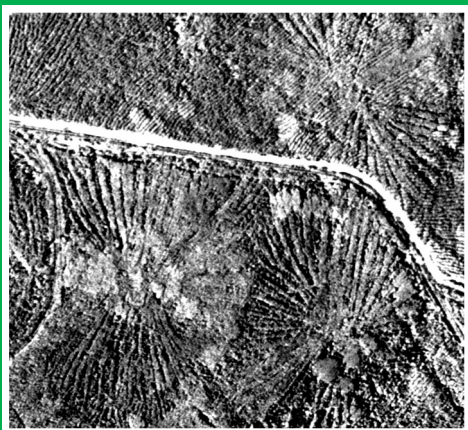


А.Ю. Кисин

В.А. Коротеев



БЛОКОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И РУДОГЕНЕЗ



ЕКАТЕРИНБУРГ

2017

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
им. акад. А.Н. ЗАВАРИЦКОГО**

**РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ
БАЗЫ РОССИИ**

А.Ю. Кисин, В.А. Коротеев

БЛОКОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И РУДОГЕНЕЗ

Екатеринбург 2017

УДК 551.24:553

ББК 26.309.16

Ответственный редактор академик РАН **В.А. Коротеев**

Рецензенты

Доктор геолого-минералогических наук, профессор **В.В. Бабенко**

(Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург)

Доктор геолого-минералогических наук **И.И. Чайковский**

(Горный институт УрО РАН, г. Пермь)

Кисин А.Ю., Коротеев В.А.

Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 349 с.

ISBN 978-5-7691-2493-8

Предложен принципиально новый механизм деформации земной коры при основном горизонтальном сжатии. Такая ситуация возникает, когда массы коры движутся горизонтально, например, при коллизии. Деформации осуществляются тектонопарой «надвиг–продольный изгиб»: кора разделяется на тектонические блоки положительного и отрицательного изгиба. Изгибающие моменты фокусируют механическую энергию сжатия, создавая высокоградиентное напряжение. Но арка не образуется: плита остается квазиплоской. В нижней части блока имеют место высокобарический метаморфизм, фазовые переходы, химические реакции, дегидратация, растворение и другие процессы, ведущие к уменьшению объема. Блок положительного изгиба характеризуется прямым градиентом стрессовых напряжений, обеспечивающим движение флюидов и пластичных горных пород вверх. Флюиды и пластичные горные породы переносят тепловую энергию на верхние горизонты коры и формируют купольные структуры. Купола становятся центрами высокоградиентного метаморфизма в верхней части коры. Блок отрицательного изгиба характеризуется обратным градиентом напряжений, который запрещает движение вещества вверх. Конвективного переноса тепловой энергии нет, что вызывает локальный разогрев нижней части коры. Горячие флюиды выщелачивают из вмещающих пород разные химические элементы и обогащаются рудными компонентами. Может возникнуть магматический очаг. Разгрузка глубинных рудоносных флюидов и магматического очага происходит при снятии стрессовых напряжений. Рудоотложение происходит в верхней холодной части коры, при смешении глубинных флюидов с метеорными или захороненными морскими водами. Теоретическое обоснование и экспериментальное моделирование показывают, что блоковая складчатость коры существует. Эта складчатость почти не проявляется в изгибах коры, и обычно это объясняется блоковой тектоникой. Книга предназначена для специалистов-геологов и геофизиков, занимающихся поиском месторождений разных полезных ископаемых.

Библ. 413.

Рис. 197.

Табл. 12.

Исследования проведены в рамках Гос. Задания по теме «Геология, условия размещения и формирования месторождений важнейших видов минерального сырья в Уральском подвижном поясе» (гос. рег. № 01201257648), при частичной поддержке Проекта Комплексной Программы УрО РАН № 15-11-5-17 «Научные основы наращивания минерально-сырьевой базы Урала по основным видам полезных ископаемых и рациональное недропользование», науч. рук. А.Ю. Кисин.

Kisin A.Yu., Koroteev V.A.

Block folding and oreogenesis. Ekaterinburg: IGG UrB RAS, 2017. 349 p.

ISBN 978-5-7691-2493-8

A fundamentally new mechanism of deformation of the Earth's crust under uniaxial horizontal compression is proposed. This situation occurs when the masses of the crust move horizontally, for example, in a collision. Deformations are carried out by the tectonic pair "thrust fault-buckling": the crust is divided into tectonic blocks of positive and negative folding. Bending moments focus the mechanical energy of compression, creating a high-gradient stress, but the arch is not formed: the plate remains quasi-flat. The lower part of the block is characterized by metamorphism, phase transitions, chemical reactions, dehydration, dissolution and other processes leading to a decrease in volume. The positive bucking block (anticlinorium) is characterized by a direct stress gradient, which ensures the movement of fluids and plastic rocks upward. Fluids and plastic rocks carry thermal energy to the upper horizons of the crust and form dome structures. Domes become centers of high gradient metamorphism of the upper part of the crust. The negative bucking block (synclinorium) is characterized by an inverse stress gradient, which prohibits the movement of material upward. There is no convective heat transfer, which causes a local heating of the lower part of the Earth's crust. Hot fluids leach various chemical elements from the host rocks and become enriched with ore components. A magmatic chamber can form. Unloading of deep ore-bearing fluids and magmatic chamber occurs when stresses are removed. The ore deposition occurs in the upper cold part of the crust during mixing of deep fluids with meteoric or buried seawater. Theoretical justification and experimental modeling show that the block folding of the Earth's crust exists. Such folding almost does not manifest itself in the bending of the crust, which is usually explained by block tectonics. The book is assigned for geologists and geophysicists engaged in the search of various mineral deposits.

Bibl. 413. Fig. 197. Table. 12.

УДК 551.24:553

ББК 26.309.16

ISBN 978-5-7691-2493-8

© УрО РАН, 2017

© ИГГ УрО РАН, 2017

© Кисин А.Ю., Коротеев В.А.

Введение

Как отметил В.И. Смирнов [Смирнов и др., 1981, с. 5], «для образования любого месторождения... требуется вклад крупной дозы энергии». Любое эндогенное месторождение уникально и формируется в результате сложного сочетания различных геологических процессов, для реализации которых необходима энергия. Этой энергии должно быть достаточно для: 1) дестабилизации системы (геологической среды, охватывающей земную кору и верхнюю мантию); 2) мобилизации тех или иных рудных компонентов (химических элементов) в крупных объемах горных пород; 3) их массовой миграции на верхние горизонты коры, доступные для геологоразведочных и горных работ. Этим процессам должны сопутствовать некоторые дополнительные факторы, способствующие: 4) компактному отложению рудного вещества (в промышленных концентрациях и технологически извлекаемом виде); 5) его сохранности при последующих геологических процессах.

Для того чтобы месторождение могло быть обнаружено геологическими методами поисков, оно должно обладать набором поисковых признаков и критериев, из которых одним из важнейших является *структурный контроль*. Следовательно, к пяти названным условиям необходимо добавить еще одно: 6) дестабилизированная тектоническими процессами кора должна приобрести новую структуру, контролирующую распределение месторождений разных полезных ископаемых (МПИ).

Модель блоковой складчатости земной коры, разрабатываемая авторами, обеспечивает выполнение всех условий, необходимых для образования большинства эндогенных месторождений.

Источники энергии для геологических процессов могут быть разными, в зависимости от существующих геодинамических режимов. В условиях горизонтального растяжения привнос тепловой энергии в систему обычно связывается с глубинными, мантийными источниками (справедливо и обратное утверждение: привнос глубинной тепловой энергии в систему вызывает горизонтальное растяжение). В условиях горизонтального сжатия логично связать поступление энергии с тектоническими силами. Судя по масштабам ряда коллизионно-складчатых областей, например Альпийско-Гималайского пояса, здесь могут быть задействованы колоссальные запасы энергии, способные радикально преобразовать литосферу и сформировать месторождения многих полезных ископаемых. Но для этого нужен эффективный механизм, поскольку простое расплющивание при горизонтальном сжатии желаемого результата не даст. Распределение тектонической энергии в земной коре контролируется крупными структурами. Следовательно, они в состоянии контролировать и разные геологические процессы, включая метаморфизм, магматизм и рудообразование. Для прогноза и поисков эндогенных месторождений любых полезных ископаемых важно рассмотрение процесса рудообразования в комплексе со всеми другими геологическими процессами, включая структурирование коры, с которыми они имеют генетические и парагенетические связи. Только в этом случае можно рассчитывать на ожидаемый успех. Результаты исследования, изложенные в данной работе, направлены на разработку те-

оретических основ формирования эндогенных месторождений полезных ископаемых коллизионного и постколлизионного этапов, изучение закономерностей их пространственного размещения в разных тектонических блоках земной коры, определение геологических предпосылок формирования и совершенствование прогнозно-поисковых методов применительно к разным иерархическим уровням. Актуальность исследований приобретает особое значение в связи с истощением запасов эксплуатируемых МПИ и ростом материально-финансовых затрат на поиски и разведку новых.

Методы прогнозирования МПИ развивали многие поколения геологов. Их результативность отражена в создании к концу XX столетия мощной мировой минерально-сырьевой базы. Несомненный успех в этой области имела отечественная геология, обеспечившая страну почти всеми минеральными ресурсами. Надо отметить, что расцвет поисковой геологии XX столетия пришелся на время господства геосинклинальной гипотезы, позднее признанной ошибочной. Такой успех поисковой геологии, по мнению авторов, в значительной степени был обусловлен разработанными прогнозно-поисковыми методами, а также структурным картированием земной коры, с выделением пликативных структур разного порядка (антиклинории и мегасинклинории, с приставкой «мега» или без нее, а также структур более высоких порядков). В основу регионального прогнозирования МПИ заложен анализ именно этих структур земной коры. Однако относительно происхождения самих структур единого мнения среди геологов не сложилось и этот вопрос остается остро дискуссионным и в настоящее время.

Концепция тектонической и реологической расслоенной литосферы и земной коры [Тектоническая расслоенность..., 1980, 1982, 1990; Леонов Ю., 1991; Иванов, 1998; и др.] позволяет объяснить характер деформаций в коллизионном поясе воздействием горизонтальных сил. На этих принципах базируется модель шарьяжно-надвиговой тектоники, подхваченной многими геологами в нашей стране и за рубежом. Но эта концепция чрезвычайно важна и для предлагаемой модели блоковой складчатости [Коротеев и др., 1998; Кисин, 2008а; и др.], также построенной на мобилистских принципах. Она позволяет рассматривать коллизионно-складчатые (мобильные) пояса как крупные области геологического пространства, обладающие строгой многоуровневой внутренней структурой. Тектоническая расслоенность литосферы обусловлена тектоническими силами, природа которых не до конца понятна, но она чрезвычайно важна для модели блоковой складчатости.

Основная цель исследований заключалась в изучении роли блоковой складчатости в структурно-вещественном преобразовании земной коры, подготовке рудогенерирующих и рудовмещающих структур, формировании и закономерности размещения МПИ. Для этого решались следующие задачи.

1. Роль блоковой складчатости:

- в дестабилизации и структурно-вещественных преобразованиях земной коры;
- в подготовке рудовмещающих структур;
- в создании рудомобилизирующих факторов, условий направленного перемещения рудного вещества, его компактного и закономерного отложения на верхних горизонтах коры.

2. Минерагеническая специализация блоков положительного и отрицательного изгибов обусловленная особенностями деформации, составом субстрата и геологической предысторией.

3. Особенности рудной специализации блоковой складчатости мобильных поясов и активизированных участков платформенной коры.

4. Границы использования модели блоковой складчатости для прогнозирования разных МПИ.

Модель блоковой складчатости не имеет аналогов в мире и принципиально отличается от всех имеющихся в этой области разработок. Впервые складчатость показана не в виде синусоидальных изгибов, а в виде блоков, подвергнутых изгибной тектонике, в которых протекают сложные, неравномерные деформации. Кора сохраняет форму плиты, что позволяет ей передавать напряжения сжатия на расстояния. Тектоническая энергия сжатия фокусируется изгибами на относительно небольшие объемы коры, что создает участки ее концентрации, вызывающие дестабилизацию системы и протекание различных геологических и рудообразующих процессов.

Модель блоковой складчатости находится в стадии доработки и проверки фактическим материалом. В представленной монографии приводятся общие представления о блоковой складчатости земной коры, принципах ее функционирования и вытекающих последствиях (структурировании и вещественном преобразовании земной коры, формировании МПИ). Модель блоковой складчатости в хорошо объясняет возникновение и размещение эндогенных месторождений различных полезных ископаемых коллизионного и постколлизионного этапов развития мобильных поясов и зон их динамического влияния смежных платформенных областей.

На разных этапах исследований авторы пользовались консультациями академика РАН Ю.Г. Леонова. Модель общекоровой (блоковой) складчатости обсуждалась с Г.А. Кейльманом (Свердловский горный институт), М.Г. Леоновым (ГИН РАН), В.И. Макаровым (Институт геоэкологии РАН, г. Москва), Ю.К. Щукиным (ВНИИгеофизика), А.М. Никишиным (МГУ), академиком РАН Д.В. Рундквистом, В.И. Вагановым (ЦНИГРИ), В.С. Дружининым (Институт геофизики УрО РАН), В.Н. Сазоновым, В.В. Мурзиным и со многими коллегами по ИГГ УрО РАН. Существенную помощь в сборе фактического материала оказали В.М. Неганов (главный геолог НПО «Пермнефтегеофизика»), В.М. Проворов и Ар.Н. Угрюмов (КамНИИКИГС, г. Пермь), В.М. Горожанин (Институт геологии Уфимского НЦ); в проведении аналитических работ приняли участие А.Б. Макеев, В.И. Силаев, В.П. Филиппов (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН), С.Н. Репина (Институт минералогии УрО РАН), Д.П. Варламов (Институт экспериментальной минералогии РАН) и др. Всем им авторы выражают глубокую благодарность. Особую благодарность авторы выражают В.В. Бабенко (УГГУ) и И.И. Чайковскому, взявшим на себя труд рецензирования данной монографии.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Использование прогнозно-поискового комплекса для выявления МПИ возможно лишь при наличии пространственно-временных закономерностей их формирования. Любой геодинамический режим структурирует геологическую среду по-своему, что находит отражение в структурных ансамблях (парагенезах). В данной работе рассматривается только режим ориентированного горизонтального сжатия, который характерен для коллизионных процессов. Признаками горизонтального сжатия считаются надвиги и некоторые типы складчатости.

1.1. История вопроса

То, что земная кора способна деформироваться, – факт общеизвестный. Полевая геология обладает огромным массивом фактического материала по деформированности как малых геологических объемов, например минерального индивида, так и крупных объемов, отвечающих масштабам регионов, например Урал, Альпы, Аппалачи и другие горные системы. Все эти факты были известны еще в самом начале становления геологии как науки. Вероятно, самым ярким и наглядным примером деформированности земной коры является складчатость осадочных и метаморфических пород.

Складчатость как таковая всегда интересовала исследователей, и по вопросу ее происхождения имеется множество взаимоисключающих мнений, в том числе весьма авторитетных исследователей. Изучение складчатости и вопросов ее образования относилось к основным проблемам геологии со времен ее основания. Исследователи охотно моделируют складчатость как на простых, так и на весьма сложных материалах, и в этой области накоплен большой фактический материал. Правда, все это касается главным образом только складчатости осадочного чехла и некоторых метаморфических пород. Именно эта складчатость является доступной для непосредственного наблюдения на природных объектах и изучена до мельчайших подробностей. По поводу происхождения этой складчатости проводились многочисленные научные форумы разного ранга и неоднократно возникали острые дискуссии и баталии между исследователями. Несмотря на это, исследователи отмечают, что «проблема условий образования складчатости в земной коре является одной из самых старых нерешенных проблем геологии» [Белоусов, 1962, с. 3]. «Наиболее труднообъяснимой особенностью складчатых комплексов является правильная повторяемость в пространстве антиклиналей и синклиналей» [Ажгирей, 1956, с. 181].

Долгое время основную причину образования складчатости связывали либо с вертикальными, либо с горизонтальными движениями земной коры, в зависимости от господствующей в то время геодинамической концепции. Например, в период преобладания «нептунистических идей» складчатость объяснялась вертикальными движениями. Начиная с Эли де Бомона (1829 г.) образование складчатости связывалось со значительными горизонтальными сокращениями поверхности земной коры в рамках главенствующей контракционной концепции развития Земли. Открытие крупных шальражей в Альпах принималось как новое доказательство значительных сокращений

ширины складчатых зон (А. Гейм, М. Люжон, Л. Кобер). С позиций «контракционной гипотезы» горизонтальные (тангенциальные) напряжения сжатия кажутся естественными и понятными: осадочные породы при укорочении слоев (при сжатии вдоль напластования) сминаются в складки разного масштаба. Однако накопление фактического материала выявило неразрешимые противоречия, необъяснимые в рамках контракционной гипотезы. С ее крахом рухнули и представления о связи складчатости с тангенциальным сжатием.

С позиций гипотезы «дрейфа континентов» образование складчатости связывалось с горизонтальным сжатием крупных участков земной коры в результате сближения континентов (Д. Джоли, А. Вегенер, Р. Штауб, Д. Григгс и др.). Во всех этих гипотезах толщина земной коры принималась около 50–100 км.

Пришедшая ей на смену «геосинклинальная гипотеза» ставку сделала опять на вертикальные движения, горизонтальные движения в земной коре считались вторичными. Становление и развитие этой гипотезы совпало по времени с бурным, революционным развитием науки и техники. Интенсивно изучалась геология континентов, прежде всего в отношении перспектив на месторождения наиболее значимых для промышленности полезных ископаемых: энергетическое и агропромышленное сырье, руды черных, цветных и благородных металлов, алмазов и др. Активно разрабатывались методы прогнозирования и оценки месторождений, в которых структурный контроль является одним из ведущих. Составлялись геологические карты разного масштаба и назначений, в основе которых, как правило, лежали геологические структуры. Здесь уместно привести высказывание М.М. Тетяева [1938, с. 5]: «...можно только напомнить, что в основе не только поисков и разведок тех или иных полезных ископаемых, но и методов их эксплуатации лежит понимание структурных отношений данного месторождения и района его распространения». Структурный контроль оруденения стал одним из основополагающих, особенно в нефтегазовой поисковой геологии. В связи с этим изучению складчатости в этот период придавалось весьма большое значение и создавались крупные научные школы и коллективы для исследований складчатости всеми возможными методами. Кроме того, как отметил В.В. Белоусов [1962, с. 3], «значение ее далеко выходит за пределы вопроса складчатости как таковой. От представлений о причинах и механизме складкообразования во многом зависят наши значительно более общие представления о развитии Земли в целом и о характере самых основных процессов, развивающихся в земных недрах». Итогом этих исследований явились современные теории складкообразования.

Геолого-геофизические исследования в последние 100 лет охватили глубокие горизонты коры и внутренние геосферы Земли, включая нижнюю мантию и ядро; переместились с континентов на океаническое дно. К концу XX в. масштабы геологических исследований достигли, вероятно, своего пика. В этот период были сделаны и наиболее крупные геологические открытия, связанные с геологией дна океанов и внутренних геосфер Земли. Выявилось множество фактов латерального перемещения материала. Геосинклинальная гипотеза могла объяснить горизонтальное перемещение вещества лишь гравитационным соскальзыванием с возвышенных участков в пониженные формы рельефа или вертикальным расплющиванием осадочных толщ [Бронгулеев, 1947; Белоусов, 1962; и др.]. В представлениях сторонников гипотезы грави-

тационного тектогенеза, предложенной Э. Хаарманом (1930 г.) и Р. Ван-Беммеленом (1933 г.), складчатость и надвиги образуются в результате оползания и растекания горных масс, приподнятых при вертикальных движениях коры.

Итогом накопления фактического материала, не укладывающегося в рамки геосинклиналиной гипотезы, послужило становление концепции «новой глобальной тектоники» или «тектоники литосферных плит». Если все предыдущие геодинамические гипотезы «проверялись» на объяснении образования складчатости, то плейттектоническая концепция на первых порах ее просто проигнорировала. Лишь позднее, преимущественно в англоязычной литературе, появились понятия типа «тонкокожая и толстокожая тектоника». «Тонкокожая тектоника» и должна была восполнить этот образовавшийся пробел. Ярким выражением подхода к решению проблем образования складчатости с позиций тектоники литосферных плит выступает гипотеза «шарьяжно-надвиговой тектоники», в нашей стране активно развиваемая М.А. Камалетдиновым с соавторами [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов и др., 1981 и др.]. Однако она в состоянии непротиворечиво объяснить только некоторые типы складчатости, связанные с покровно-надвиговыми структурами.

Проблема образования складчатости осталась не до конца решенной, что порождает возникновение новых гипотез. В представлениях Е.П. Успенского [Успенский, 2002, с.3] механизмы образования складчатости в подвижных поясах видятся в следующем. «Восходящие термофлюидные потоки, воздействуя на мантию и земную кору, инициируют магматизм, метаморфизм, фазовые переходы, образование плотностных неоднородностей, изменение состава коры, определяют геодинамику тектоносферы и структурообразование. Ранним стадиям тектонического цикла отвечают условия разогревания, роста объема верхней мантии и растяжения коры. Эта обстановка позже сменяется контракцией мантии, сопровождаемой сжатием земной коры и начальными фазами складкообразования. Кора, сжимаясь, утрачивает проницаемость и аккумулирует остаточное тепло. Разворачиваются гранитизация, метаморфизм с сопутствующими разуплотнением и горизонтальным растеканием материала коры. Максимум деформации пород в стадию инверсии объясняется контрастно различными динамическими обстановками в коре (разуплотнение) и мантийном субстрате». Здесь подкупают простота и кажущаяся логичность. Но такая модель подразумевает симметричность системы, что в реальных складчатых поясах наблюдается редко. Кроме того, эта гипотеза не объясняет линейность структур, возникновение шарьяжно-надвиговой тектоники, горообразования и многое другое.

1.2. Глубинная складчатость

Поскольку визуально или по результатам бурения складчатость обычно наблюдается в слоистых осадочных породах, то большинство исследователей глубину распространения складчатых образований ограничивают мощностью осадочного чехла. Пликативные деформации кристаллического фундамента, особенно участков консолидированной коры, многим исследователям казались невозможными. Предполагалось, что кристаллический фундамент разбит крупными разломами на блоки, вертикальные движения которых вызывают пликативные деформации в осадочном чехле.

Считается, что идея о существовании «глубинной» складчатости принадлежит известному швейцарскому геологу Э. Аргану [Argand, 1922, 1924; Арган, 1935], который, изучая Гималаи, выделил этот тип складчатости и назвал его «складками основания» (складками фундамента). Однако можно указать на идеи А.П. Карпинского, высказанные еще в 1894 г., о динамическом влиянии горных систем на смежные окраины платформенных областей. Хотя он и не сформулировал четкого понятия «глубинная складчатость» или «складчатость фундамента», но они уже присутствовали в его идеях, особенно с 1919 г. Например, широтный перегиб Урала на широте г. Екатеринбурга он объяснял наличием «жесткой глыбы» на смежном участке Русской платформы и давлением со стороны Урала. Здесь имеют место и горизонтальное движение, и деформация фундамента.

Образование «складок основания» Э. Арган связывал с «горизонтальными подкорковыми течениями», из-за чего на поверхности образовывались *вздутия* и *опускания*, в результате которых возникала *гравитационная, покровная складчатость*. Идея получила поддержку некоторых известных геологов, но активно не обсуждалась и строгого теоретического развития не получила. В нашей стране наиболее последовательным сторонником ее был, вероятно, С.С. Шульц [1948, 1979], который отстаивал даже сам термин «складчатость основания», считая, что он раскрывает саму суть явления. Он развивал эту идею применительно к Тянь-Шаню [Шульц, 1948], а затем и к платформенным областям [Шульц, 1979]. С.С. Шульц считал, что в большинстве своем *платформенные структурные формы связаны с длительно и направленно развивающимися короблениями земной коры эпейрогенического типа*, являющимися по существу конседиментационными и конденудационными складками, или «изгибами основания». Но происхождение «складок основания» он связывал с *вертикальными* движениями, которые осложнялись гравитационной покровной складчатостью, что принципиально отличает их от «складок основания» Э. Аргана, объясняющего их возникновение «горизонтальными течениями».

Причиной неприятия идеи Э. Аргана широкой геологической общественностью в то время послужило, вероятно, господство геосинклинальной гипотезы, в основе которой преобладали вертикальные движения. Это, например, следует из высказываний авторитетного тектониста того времени В.В. Белоусова [1962, с. 4]: «Некоторые более новые общие представления о развитии земной коры, например такие, как разнообразные гипотезы горизонтальных перемещений материков или подкорковых течений, не дали ничего нового для проблемы происхождения складчатости, поскольку они, как и контракционная гипотеза, продолжали связывать ее только с явлениями горизонтального сжатия в земной коре». Понятие «глубинная складчатость» закрепилось за складчатостью глубоко метаморфизованных пород. В частности, В.В. Белоусов [1962, с. 4] пишет: «Складчатость глубинная или метаморфическая играет очень большую роль в глубоких частях складчатых зон. Механизм ее образования требует, несомненно, больших дальнейших исследований для своего объяснения. Но не подлежит сомнению, что она связана с явлением всплывания внутри покрывающих толщ гранитных, гранитогнейсовых или мигматитовых куполов или валов, а также куполов или валов, сложенных метаморфическими сланцами. Предполагается, что в процессе гранитизации и регионального метаморфизма плотность пород, в результате насыще-

ния их газами и парами, уменьшается, что и является механической причиной всплытия. Создаются огромные ядра нагнетания (глубинного происхождения), внутри которых слои подвергаются тесно сжатой изоклиальной складчатости, подобной той, которая наблюдается в ядрах соляных диапиров».

Идея «складчатости основания» привлекала и другого известного тектониста Г.Д. Ажгирея [1956, с. 171], который счел правильнее ее называть «складками коры». И хотя в это время общепризнанными считались вертикальные складкообразующие движения земной коры, он констатировал, что «наиболее труднообъяснимой особенностью складчатых комплексов является правильная повторяемость в пространстве антиклиналей и синклиналей. С одной стороны, выяснилась несостоятельность старых представлений об упругом изгибании слоев под действием тангенциальных сил. С другой стороны, попытки привлечь к объяснению генезиса складок волновые гипотезы, выдвинутые С. Тромпом (1939 г.) и В.Н. Даниловичем (1959 г.), и гипотезы раздавливания, выдвинутые В.В. Белоусовым, также не нашли признания». Излагает он и свое виденье решения данной проблемы: «Видимо, при типичном геосинклинальном складкообразовании, в основе своей являющемся сколовым, имеет место взаимодействие, по крайней мере, двух факторов – *общего тангенциального сжатия в земной коре и вертикально ориентированных сил, вызванных напором восходящих потоков пластического вещества, движущихся с различной скоростью*. При этом, как показывают все анализировавшиеся выше факты, *ведущая роль принадлежит силам тангенциального сжатия*» [Ажгирей, 1956, с. 181–182. Курсив наш – А. К., В. К.].

Итак, Г.Д. Ажгирей, понимая реальность существования коровой складчатости, несмотря на разные критические замечания по поводу роли тангенциального сжатия в ее образовании, тем не менее не увидел альтернативы горизонтальным силам. Но добавил к ним «восходящие потоки пластического вещества». Хотя генетическая природа этих восходящих потоков не раскрывается, но Г.Д. Ажгирей прямо указывает, что причиной возникновения коровой складчатости послужила «ведущая роль» тангенциального сжатия. Надо заметить, что эти мысли, высказанные А.Г. Ажгиреем в середине прошлого века, очень близки к модели блоковой складчатости, излагаемой в данной работе, о которой речь идет в следующей главе. Более того, Г.Д. Ажгирей отмечает, что «возможно, складки коры в зародышах имеются также на платформах, но вопрос этот нельзя считать выясненным» [1956, с. 171]. Забегая вперед, заметим, что согласно модельным построениям перед фронтом завершенной блоковой складчатости всегда располагается область незавершенной складчатости. Завершенная складчатость прежде возникнет в мобильном поясе, а перед ней на платформе в это время будет существовать незавершенная складчатость. Здесь уместно напомнить высказывание известного польского геолога В. Ярошевского. «Распространен взгляд, что складки горизонтального сжатия не могут возникать в платформенных областях из-за неспособности жесткого фундамента к сокращению и неспособности чехла передавать на большие расстояния соответствующие нажимы. Однако *изучение стилолитов доказывает, что существует возможность сравнительно большого тектонического сокращения таких областей*» [Ярошевский, 1981, с. 218. Курсив наш – А. К., В. К.].

Мысли Г.Д. Ажгирея во многом разделял и другой крупный отечественный геолог – Н.П. Кропоткин [1950]. В представлениях о происхождении складчатости он по-

пытался примирить два противоборствующих начала: вертикальные и горизонтальные движения. Вертикальные, или колебательные, движения, по его мнению, ответственны за формирование крупных волнообразных изгибов земной коры. При этом подчеркиваются две особенности этих движений: 1) сочетание смежных участков одновременного опускания и поднятия коры; 2) многократная перемена знака движения при сохранении общей тенденции к поднятию или опусканию (принцип унаследованности Н.С. Шатского). П.Н. Кропоткин пишет: «Имеются две группы фактов, приводящих к выводам, которые на первый взгляд кажутся противоположными. Складки изгибания, явления дисгармонии и образование надвигов указывают на большую роль бокового давления и на сокращение поверхности складчатой зоны. С другой стороны, характерные особенности складок течения, форма самих складчатых зон, их слепые окончания и крутые дугообразные изгибы по простиранию, равно как и связь складчатости с глубинными тектоническими процессами, приводят к выводу, что *сокращение поверхности складчатых зон было весьма незначительно*. Это противоречие снимается, если рассматривать сложную складчатость и надвиги как *результат пластического выжимания вещества* в сравнительно узких, наиболее активных тектонических зонах земной оболочки, уходящих на большую глубину» [Кропоткин, 1950, с. 7; Курсив наш – А. К., В. К.]. Из данной цитаты следует, что складки и надвиги образовались в результате пластических деформаций и выжимания материала из глубины, при «весьма незначительном» горизонтальном сокращении площади. Это может показаться похожим на разрабатываемую нами модель блоковой складчатости. Но у П.Н. Кропоткина *выжимание* и *складчатость течения* возникают при горизонтальном сжатии «узкого» участка земной коры с вертикальным размахом, значительно превышающим его ширину. Однако соотношение ширины реальные складчатых поясов и толщины земной коры имеют противоположные соотношения. Кроме того, здесь нет и упоминаний о нейтральной поверхности, изгибающих моментах, градиентном поле напряжений и прочих признаках складчатости продольного изгиба. Это больше соответствует понятию «тектонический или пластический поток». Но некоторые особенности природной складчатости, отмеченные П.Н. Кропоткиным [1950], использованы и в наших построениях. Из этих особенностей отметим «*локальность проявления складчатости*» в пространстве (в узких зонах на границе поднятий и опусканий) и во времени (начинается на границе периода поднятия и развивается в зависимости от его роста). Забегая вперед, отметим, что в модели блоковой складчатости первое можно увязать с околонадвиговыми клинодислокациями (краевые валы), а последнее – с утолщением коры при горизонтальном сжатии. В данной модели имеется несколько вариантов или типов складчатости, но из описаний П.Н. Кропоткина [1950] нет ясности, о какой складчатости идет речь. Далее он отмечает *миграцию складчатости*, которая связывается с ростом и расширением поднятия: складчатость перемещается на участки коры, ранее не деформированные. В рамках модели блоковой складчатости подобное охватывание складчатостью ранее недеформированных участков коры вполне естественное, поскольку фронт деформаций непрерывно продвигается. «Этим наблюдениями опровергается широко распространенное мнение о том, что кристаллический фундамент складчатых структур вообще не участвует в пликтивных дислокациях и реагирует на них главным образом расколами. Такое ошибочное мнение

возникло вследствие того, что выступы древнего основания нередко ограничены разрывами и обнажаются главным образом в антиклинальных ядрах крупных структур, не участвовавших в позднейшей складчатости лишь потому, что самый процесс складчатости, мигрируя, отодвинулся от этих ядер к краям структур, в сторону соседних геосинклинальных прогибов» [Кропоткин, 1950, с. 14]. Считая, что складчатость по своему происхождению является сколовой, т. е. вызвана течением вещества параллельно осевым плоскостям складок, П.Н. Кропоткин [1950] делает заключение, что *слоистая модель для образования складчатости не обязательна*. Подобных взглядов придерживались и некоторые другие исследователи [Ажгирей, 1956; Кэри, 1991; и др.]. Для модели блоковой складчатости данные представления об обязательности или необязательности слоистости среды решающего значения не имеют, поскольку сама кора полностью отвечает понятию слоистой, реологически расслоенной модели. Наличие или отсутствие в ее составе крупных блоков массивных пород существа не меняет и сказывается лишь на деталях.

К 60–80-м гг. прошлого столетия среди исследователей сложились представления о многоуровневом проявлении складчатости в земной коре. В.В. Белоусов складчатость разных глубинных уровней характеризует так: «Можно составить и предварительное представление об изменении характера деформаций пород с глубиной. На глубине располагается этаж глубинной складчатости, связанный с явлениями гранитизации и регионального метаморфизма. Выше можно предполагать наличие этажа глыбовых движений в земной коре, которая как на клавиши разделена на отдельные блоки. Наконец, в самом верхнем этаже, в результате воздействия блоковых движений на покрывающие породы, образуется складчатость глыбовая, нагнетания и общего смятия... Изучение связи поверхностной тектоники с глубинной явится ключом к выяснению основных причин складкообразования» [Белоусов, 1962, с. 7].

Такие представления разделяли и другие исследователи. А.А. Сорский, на основании изучения складчатости на Кавказе отмечает: «Все... типы складчатости, развитые в пределах ядра мегантиклинория Восточного Кавказа и его крыльев... обусловлены вертикальными тектоническими движениями, по-разному трансформировавшимися на различных структурно-исторических этажах или уровнях. Сложная складчатость осевой зоны, характеризующаяся наибольшей интенсивностью и дисгармонией, обязана образованию *диапироподобного ядра выжимания*. Это диапироподобное ядро, отвечающее в историческом аспекте центральному поднятию внутри интрагеосинклинали, разрастается в течение альпийского цикла, *оттесняет в стороны* образовавшиеся краевые прогибы и оказывает боковое давление на толщи, отлагающиеся в этих прогибах. Вследствие асимметрии первичного бассейна оно является также асимметричным... Максимум поднятия все время приходится на осевую зону мегантиклинория, а крылья ступенчато следуют за этим поднятием» [1962, с. 39. Курсив наш – А. К., В. К.].

Некоторые исследователи считают, что складчатым деформациям подвержен фундамент коры не только в мобильных поясах, но и в платформенных областях. Например, Ф.Н. Юдахин с соавторами пишут, что на территории ВЕП «...мы имеем дело... с очень пологими изгибами больших или меньших толщ верхней части земной коры и ее поверхности, которые характеризуются уклонами всего лишь первые

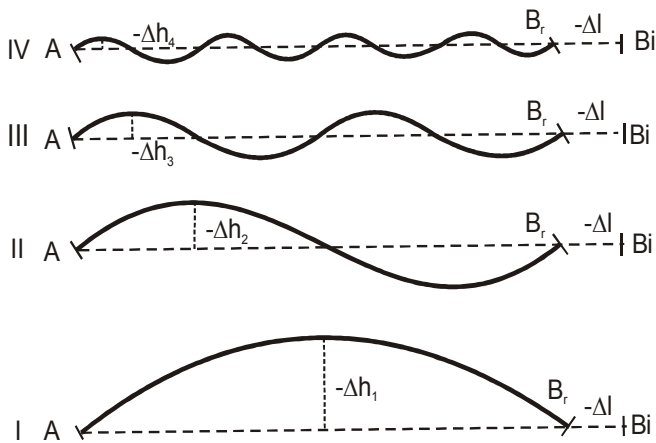


Рис. 1.1. Зависимость высоты (топографического эффекта $\pm \Delta h$) изгибных деформаций от их частоты (ширины) при одном и том же сокращении ($-\Delta l$) земной коры [Юдахин и др., 2003].

Штриховые линии – исходное положение

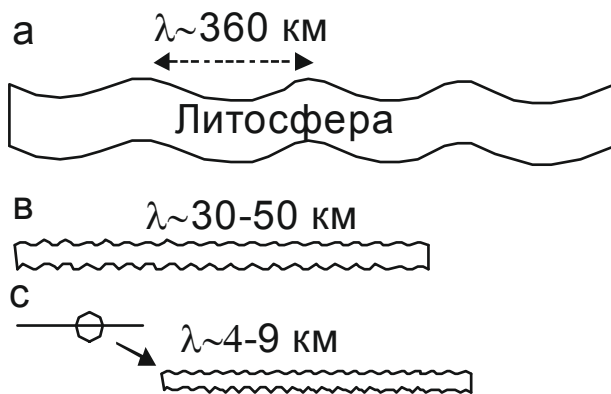


Рис. 1.2. Литосферная (а), коровая (в) и верхнекоровая (с) складчатости [Никишин, 2002]

минуты». [2003, с. 148]. Здесь «широко распространены и, кажется, не подвергаются сомнению *изгибы фундамента большого радиуса кривизны*, которым отвечают своды, валы и другие формы» [Юдахин и др., 2003, с. 149. Курсив наш – А. К., В. К.]. «Относительная роль пликативных и дизъюнктивных форм в новейших структурах платформенных территорий является актуальной проблемой, нуждающейся в дальнейшем изучении. Во всяком случае, **представления о жесткости (стабильности) земной коры платформ и блоковом характере их новейших структур не являются исчерпывающими**» [Юдахин и др., 2003, с. 149–150. Курсив наш – А. К., В. К.]. Именно шириной складки объясняется ее большая амплитуда ($\pm 3-3,5$ км размах) (высокогорный рельеф) (рис. 1.1). Эта идея «*складок коры большого радиуса кривизны* и большой ширины» является наиболее популярной среди сторонников пликативных деформаций земной коры [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Никишин, 2002; Лобковский и др., 2004; Molnar, Tapponier, 1975; и др.] (рис. 1.2). Некоторые исследователи считают, что и литосфера способна деформироваться подобным способом, а ширину зоны компрессионного синколлизийного стресса Альпийско-Гималайского пояса на регионы Европы и Азии оценивают в 1–3 тыс. км [Argand, 1924; Molnar, Tapponier, 1975; Zeigler et al., 1995; Никишин, 2002; Лобковский и др., 2004; и др.].

1.3. Экспериментальные исследования складкообразования

Экспериментальные исследования складкообразования проводили многие исследователи (D.L. Anderson, M.F. Biot, H. Ramberg, M. Smoluchowski, B. Willis, В.В. Белоусов, М.В. Гзовский, М.А. Гончаров и др.). Корни их уходят в далекое прошлое геологии как науки. Экспериментальные исследования привели главным образом к современному пониманию образования складчатости. Здесь отметим только наиболее значимые исследования, не потерявшие значение до настоящего времени.

Б. Виллис [Willis, 1892] провел серию экспериментов на восковых моделях по воссозданию механизма образования Аппалачей. На результатах этих экспериментов он ввел понятия «компетентных» и «некомпетентных» слоев. При горизонтальном сжатии компетентный слой изгибается, образует антиклинальное поднятие, которое растет до тех пор, пока этот слой способен приподнимать вышележащую толщу пород. Достигнув такого предела, слой деформируется в более мелкие складки. «Компетентность» слоя – понятие относительное, оно используется применительно к вмещающей среде. Такое разделение исследователями слоистой толщи на «компетентные» и «некомпетентные» слои сохранилось до настоящего времени. В.В. Белоусов [Методы..., 1988] подверг сомнению необходимость подобного деления, считая, что для складкообразования достаточно возможности межслоевого проскальзывания. Х. Рамберг [1985] на основании экспериментальных данных и математических расчетов пришел к выводу, что складчатость в земной коре связана не с горизонтальными сжимающими силами, а с вертикальными силами гравитации.

В нашей стране экспериментальное моделирование складчатости связывается с двумя крупными коллективами, одним из которых руководил М.В. Гзовский, вторым – В.В. Белоусов. Экспериментируя с глиняными моделями, М.В. Гзовский [1975] показал, что такая модель не способна передавать напряжения сжатия на расстояние. В экспериментах получался только один положительный изгиб, что привело данного исследователя к выводу, что в природе преобладает складчатость поперечного изгиба. К близким выводам пришел и В.В. Белоусов, который предположил, что складчатость земной коры связана с адвективными течениями (гравитационным всплыванием). Идеи В.В. Белоусова получили развитие в разработках М.Г. Гончарова [1988], который на основании многочисленных экспериментов обосновал и предложил «термофлюидную адвективную» концепцию геосинклинального складкообразования. Под термином «адвекция» понимается ограниченная конвекция. Суть ее заключается в том, что сильно обводненные осадочные толщи прогреваются за счет глубинного «теплового импульса», увеличиваются в объеме, в результате чего происходит инверсия плотностей. Нижние «легкие» толщи «всплывают», а верхние – испытывают компенсационное погружение. В результате образуется весьма сложная складчатость, имеющая большое сходство с природной складчатостью (рис. 1.3). По мнению автора концепции, она лишена тех крайностей суждения, которые характерны для моделей, основанных либо только на горизонтальных движениях [Камалетдинов и др., 1981], либо только на вертикальных [Паталаха, 1981]. Данная концепция получила большую популярность, и многие исследователи стали связывать складчатость с гравитационным всплыванием (диапиризмом) легких масс.

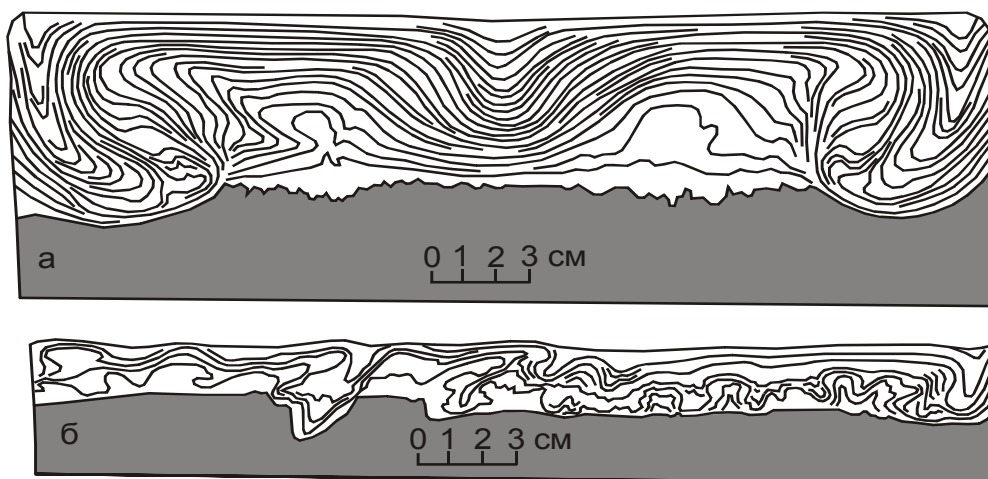


Рис. 1.3. Адвективная складчатость в слоистой толще, подстилаемой пластичным и более тяжелым фундаментом [Гончаров, 1988]

В.В. Эз [1985] на основании структурного картирования метаморфических комплексов и экспериментальных исследований предложил существование конвективной ячейки в земной коре (рис. 1.4). Причиной кругового движения вещества называется всплывание разогретых глубинных масс. По существу это та же «адвективная складчатость» и диапиризм. Заметим, что направления стрелок на рис. 1.4а полностью соответствуют напряжениям сжатия и растяжения при продольном изгибе.

В.Н. Ларин и С.В. Руженцев [1975] провели эксперименты по моделированию покровной складчатости на пластилиновых моделях, которые разогревали до состояния, близкого к плавлению, и укладывали на бумажные полоски. Затем последние затягивали вниз в щелевое отверстие под центральной частью модели, что имитировало сокращение ее основания. Образовавшаяся таким путем складчатость, по мнению цитируемых исследователей, хорошо объясняет структуры типа Большого Кавказа и Альп.

Характер распределения главных и касательных напряжений при продольном изгибе экспериментально исследовали П.Н. Бондаренко и И.В. Лучицкий [1969]. Резуль-

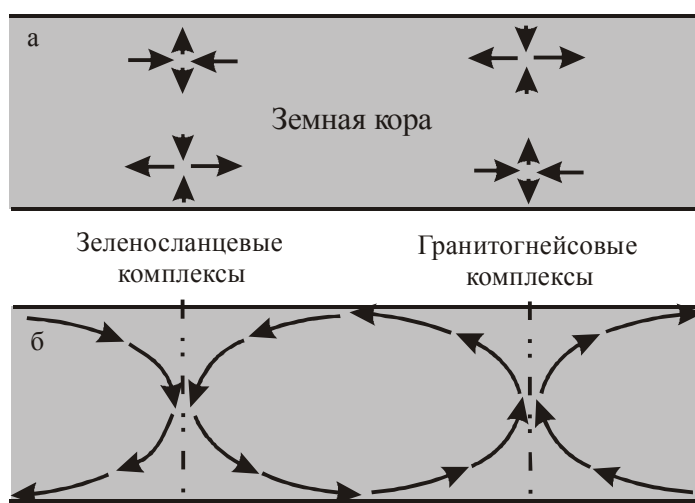


Рис. 1.4. Схема главных осей напряжений в разрезе земной коры при блоковой складчатости (а) и направление движения материала при деформациях (б) [Эз, 1985]

таты их экспериментов обсуждаются в главе 2. В научной литературе приводятся результаты экспериментальных исследований многих ученых. Изложены и математические модели. О некоторых из них говорится в следующих главах. Здесь же мы ограничимся указанными сведениями, поскольку данная работа посвящена проблеме коровой складчатости, а не складчатости вообще.

1.4. Строение и состав земной коры

На основании анализа имеющегося фактического материала и состояния современных взглядов на строение и развитие земной коры Ф.Н. Юдахин с соавторами [2003] пришли к выводу, что единой теории Земли еще нет или она только складывается. Судя по тематике научных конференций по геодинамике и геотектонике, проходящих в нашей стране и за рубежом, изучение внутреннего строения Земли и отдельных ее геосфер является приоритетным направлением современных геологических исследований. Н.С. Шатский пишет: «Следует отметить, что наши представления о земной коре были определены только в первой половине XIX в., когда земная кора рисовалась в виде пленки на огненно-жидком ядре, или в первое десятилетие XX в., когда гетерогенная кора представлялась плавающей на однородном базальтовом субстрате. Новейшие успехи геофизики, особенно сейсмологии, опрокидывают эти упрощенные представления и указывают на возможную связь поверхностных движений с огромными глубинами Земли, измеряемыми, по крайней мере, несколькими сотнями километров. В свете этих новых данных прежние представления о земной коре теряют свой смысл. Возникают представления о более тесной связи коры с глубокими слоями мантии, о неоднородности не только сиалического слоя, но и глубоких частей Земли» [1947, с. 9]. За прошедший период актуальность данного высказывания этого выдающегося геолога только возросла. Представления исследователей о внутреннем строении Земли и ее различных геосфер непрерывно развиваются и меняются. И особое положение в процессе изучения Земли занимает земная кора, единственная из твердых геосфер доступная для прямых наблюдений и исследований.

Далее кратко рассмотрены эволюция взглядов на строение земной коры и современные представления по данной проблеме. Более детальные обобщения развития этого процесса даны И.А. Резановым [2002] и в работе «Фундаментальные проблемы...» [2003], которые в основном и легли в приведенный обзор.

Считается, что первые представления о слоистом строении Земли зарождались еще несколько веков назад в различных гипотезах и представлениях, основанных на идеях гелиоцентризма, шарообразной форме планеты, ее неравномерном охлаждении и ротационных явлениях. Однако до возникновения геофизических методов исследований они не имели почвы для развития и были чисто умозрительными. Правильнее будет считать началом развития представлений о глубинном строении Земли время появления геофизических методов исследований. Только с их возникновением стал накапливаться фактический материал о действительно слоистом строении земной коры. Основными вехами развития современных представлений о глубинном строении Земли можно, вероятно, считать следующие. В 1875 г. Э. Зюсс ввел понятие «литосфера».

В 1909 г. хорватский геофизик А. Мохоровичич выделил внутри «литосферы» геофизическую границу, получившую его имя и отождествляемую с подошвой земной коры. Несколько позднее, в 1923 г., была выделена граница Конрада. В результате анализа и обобщения накопленного фактического материала Г. Джеффрис в 1926 г. предложил двухслойное строение земной коры, выделив верхний – *гранитный* – слой и нижний – *базальтовый*, разделенные границей Конрада. Такое разделение земной коры оказалось весьма удачным и сохраняло популярность почти до настоящих дней.

Сейсмическое зондирование континентальной литосферы позволило представить ее разрез в виде четырех основных слоев, условно названных (сверху вниз) *осадочно-вулканогенным, гранитным, базальтовым и перидотитовым*. Первые три слоя относятся к земной коре, а третий – представляет верхнюю мантию. Высказывались мнения и об ином количестве и составе слоев в земной коре. По вариациям физических свойств было выяснено также, что вещественный состав каждого из выделенных слоев более разнообразен, чем отражено в их названии. Главной структурной особенностью литосферных слоев служит чередование участков увеличенной и уменьшенной мощности, что объясняется явлениями горизонтального сжатия, скупивания и подъема масс для первого случая либо горизонтальным растяжением, деструкцией и проседанием для второго [Суворов, 2001].

Природа литосферных слоев трактуется различно. Высказывались мнения об их *стратиграфической* природе с изменяющимся вещественным составом [Годин, 1962], *фронтах метаморфизма* [Резниченко, Косминская, 1963; Борисов, 1963], *фазовых переходах* [Белоусов, 1966; Green, Ringwood, 1967], *изменениях физических свойств* гетерогенной среды в результате возрастающей с глубиной нагрузки вышележащих толщ [Афанасьев, 1967].

1.5. Тектоническая и реологическая расслоенность земной коры

Одними из условий реализации механизма продольного изгиба земной коры, по нашим представлениям, являются ее слоистое строение, повышенная пластичность нижних горизонтов и возможность горизонтального проскальзывания по некоторым внутрикоровым границам. Хотя необходимость слоистого строения толщ для развития продольного изгиба П.Н. Кропоткин [1950] и Г.Д. Ажгирей [1956] считают необязательной. По их мнению, изгиб может развиваться и в массивных породах. В.В. Белоусов [1988] полагает, что для продольного изгиба важно не столько разделение на компетентные и некомпетентные слои, сколько способность проскальзывания слоев относительно друг друга. В нашем случае под слоистостью понимается прежде всего то, что кора имеет толщину, а другие два измерения ограничений не имеют. При этом по толщине кора может быть слоистая, но мощность и количество слоев принципиальной роли при изгибе коры не играют. Повышенная же пластичность нижней части коры относительно верхней совершенно необходима для развития продольного изгиба коры.

Как отмечает Ю.М. Пушаровский [2005], в настоящее время выделяется несколько мобилистских подходов, отличающихся от касающихся тектоники плит. Один из них – «глубоко разработанное учение о тектонической расслоенности литосферы»,

возникшее и проработанное в Геологическом институте РАН в конце XX столетия [Пейве, 1961; Тектоническая расслоенность..., 1980, 1982, 1990; Иванов С., 1990; Леонов Ю., 1991; и др.]. «Сущность учения состоит в том, что литосферные неоднородности, вещественные, реологические и геофизические, при тектонических импульсах создают условия для латеральных срывов или тектонического течения как поверхностных, так и глубинных масс (литопластин), движущихся с разными скоростями. Следствиями такого движения являются формирование ансамблей тектонического скучивания в одних местах и зон растяжения в других, общая перестройка тектонического плана, проскальзывание литопластин и даже земных оболочек одних относительно других. Движение происходит на разных мантийных и коровых уровнях в подавляющей массе по астенослоям и астенолинзам. Отсюда видно отличие модели тектонической расслоенности литосферы от модели тектоники плит, предполагающей целостное перемещение тектонически пассивных литосферных плит» [Пушаровский, 2005, с. 223]. В этой цитате отражена сущность концепции тектонической расслоенности литосферы, которая заключается во внутренней подвижности литосферы и земной коры в частности. Это позволяет искать объяснения образования многих коровых структур с позиций внутриплитной тектоники, что чрезвычайно важно для развития учения о геологии месторождений полезных ископаемых.

Геологическими признаками тектонической расслоенности являются: *сорванные покровы, системы типа «фронтальный надвиг – тыловой раздвиг», комплексы параллельных даек диабазов, пластические деформации, тектонические брекчи*. Тектонические движения в твердой земной коре осуществляются либо пластическим течением вещества внутри слоев, либо разрывно-глыбовыми перемещениями. Структурный план в разрезе литосферы существенно изменяется с переходом от одного слоя к другому.

Авторы примеряли модель блоковой складчатости земной коры к различным геотектоническим концепциям и гипотезам. Только в концепцию реологической и тектонической расслоенности литосферы она поместилась как в естественную среду. Особенно конформно она укладывается в представления о реологической и тектонической расслоенности земной коры в изложении Ю.Г. Леонова [1991, 1994, 1995 и др.], основные положения которых приводятся далее.

«О расслоенности... можно говорить в двух аспектах: во-первых, как о реологической расслоенности, которая... служит предпосылкой возможного возникновения структурной расслоенности, и, во-вторых, как о структурной, т. е. реализованной в тектоническом смысле, расслоенности, которая... определяется дифференцированной реакцией вещества литосферы на приложенные тектонические усилия» [Леонов Ю., 1991, с. 3]. Из этой цитаты следует, что тектоническая и реологическая расслоенность литосферы парагенетически связаны, взаимно дополняют друг друга и их целесообразно рассматривать совместно. Ю.Г. Леонов условно делит земную кору на верхнюю и нижнюю. Методами отраженных волн с высокой разрешающей способностью выявлено, что верхняя кора в целом сейсмически более прозрачная и однородная, а нижняя кора (до границы Мохо), напротив, сейсмически слоистая, с обилием *субгоризонтальных* отражающих площадок. Пологие отражающие площадки наблюдаются и в верхней коре, но для нее больше характерны круто наклоненные пло-

щадки, образующие сложный структурный рисунок, отражающие глубинное строение картируемых на поверхности крупных геологических структур. Характерная мощность верхней коры платформенных областей составляет 20–25 км, а нижней коры – 10–20 км. Верхняя и нижняя границы нижней коры достаточно отчетливые, особенно граница Мохо.

Анализируя имеющийся фактический материал и различные мнения о причинах возникновения отражений в нижней коре, Ю.Г. Леонов пришел к выводу, что они образовались в результате многочисленных срывов. «Имеются... серьезные основания... рассматривать отражающие площадки в сейсмически слоистой нижней коре как следы срывов (вязких разрывов), а всю толщу нижней коры – как крупнейший горизонт срыва» [Леонов Ю., 1991, с. 9].

Разделение земной коры на верхнюю и нижнюю отчетливо проявлено и в ее реологических свойствах. Результаты экспериментальных исследований по деформации пород и минералов при различных параметрах (температуре, всестороннем давлении, избыточном давлении, наличии флюидов и т. п.) и теоретические расчеты показывают, что нижняя кора характеризуется повышенной пластичностью по сравнению с верхней корой и подстилающей мантией. Модели реологической расслоенности земной коры разных авторов различаются в деталях, но в главном аналогичны. Границы тектонически расслоенной коры и реологической ее расслоенности очень близки. Нижняя кора «является местом потенциально наиболее вероятных крупномасштабных срывов, дисгармонии, проскальзывания и т. д.» [Леонов Ю., 1991, с. 12]. Нижняя кора в цитируемой работе рассматривается как нижний базовый уровень дисгармонии, ограничивающий коровые структуры снизу. Иначе говоря, нижняя кора обеспечивает известную автономность тектонического развития земной коры, т. е. «... бескорневого по отношению к подкоровым горизонтам характера платформенных структур (или определенной части платформенных структур)» [Леонов Ю., 1991, с. 17].

Именно такая реологически расслоенная кора соответствует условиям, необходимым для образования блоковой складчатости, при наличии ориентированных горизонтальных сжимающих напряжений. Существование таких сил для настоящего времени подтверждено инструментальными методами. Макро-, мезо- и микроструктурными методами реконструируются поля палеонапряжений. Мониторинг современного напряженного состояния фиксирует, по образному выражению Ю.Г. Леонова [1995], «моментальную» геодинамическую обстановку сегодняшнего дня, тогда как в деформациях коры запечатлена вся история накопления этих деформаций (суммированные деформации).

По имеющимся фактическим материалам внутриплитные области в настоящее время характеризуются режимом ориентированного горизонтального сжатия. Об источниках сжимающих сил среди исследователей единого мнения нет. Ю.Г. Леонов [1995] приводит обзор мнений по данному вопросу и их критический анализ. Среди них перечисляются: 1) нагрузка на поверхность литосферы; 2) локальные гравитационные неоднородности; 3) силы, возникающие при изгибах различного масштаба и природы, мембранные силы (при движении плиты по поверхности геоида); 4) силы, связанные с взаимодействием движущихся плит; 5) ротационные силы и силы, связанные с небесной механикой. В реальной геологической среде все эти силы могут

действовать одновременно, создавая суммарный эффект. Большинство этих сил, по оценке Ю.Г. Леонова, слишком малы, для того чтобы быть доминирующими. «Источник напряженного состояния остается искать в силах тектонической природы и к тому же достаточно крупного, скорее всего, глобального масштаба» [Леонов Ю., 1995, с. 8]. В результате такого анализа Ю.Г. Леонов пришел к выводу, что внутриплитные сжимающие напряжения обусловлены давлением коллизионных систем. «Напряжения, обусловленные действием коллизионных сил, прослеживаются в глубь плиты на расстояние до тысячи с лишним километров в Европе и не менее тысячи – полутора тысяч километров на территории Китая» [Леонов Ю., 1995, с. 9]. Причину возникновения коллизионных сил мы здесь не рассматриваем. Приведем только еще одну цитату из данной работы: «реологическая и тектоническая расслоенность литосферы (и коры), скорее всего, ограничивает возможность прямой передачи сил, обусловленных подлитосферными (и подкоровыми) процессами» [Леонов Ю., 1995, с. 10]. Это значит, что проблема напряжений в земной коре имеет более сложную природу и, вероятно, не может быть решена только с позиций современной концепции тектоники литосферных плит.

1.6. Подвижность земной коры

Подвижность пород земной коры, т. е. ее способность деформироваться, является обязательным условием для возникновения блоковой складчатости. О подвижности земной коры, в том числе консолидированной, имеется множество публикаций в научной литературе [Кинг, 1967; Carey, 1971; Тектоническая расслоенность..., 1980, 1982, 1990; Леонов М., 1991, 1997, 1999, 2001, 2008; Леонов М., Леонов Ю., 2002; Геншафт, 1996; Колодяжный, 2006; и др.], и мы не будем их здесь пересказывать. Фактического материала по этому вопросу накоплено большое количество, часть которого излагается и в данной работе.

Деформации макроскопической сплошной среды изучает наука *реология* (наука о течении). *Деформацией* тела называется изменение конфигурации множества точек сплошной среды в ответ на приложенные к телу сдвиговые напряжения. Любую деформацию вещества, кроме разрушения, не исчезающую мгновенно после снятия нагрузки, называют *пластическим течением*. Оно проявляется как межзерновое скольжение, трансляционное скольжение по кристаллографическим плоскостям зерен, растворение и переотложение вещества и т. д. Известно, что при определенных условиях горные породы способны неограниченно пластически деформироваться без нарушения сплошности. К важнейшим физическим параметрам, определяющим способность горных пород к пластическому течению в геологических условиях, относятся литостатическая нагрузка, всестороннее давление, флюидное давление, температура и время. Разновидностью пластического течения считают *катакластическое течение* вещества, которое осуществляется относительным перемещением *кластов* (неких объемов) пород и минералов без нарушения сплошности среды. Катакластическое течение может сочетаться с пластическими деформациями. В геологической литературе широко используется термин *тектоническое течение*. А.В. Лукьянов дает ему следующее определение: «Под *тектоническим течением* понимается суммар-

ная картина перемещения вещества литосферы в процессе ее тектонического развития» [1991, с. 26]. «Геолого-структурными методами измерить величину тектонического течения невозможно, так как эта величина относительная и зависит от выбора системы координат. Измеряется ее градиент – дисторция (или деформация). Градиент тектонического течения <дисторция> запечатлен в деформациях пород, которые можно измерять в “точке” – в геологических объектах (обнажениях и микроструктурах). Само перемещение вычисляется путем анализа структурного рисунка области» [Лукьянов, 1991]. Из этого высказывания следует, что понятие «тектоническое течение» А.В. Лукьянов применяет к крупным объемам геологической среды. Понятие «деформация» в иерархии геологических терминов стоит на более низком уровне по сравнению с термином «тектоническое течение». Считается, что деформация может отсутствовать в системе «жестких недеформированных блоков» коллажных тектонических течений.

Многовековой опыт геологических исследований позволил хорошо изучить кинематику деформаций горных пород и разработать методы кинематического анализа, успешно используемые при исследовании различных геологических объектов, включая месторождения разных полезных ископаемых. Структурно-кинематическому анализу посвящена обширная литература, обзор и обобщение которой приведен С.Ю. Колодяжным [2006]. Ниже представлены некоторые базовые положения, заимствованные из данной работы.

Процесс деформации рассматривается как система последовательных соотношений «мгновенных» и «конечных» ее составляющих, отраженных в эволюции пространственного положения главных осей и плоскостей эллипсоида деформаций. Главные оси «мгновенного» удлинения и укорочения эллипсоида деформаций (X_i и Z_i соответственно) могут существенно отличаться от пространственной ориентировки главных осей «конечной» деформации, в зависимости от типа тектонического течения (рис. 1.5). Характер развития деформации чистого и простого сдвига показан на рис. 1.6. Главным плоскостям касательных напряжений соответствуют круговые сечения нулевой деформации эллипсоида. В условиях деформации чистого сдвига (коаксиальное течение) (см. рис. 1.5а) соблюдаются следующие правила: 1) положение главных осей деформации постоянное; 2) плоскости нулевой деформации испытывают разнонаправленное симметричное вращение в направлении к поверхности главного сдвига. В условиях простого сдвига (см. рис. 1.5в) соблюдаются следующие условия: 1) плоскость главного сдвига соответствует одной из плоскостей касательных напряжений; 2) главные оси мгновенного удлинения/укорочения образуют угол 45° с плоскостью сдвига; 3) главные оси конечной деформации испытывают вращение (ось максимального удлинения испытывает однонаправленное вращение в направлении к плоскости сдвига). Энергетически чистый сдвиг реализуется путем изменения формы тела без вращения, а простой сдвиг включает обязательное вращение (см. рис. 1.6). В реальной геологической среде обычно чистый и простой сдвиг реализуются совместно (см. рис. 1.5б), в различной пропорции. При кинематическом анализе наибольшие трудности заключаются в определении направления вращения геологических тел. Сложность состоит в том, что неизвестно соотношение между чистым и простым сдвигами. Различные способы прогрессивной деформации или различия реологичес-

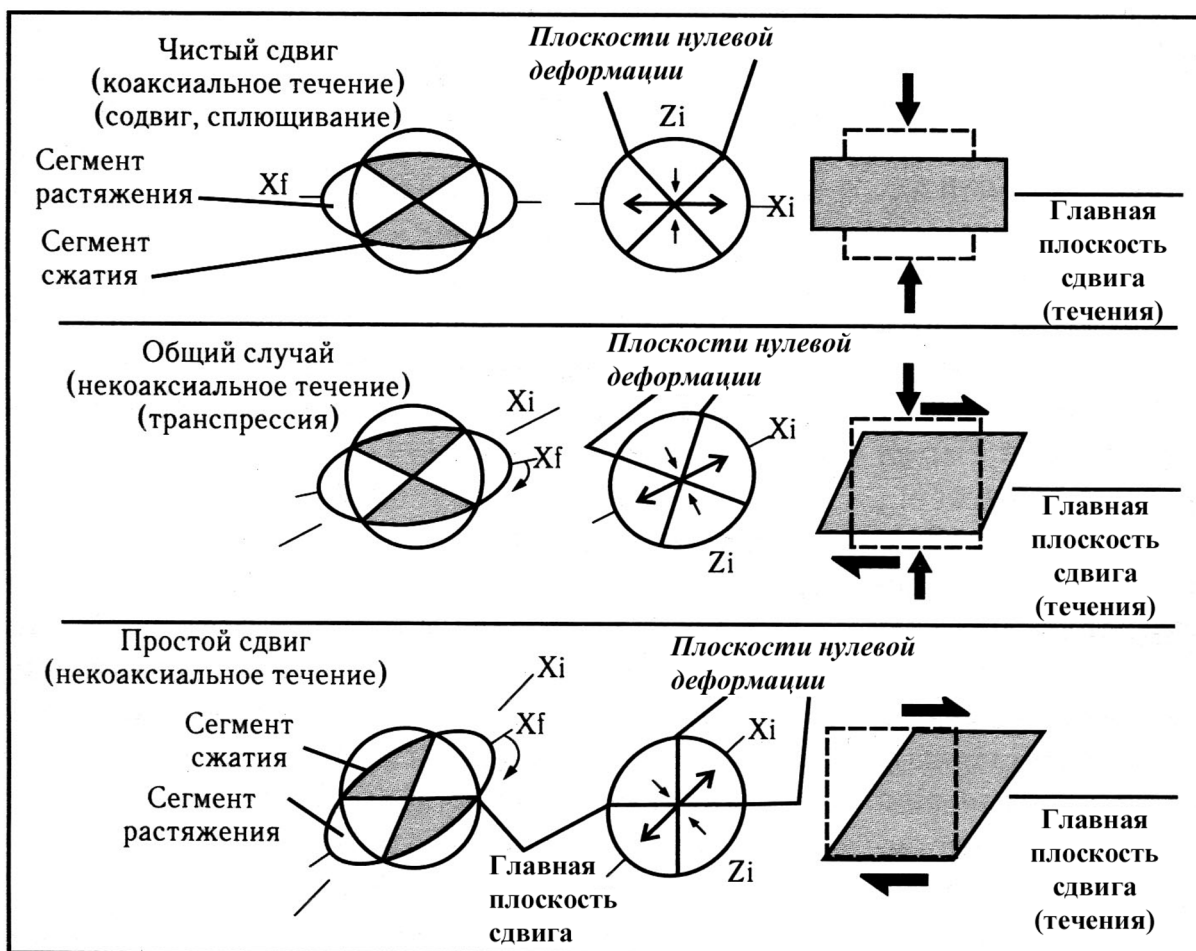


Рис. 1.5. Типы тектонического течения и деформации сдвига [Колодяжный, 2006, со ссылкой на Hanmer, Passchier, 1991].

X_i , Z_i – главные оси «мгновенного» эллипсоида деформации; X_f – ось главного растяжения «конечного» эллипсоида деформации

ких свойств среды могут привести к аналогичным результатам (рис. 1.7). Более подробная информация по данному вопросу приводится Ю.С. Колодяжным [2006].

Структурные признаки кинематики сдвиговых деформаций достаточно многочисленны и разнообразны. Здесь приведем только некоторые из них, часто используемых при кинематическом анализе [Колодяжный, 2006].

C-S-структуры. Они образуются в результате сложения двух синхронно формирующихся плоскостных элементов (рис. 1.8). Это сланцеватость (S), поверхность которой стремится к положению XY-плоскости конечного эллипсоида прогрессивной деформации, и зоны простого сдвига (C), лежащие в плоскости течения. Плоскость C является невращающимся элементом, а плоскость сланцеватости, напротив, – вращающимся, из-за чего приобретает сигмоидальную форму. С нарастанием деформации они приближаются к плоскости сдвига. В зонах простого сдвига сланцеватость S находится между двумя возможными положениями, отражающими ориентировку конечного или мгновенного эллипсоида деформации. В любой точке ее ориентировка определяется интенсивностью деформации и удаленностью от сдвиговых зон высоких порядков, вдоль которых плоскости сланцеватости испытывают изгиб (см. рис.

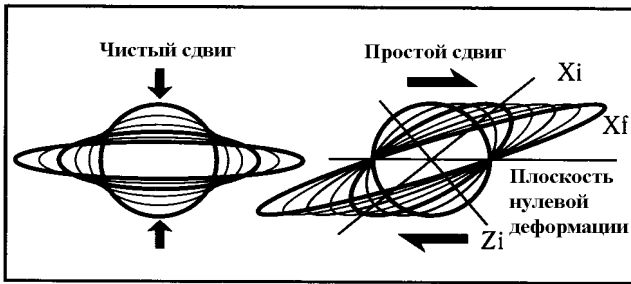


Рис. 1.6. Характер развития деформации чистого и простого сдвига [Колодяжный, 2006]

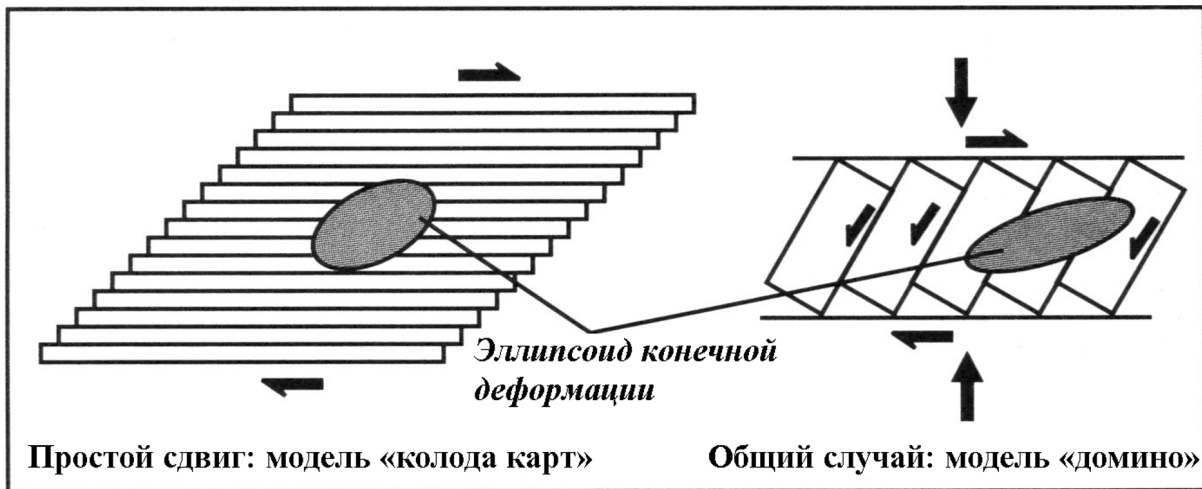


Рис. 1.7. Возможные варианты течения в зависимости от реологических свойств пород [Колодяжный, 2006, со ссылкой на Hanmer, Passchier, 1991]

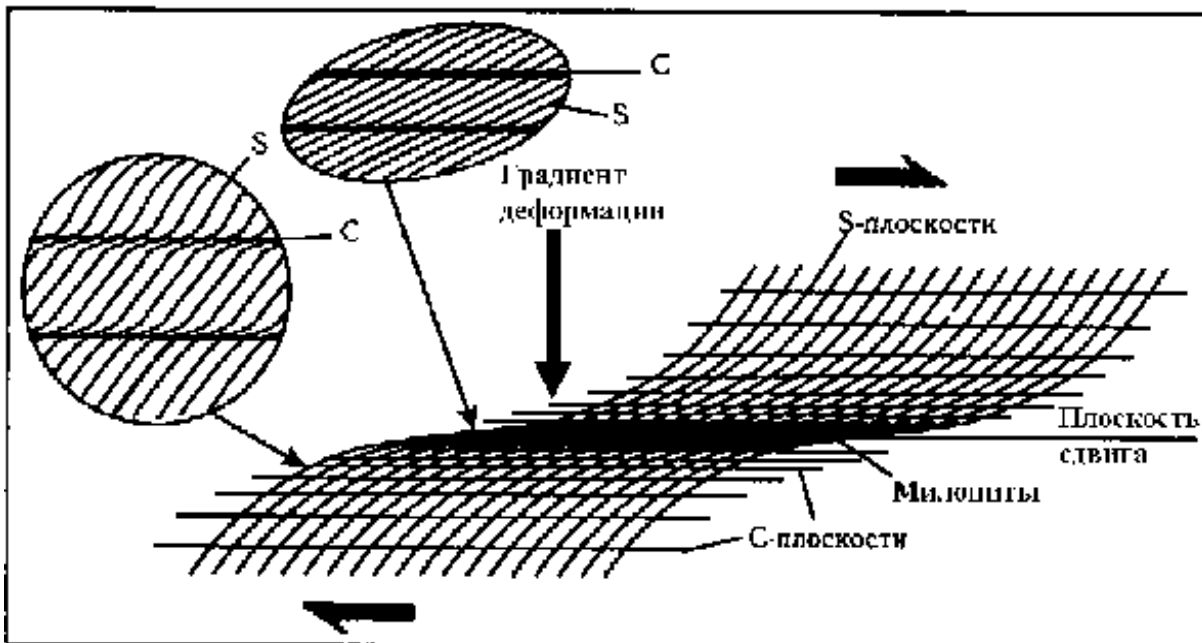


Рис. 1.8. С-S-структуры и их соотношение с главной плоскостью сдвиговых деформаций [Колодяжный, 2006]

1.8, врезки). Изучение ориентировки сланцеватости может дать представление о внутреннем моменте вращения данного объема, в том числе количественно-углового. В реальной геологической среде С-S-структуры могут возникнуть при различных сочетаниях простого и чистого сдвигов. Кроме того, геологическая среда гетерогенна. Эти структуры чаще встречаются в гранитоидах, деформированных в РТ-условиях ниже уровня пластификации полевого шпата. Экспериментально они получены при деформации галита и карбонатов. При полевых исследованиях данные структуры могут быть приняты за пересекающиеся разновозрастные образования.

Сколы Риделя. Данные структуры характерны для хрупкого и хрупко-пластичного течения горных пород при низких РТ-условиях, типичных для верхних горизонтов земной коры. Впервые они были экспериментально получены и описаны для деформации однородных сред У. Риделем [Riedal, 1929]. Было выявлено множество трещин скалывания с различной угловой позицией к плоскости сдвига (рис. 1.9). В практике геологических исследований обычно используется только часть этих структур (см. рис. 1.9а): вторичные сдвиги Риделя (R), антитетические сколы (R') и синтетические вторичные сдвиги (P). В анизотропных, слоистых и сланцеватых средах эти позиции сколообразования оказываются предпочтительными. Установлено их последовательное образование (в порядке возникновения): эшелонированные системы кулисообразных трещин R-типа, образование между ними магистральных сдвигов, за-

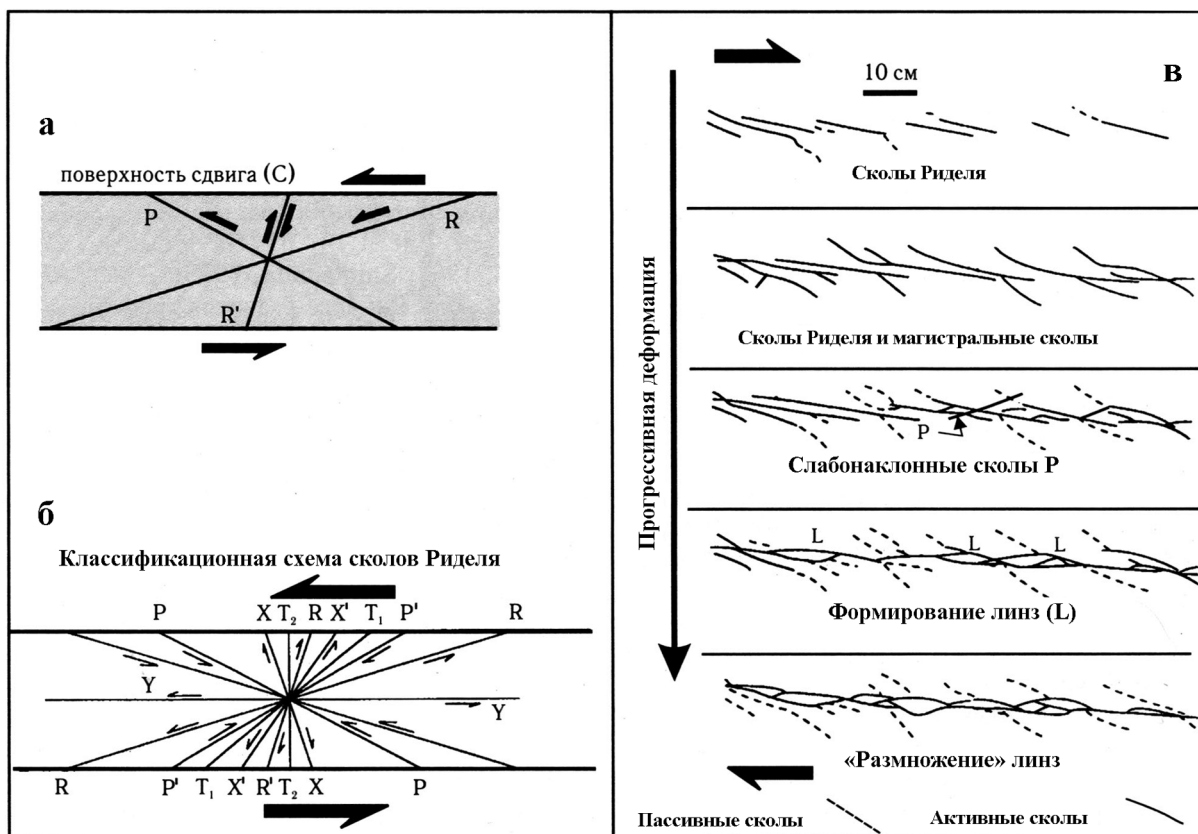


Рис. 1.9. Классификационная схема «сколов Риделя» (а, б) и их последовательное развитие при прогрессивной деформации (в) [Колодяжный, 2006, со ссылками на Swanson, 1990; Naylor et al., 1986]

тем сколов Р-типа и линзовидных структур (см. рис. 1.9в). Трещины R-типа в процессе эволюции трансформируются в трещины отрыва.

Сланцеватость (кливаж) многие исследователи рассматривают как результат дилатационных процессов растворения в условиях стрессовых напряжений. Данные поверхности возникают в ортогональной позиции к оси мгновенного сжатия независимо от типа течения [Лукьянов, 1991; Лукьянов, Лукьянова, 1987; Талицкий, 1998; и др.]. Экспериментально установлено, что инициальная сланцеватость ориентирована примерно под углом 45° к плоскости сдвига и в процессе деформации испытывает вращение к плоскости течения [Ramsey, Grahman, 1970; Ramsey, 1980].

В милонитах сланцеватость подчеркивается тонкой композиционной расслоенностью, мелкокристаллическими линзочками и слойками, и не всегда отражает положение конечного эллипсоида деформации. Поликристаллические линзочки и слойки обычно сложены агрегатом из удлиненных зерен кварца, образующих микросланцеватость высокого порядка, ориентированную под углом $20\text{--}30^\circ$ к сланцеватости милонитов.

Объясняется она периодически повторяющимися процессами рекристаллизации на фоне сдвиговых деформаций с элементами внутреннего вращения. В результате этого мономинеральное зерно испытывает последовательный ряд деформаций: а) деформация, уплощение и вращение; б) динамическая рекристаллизация и распад зерна на изометричные блоки; в) разрастание отдельных зерен в соответствии с условиями напряженного состояния породы. Новообразованное зерно испытывает тот же деформационный процесс, и весь цикл повторяется вновь. Таким образом, сланцеватость милонитов в результате прогрессивного накопления деформации вращается в направлении к плоскости течения, а микросланцеватость поликристаллических агрегатов ориентирована под острым углом к ней и больше отражает ориентировку мгновенного эллипсоида деформации.

1.7. Экспериментальные исследования реологических свойств горных пород

Экспериментально установлено, что *переход от хрупкости к пластичности зависит от: а) всестороннего давления, б) температуры, в) порового флюидного давления, г) скорости деформации*. Например, при достижении всестороннего давления предела хрупкого разрушения деформация породы носит пластический характер. При повышении температуры пластические свойства пород резко возрастают. Способность одной и той же породы деформироваться при лабораторных испытаниях по-разному, в зависимости от условий эксперимента, наглядно показана на рис. 1.10. Из рис. 1.10а следует, что при стабильных температуре и скорости деформации рост эффективного всестороннего давления ведет к увеличению пластичности, предела текучести, полной деформации и деформационного упрочнения. На рис. 1.10б показано, что при стабильном всестороннем давлении рост температуры или уменьшение скорости деформации повышают пластичность пород, но понижают конечную прочность, предел текучести и деформационное упрочнение. Одна и та же порода может деформироваться по-разному: хрупкое разрушение (кривые А и Е), хрупко-пластичное разрушение (кривые В и F), пластичные деформации (кривые С, D, G и H). Все

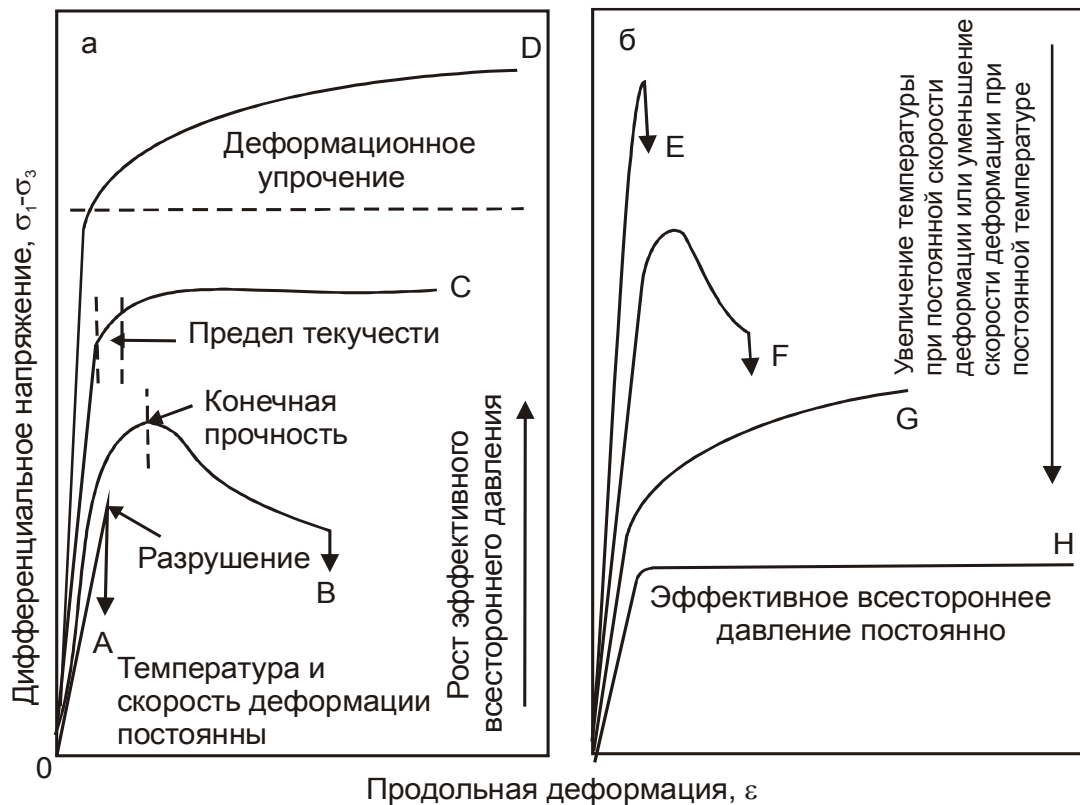


Рис. 1.10. Зависимость деформации горных пород от всестороннего давления (а), температуры и скорости нагружения (б) [Структурная геология..., 1991].

Пояснения см. в тексте

три переменные, отраженные на рис. 1.10, взаимосвязаны, но их влияние на деформационных свойствах горных пород сказывается неодинаково. В геологических процессах, протекающих в масштабах геологического времени, большую роль играют медленные деформации, известные как *деформационная ползучесть*, или *крип*. В силу специфики (очень низкие скорости деформации) такой тип деформаций экспериментально изучен слабо. На рис. 1.11 показан общий характер эмпирической кривой ползучести (деформация – время) для разных пород (римские цифры). Точка А – мгновенная упругая деформация. Отрезок АВ – неустановившаяся ползучесть. Отрезок ВС соответствует установившейся ползучести, СД – ускоряющейся ползучести. Точка Д отвечает разрушению породы. Ползучесть возникает при условии, когда напряжения превышают предел упругости породы. В результате крипа горная порода способна к большим деформациям даже при относительно небольших напряжениях.

Достоверно известно, что подавляющее большинство горных пород в поверхностных условиях (низкие РТ-условия) реагируют на кратковременные нагрузки как хрупкое вещество: при достижении предела прочности разрушаются. В то же время в осадочных породах, не подвергавшихся сколь-либо заметному метаморфизму, часто наблюдаются складчатость различного масштаба и даже пластические течения пород (перетекание вещества с крыльев складок к их замкам, деформация галек конгломератов и т. д.). Это наглядный пример того, как одни и те же породы даже в поверхностных условиях способны как к хрупким, так и пластическим деформациям.

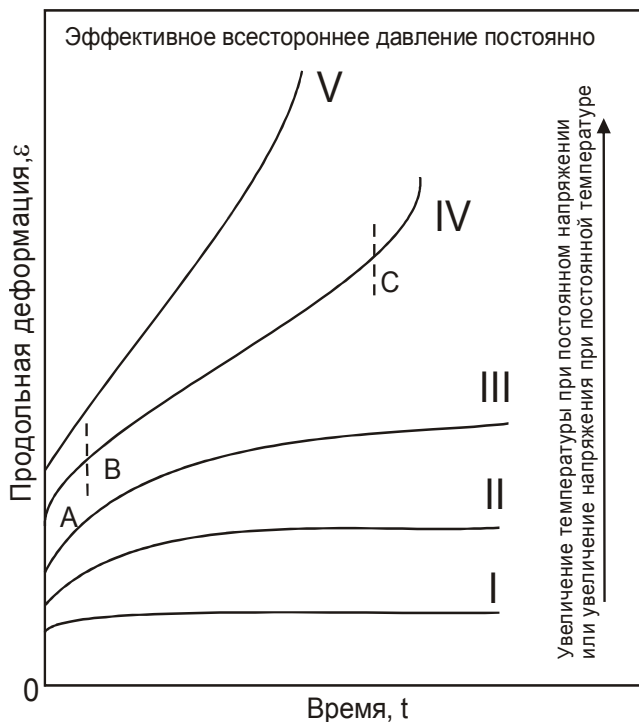


Рис. 1.11. Типичные кривые ползучести горных пород [Структурная геология..., 1991]

Пояснения см. в тексте

Иначе говоря, условия эксперимента не вполне удовлетворяют геологическим фактам. Это обусловлено многими факторами, прежде всего, масштабами деформируемой массы. Из тех же экспериментов хорошо известно, что при увеличении размеров испытываемого образца его прочность понижается.

Данный факт объясняется увеличением неоднородности образца (трещиноватости, механических включений и т. п.). В настоящее время многие исследователи геологическую среду рассматривают как *структурированную* или *среду со структурой* [Талицкий, 1991, 1994, 1999, 2002; Гончаров и др., 2005; и др.]. Поведение неоднородной (структурированной) среды при деформациях более сложное, чем однородной, которой оперирует физика сплошных сред. Деформации структурированных сред протекают при более низких напряжениях, благодаря наличию неоднородностей различных уровней, исполняющих роль концентраторов напряжений. Вторым важным фактором – это скорости деформаций. Из приведенных графиков деформации наглядно видно, как понижение скорости деформации влияет на реологические характеристики породы. В реальных геологических условиях скорости деформации оцениваются в $10^{-12-14} \text{ с}^{-1}$, т. е. примерно на 10 порядков ниже, чем используемые в лабораторных условиях. Вероятно, именно этим фактором вызваны пластичные деформации некоторых осадочных пород при низких температурах и низком всестороннем давлении. Из сказанного следует, что реологические свойства горных пород находятся в прямой зависимости от состояния системы, в которую они помещены, и от условий деформации, которой они подвергаются. Иначе говоря, реакция пород, в особенности залегающих на больших глубинах, будет адекватной физико-механическим испытаниям. Например, реакция на мгновенные сейсмические напряжения большинства пород, залегающих на относительно больших глубинах, будет упругой. *При скоростях деформации геологического масштаба времени те же породы и в тех же условиях могут оказаться пластичными или даже сверхпластичными.* Упругие свойства глу-

боких горизонтов земной коры в настоящее время оцениваются преимущественно по скорости прохождения сейсмических волн. В реологических моделях литосферы широко используются термины «хрупкие», «хрупко-пластичные», «пластичные» породы. Данные модели, вероятно, должны быть ограничены условиями деформирования, иначе они будут не вполне корректными. Разделяя земную кору по реологическим свойствам на упругую (верхнюю) и пластичную (нижнюю), мы должны сделать оговорку, что это справедливо для деформаций в масштабах геологического времени.

Выводы

Из этого краткого обзора следует, что проблема образования складчатости в земной коре окончательно не решена и по настоящее время. Ученые выделяют складчатость различного типа и масштабов, включая и коровую (общекоровую). Экспериментальные исследования показали, что складчатость может возникать при различных условиях деформации. Но все исследования касались только складчатости «типа синусоиды», т. е. резко искривленных поверхностей (слоев). Блоковая складчатость ранее никем не выделялась.

Земная кора реологически и тектонически расслоена. Условно ее можно разделить на верхнюю (упругую) и нижнюю (пластичную) при скоростях деформации в масштабах геологического времени. Пластичная нижняя кора обеспечивает некоторую автономность тектонических процессов в земной коре, ведущих к образованию коровых бескорневых структур. Пластичность нижней коры обеспечивает и горизонтальное проскальзывание верхней коры в процессе деформаций. Верхняя кора по составу больше отвечает сиалической, гранитоидного ряда, а нижняя кора – фемической, представленной породами основного-ультраосновного ряда. В земной коре существуют ориентированные напряжения сжатия и растяжения, природа которых достоверно не установлена. В масштабах геологического времени земная кора способна неограниченно деформироваться даже в платформенных областях. Наиболее ярко сжимающие напряжения проявлены в коллизионных поясах. В платформенных областях деформации сжатия прослеживаются на расстояния 1000–1500 км от подвижных поясов. Наблюдаемые в скальных обнажениях и в бортах горных выработок деформированные породы отражают суммарный результат палеонапряжений. Одни и те же горные породы способны как хрупким, так и пластичным деформациям в зависимости от условий деформирования.

Этапы и место формирования эндогенных месторождений разных месторождений полезных ископаемых обычно совпадают с коллизионно-складчатыми поясами. Под коллизией авторы понимают условия ориентированного горизонтального сжатия, вызванного горизонтальным течением корового материала, проявленного в крупный отрезок геологического времени, и ведущего к масштабной структурно-вещественной перестройке обширных регионов и областей.

ГЛАВА 2. МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ БЛОКОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

2.1. Проблема надвигов и взбросов в земной коре

Геологические признаки и GPS-мониторинг показывают (рис. 2.1), что отдельные крупные участки земной коры испытывают значительное горизонтальное сжатие (укорочение) [Зубович и др., 2007; и др.]. Эти же участки обычно характеризуются современным горным рельефом и сейсмической активностью, что многие исследователи рассматривают как прямое доказательство крупномасштабных деформаций земной коры [Макаров, 1977; Копп, 1997; Большой Кавказ..., 2007; Викулин, 2008; Тверитинова, 2010; и др.]. Известно, что горизонтальное сжатие ведет к утолщению коры, а растяжение – к ее утонению. Такие представления хорошо согласуются с современными геолого-геофизическими данными об изменении толщины коры при переходе с равнинных участков рельефа на участки с горным рельефом, где осадочный чехол интенсивно смят и деформирован. Многие исследователи усматривают прямую связь между структурно-вещественными преобразованиями земной коры и ее утолщением. Кроме горизонтального укорочения, предполагаются и другие механизмы утолщения земной коры (обдукция, поддвиг одной плиты под другую, вертикальная аккреция, метасоматоз и др.), которые обычно используют для палеогеодинамических реконструкций каких-либо конкретных участков земной коры. Однако ведущая роль горизонтального сжатия в механизме утолщения земной коры в настоящее время принимается большинством ученых.

Для наших целей значение имеет только механизм утолщения коры при одноосном горизонтальном сжатии. Решая задачу чисто геометрическими методами, мы имеем весьма ограниченное число возможных вариантов: *чистый сдвиг, простой сдвиг, продольный изгиб и их комбинации*. Чистый сдвиг (или *расплющивание*) в анизотропной реологически расслоенной среде, какой является земная кора, может проявляться только в комбинации с другими механизмами и не может быть ведущим, как это следует из «принципа вязкостной инверсии» [Паталаха, 1971] и деформации структурированных сред [Талицкий, 1991; Гончаров и др., 2005].

Простой сдвиг в геологии обычно ассоциирует с понятиями типа «надвиг», «взброс» и «шарьяж». Часть ученых считает, что именно с этим механизмом, но в разных его вариантах, связано увеличение толщины коры (обдукция, поддвиг, тектонические покровы, пакеты тектонических пластин и чешуй и т. п.), что вызывает необходимость рассмотреть этот механизм подробнее.

Надвиги. Идея наращивания мощности коры через систему надвигов и шарьяжей в настоящее время является, вероятно, наиболее популярной [Буртман, 1973; Камалетдинов, 1974; Камалетдинов и др., 1981, 1984, 1991; Казанцев, 1984; Казанцев и др., 1996; Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990; и др.]. Для доказательства ее правомочности приводятся различные геологические, геофизические и экспериментальные данные, строятся физико-математические модели. Геологические и геофизические исследования показывают, что глубинные надвиги, секущие, по крайней мере, верхнюю кору, действительно имеют место. Доказано существование тектонических покровов, хотя по механизму их образования единого мнения среди исследователей также нет.

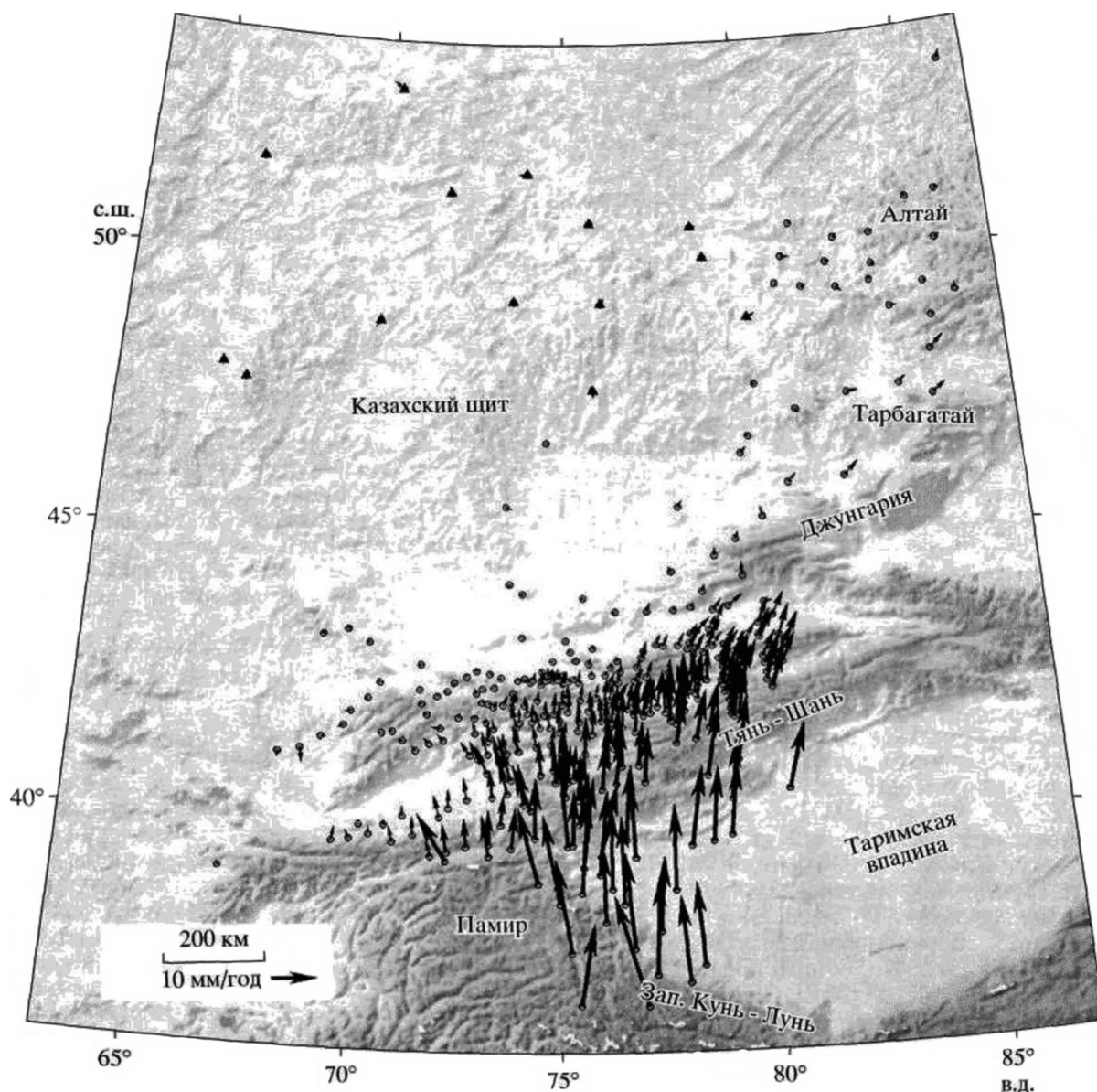


Рис. 2.1. Поле скоростей Центральной Азии, вычисленное относительно стабильной части Евразии [Внутриконтинентальное горообразование..., 2007].

Это инструментальное подтверждение существования современных горизонтальных движений и деформаций коры. Стрелки обозначают векторы скоростей в соответствии с масштабом, указанным в левом нижнем углу. Пункты GPS наблюдений расположены в начале стрелок в виде кружков. На рисунке отчетливо видно, что длина стрелок в южной части площади большая, а в районе Тянь-Шаня и к северу от него они резко укорачиваются. Следовательно, в районе Тянь-Шаня имеют место деформации земной коры

Однако, несмотря на большой массив экспериментальных данных и математических расчетов, проблема надвигообразования и формирования покровов, еще далека от ее окончательного решения. На рис. 2.2 показана одна из проблем деформаций коры посредством системы надвигов, установленная экспериментальными методами [Структурная геология..., 1991]. Слоистая песчаная модель в деревянном ящике подвергалась ориентированному давлению при помощи подвижной стенки. Пер-

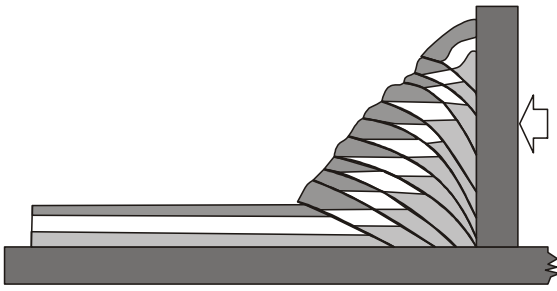


Рис. 2.2. Эксперимент по надвигообразованию на слоистой песчаной модели [Структурная геология..., 1991].
Пояснения в тексте

вый надвиг сформировался из угла образуемого днищем ящика и подвижной стенкой. Затем образовался второй надвиг, несколько отступивший от подвижной стенки. По ранее образованному надвигу движения прекратились, и он испытывал только вертикальное перемещение. После образования третьего надвига прекратились смещения и по второму надвигу. Конечный результат эксперимента – пакет тектонических плит, резко увеличивший толщину модели со стороны висячего бока самого молодого надвига, и совершенно недеформированная модель со стороны его лежащего бока.

Одним из авторов проводились подобные эксперименты с теми же результатами. Так же использовалась увлажненная слоистая песчаная модель, которая помещалась в узкий стеклянный бокс. В качестве подложки в разных экспериментах применяли измельченный тальк, влажную глину, тяжелую жидкость (бромформ). Во всех экспериментах итог был один и тот же: надвиги возникают вблизи индентора последовательно один за другим. При появлении нового надвига активность смещений по предыдущему катастрофически падает. Плита утолщается только со стороны висячего бока надвига, со стороны индентора. Отсюда следует вывод, что плита, разбитая системой надвигов одной вергентности, – не в состоянии передавать тектонические напряжения на расстояние. При угле падения плоскости надвигов 45° , плита со стороны его висячего бока утолщается на длину интервала, пройденного индентором, т. е. удваивается. Однако горные системы возникают вдали от индентора (если считать индентором активную плиту), вблизи которого, напротив, распространены пониженные формы рельефа. Например, образование Урала большинство исследователей связывает с давлением с востока (в современных координатах). Но восточному Зауралью отвечает низкий рельеф, а горный рельеф наблюдается только в его западной части, вблизи пассивной плиты.

Это не единственная проблема механизма утолщения коры посредством системы надвигов. Представляется, что существующие математические модели по данной проблеме выглядят излишне упрощенно, игнорирующими ряд важных моментов. Такие модели, подкрепленные математическими расчетами, изложены, например, в работе Д. Тёркота, Дж. Шуберта [1985]. Согласно этим представлениям (рис. 2.3), при образовании надвига нормальное напряжение σ_n , сдвиговое напряжение τ и коэффициент трения покоя f_s вычисляются по формулам

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2)\cos 2\vartheta; \quad (1)$$

$$\tau = -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2)\sin 2\vartheta; \quad (2)$$

$$f_s = \frac{\tau}{\sigma_n}, \quad (3)$$

где σ_1 и σ_2 являются аналогами главных нормальных напряжений, максимального и минимального соответственно (в отечественной литературе максимальное главное напряжение обозначается σ_3); ϑ – угол между плоскостью надвига и вертикалью. Плоскость разрыва возникает в плоскости максимальных касательных напряжений, которые, согласно приведенной формуле, достигаются при 45° . По результатам экспериментов полагается, что в зависимости от коэффициента трения покоя, угол падения надвига может меняться от 45° до $22,5^\circ$ (рис. 2.4). Однако некоторые исследователи считают, что на больших глубинах коэффициент трения покоя оказывает меньшее влияние на угол падения надвига и он приближается к 45° [Гончаров и др., 2005]. Наличие смазки или воды на контактирующих поверхностях ведет к понижению коэффициента трения и, следовательно, к увеличению угла падения плоскости надвига. В данной формуле также полагается, что в земной коре уже имеется достаточное количество трещин и смещение происходит по тем из них, которые более всего отвечают оптимальному углу падения плоскости сместителя.

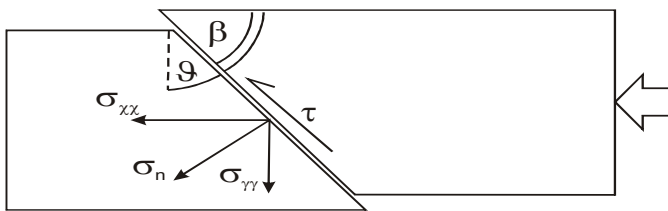


Рис. 2.3. Схема положения главных и касательных напряжений при образовании надвига [Тёркот, Шуберт, 1985].

Пояснения см. в тексте

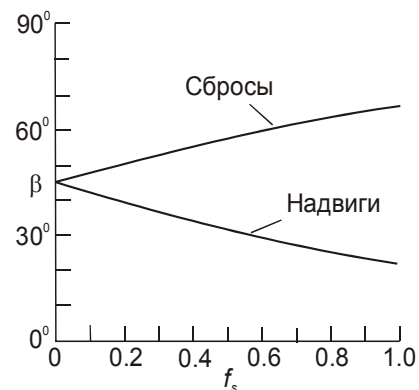


Рис. 2.4. Зависимость коэффициента трения покоя от угла падения сместителя [Тёркот, Шуберт, 1985]

Однако такая модель представляется нереальной и абстрактной, поскольку отражает процесс, происходящий только в плоскости надвига, в отрыве от сопутствующих и неизбежных явлений в окружающей среде. Одним из них является **проблема пустого пространства**. Земная кора, какого бы типа она ни была, является одной из оболочек Земного шара, т. е. обладает непрерывностью и ограничивает фиксированный объем. Исходя из представлений о реологических свойствах коры и верхней мантии, многие исследователи [Пейве, 1969; Макаров, 1977; Камалетдинов и др., 1981; Леонов Ю., 1991; Тектоническая расслоенность..., 1980, 1982, 1990; Иванов С., 1991; Фундаментальные проблемы..., 2001; и др.] признают возможность горизонтальных перемещений коры по границе Мохо. Развиваются представления о возможности горизонтального проскальзывания отдельных слоев коры по разным внутрикоровым границам. Однако, несмотря на латеральную и вертикальную анизотропию физических

своих свойств, насыщенности разрывными нарушениями и тому подобными аномалиями, земная кора не может быть оторвана от подстилающей верхней мантии благодаря сплошности и силам гравитации. Проще говоря, любой блок земной коры, выколоченный вертикальными или наклонными трещинами на всю ее толщину, не может быть извлечен из своей ячейки по причине невозможности возникновения пустоты.

Для более наглядного показа роли этого эффекта при развитии надвига глубокого заложения одним из авторов (А. К.) выполнена серия простейших экспериментов, для проведения которых использовались две стеклянные пластинки размером $118,0 \times 90,0 \times 1,4$ мм. Масса одной пластинки 35 г. Одна короткая сторона каждой была сошлифована под углом около 45° (но не полировалась). Затем пластинки помещались на толстое, горизонтально ориентированное, стекло несколько большего размера. Одна стеклянная пластинка закреплялась неподвижно и имитировала лежащий бок надвига. Другая была подвижная и имитировала его активный висячий бок. К противоположному торцу подвижной пластинки прикладывалась сила, ориентированная горизонтально в перпендикулярном направлении к линии надвига (рис. 2.5, а). Скорость нагружения модели составляла около 1 г/с; наблюдения за развитием надвига осуществлялись визуально.

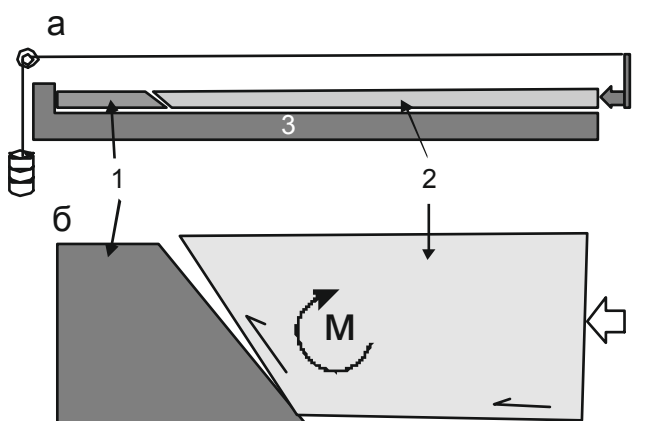


Рис. 2.5. Схема экспериментальной модели надвига (а) со стеклянными пластинками: блок 1 – неподвижный, лежащий бок; 2 – подвижный, висячий бок; 3 – неподвижное жесткое основание; (б) – схема развития надвига в экспериментах со стеклянными пластинками.

Изображения вне масштабов. Пояснение см. в тексте

- В первом эксперименте контактирующие поверхности стекол были сухие. Для смещения подвижной пластинки по горизонтальной поверхности стекла до ее соприкосновения со второй пластинкой в плоскости надвига потребовалось усилие в 17–20 г, что соответствует коэффициенту трения покоя (около 0,5) и хорошо согласуется со справочными данными [Кухлинг, 1982]. Критическая нагрузка со смещением в плоскости надвига составила около 40 г. Нагрузки нарастали до критических значений, затем следовало резкое (срыв) надвигание одной пластинки на другую.

- Во втором эксперименте контакты стекол были смочены водой, а оставшиеся под стеклом отдельные пузырьки воздуха были частично выдавлены за пределы контактирующих поверхностей стекол. Благодаря капиллярным силам вода смачивала и контактирующие поверхности пластинок в плоскости надвига. При многократном повторении этого эксперимента критическая нагрузка составляла 1300–1900 г, т. е. почти в 50 раз больше, чем при сухих контактах. Было отмечено, что критическая нагрузка сильно зависит от количества сохранившихся под стеклом пузырьков воздуха. В данном случае наблюдается обратно пропорциональная зависимость: чем

больше пузырьков воздуха под пластинкой, тем меньше критическая нагрузка. Вблизи критических значений «тектонических» сил наблюдалось медленное, но с ускорением, надвигание одной пластинки на другую. При этом подвижная стеклянная пластинка заметно прогибалась и был слышен отчетливый хруст раздавливаемого стекла; т. е. в пластинке возникали изгибающие моменты, не связанные с ее весом (рис. 2.5б). Затем в плоскости надвига под пластину языками начинал проникать воздух. По мере его поступления увеличивалась и скорость смещения пластинки по надвигу, а также уменьшался изгибающий момент. Завершался процесс внезапным срывом пластинки. После начала движения по надвигу, нагрузка оставалась постоянной.

- В третьем эксперименте вода была заменена косметическим вазелином, при комнатной температуре (23–25 °С) имевшим консистенцию жидкой сметаны. Критическая нагрузка здесь достигала уже 2500 г. В остальном процесс смещения пластинки проходил аналогично предыдущим экспериментам, где в качестве контактной жидкости использовалась вода.

Подставим результаты экспериментов в формулы (1)–(3) и рассчитаем критические нормальные и касательные напряжения, возникшие в плоскости надвига.

1. Для первого случая (сухая система) σ_1 составит 6,6 г/мм² (80 : 12,6 = 6,6). На момент начала движения по надвигу $\sigma_2 \approx 1,4$ г/мм² (половина массы пластинки, деленная на площадь плоскости надвига). Подставляя эти значения в формулы, находим

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cos 2\vartheta = \frac{1}{2}(6,6 + 1,4) + 0 = 4,0, \text{ г/мм}^2.$$

Коэффициент трения покоя на плоскости надвига составит

$$f_s = \frac{\tau}{\sigma_n} = \frac{2,6}{4,0} = 0,65,$$

что для неполированного стекла кажется вполне правдоподобным (0,5 для полированного стекла по справочным данным).

2. В случае наличия воды в качестве контактной жидкости минимальное критическое усилие составило 1300 г, а максимальное 1900 г. Соответственно, σ_1 составит 103,2 и 150,8 г/мм². Поскольку масса пластинки осталась без изменений, то $\sigma_2 \approx 1,4$. Подставляя эти значения в формулы (взята наибольшая), получаем

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cos 2\vartheta = \frac{1}{2}(150,8 + 1,4) + 0 = 76,1, \text{ г/мм}^2;$$

$$\tau = -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \sin 2\vartheta = \frac{1}{2}(150,8 - 1,4) \times 1 = 74,7, \text{ г/мм}^2;$$

$$f_s = \frac{\tau}{\sigma_n} = \frac{74,7}{76,1} = 0,98.$$

Как следует из последней формулы, коэффициент трения при смачивании контактов водой резко возрос и приблизился к единице (!).

3. При использовании косметического вазелина в качестве смазки критическая нагрузка достигла 2,5 кг. Соответственно, σ_1 составит 198,4 г/мм², а $\sigma_2 \approx 1,4$. Подставляя эти значения в формулы, получаем

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cos 2\vartheta = \frac{1}{2}(198,4 + 1,4) + 0 = 99,9, \text{ Г/ММ}^2;$$

$$\tau = -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \sin 2\vartheta = \frac{1}{2}(198,4 - 1,4) \times 1 = 98,5, \text{ Г/ММ}^2;$$

$$f_s = \frac{\tau}{\sigma_n} = \frac{98,5}{99,9} = 0,986.$$

По сравнению с сухими контактами стекол смазывание их косметическим вазелином привело к увеличению критических напряжений в 25 раз, а касательных – в 38 раз. Как при смачивании контактов водой, так и в случае использования косметического вазелина коэффициент трения покоя значительно превысил цифру максимальных значений 0,85, что дается Д. Тёркотом и Дж. Шубертом [1985]. В целом рассчитанные для второго и третьего экспериментов коэффициенты трения покоя в плоскости контакта стеклянных пластинок нереальны и не отражают действительность. В чем тут дело? Объясняется это тем, что вертикальная нагрузка в плоскости надвига создана не только и не столько весом пластинки, сколько «тектоническим фактором», связанным с **невозможностью** возникновения пустого пространства. Горизонтальная и вертикальная силы почти сравнялись по величине. В результате этого касательные напряжения оказались близкими к нулю и не способными сдвинуть стеклянную пластинку в плоскости надвига. Хруст стекла, слышимый во втором и третьем экспериментах, наглядно показывает, что активной горизонтальной «тектонической» силе противодействует близкая по величине реактивная сила. Несмотря на то что система в эксперименте была открытая, подсос воздуха с боков сказался незначительно. Реально он наблюдался в плоскости надвига из-за несовершенства поверхности сошлифованных плоскостей. Если бы система была более герметичной, то смещений пластинки по надвигу могло бы и не быть совсем. Высокую герметичность должна иметь природная система. Причиной тому служит прежде всего большая мощность верхней коры, достигающая 15–20 км и более. Высокое литостатическое давление, существующее на этих глубинах, и вызванный этим боковой отпор обеспечивают надежную герметизацию системы. Глинка трения в плоскости сместителя также способствует высокой герметичности контакта.

Требования *теории подобия* в данных экспериментах не выполнялись, поскольку они носили чисто наглядный характер. Здесь уместно напомнить высказывание В.В. Белоусова [Методы..., 1988] в отношении экспериментов в тектонике: «*Достижение в общем виде сколько-нибудь удовлетворительного подобия в тектоническом моделировании не только невозможно сейчас, но и не видно путей, которые позволили бы надеяться осуществить такое подобие когда-либо в будущем*» [1988, с. 19]. Тем не менее главные силы, возникающие при надвигообразовании, проявились весьма отчетливо и эксперименты достигли поставленных целей. На песчано-глинистых моделях или других эквивалентных материалах наглядность экспериментов была бы значительно ниже.

Хотя в этом эксперименте имеется только некоторое приближение к физике сплошных сред, но он очень ярко отразил суть проблемы. Появление дополнительных разрывных нарушений (пакет тектонических пластин или чешуй) на данной ситу-

ации сказывается мало по причине невозможности возникновения пустого пространства. Таким образом, эксперименты со стеклянными пластинками показали невозможность крупномасштабных деформаций земной коры только посредством глубинных надвигов. Но такие надвиги закартированы геолого-геофизическими методами и их существование у большинства исследователей сомнений не вызывает.

2.2. Потеря изгибной устойчивости коры при одноосном горизонтальном сжатии

Ранее были показаны проблемы укорочения/утолщения земной коры посредством системы надвигов. В этом подразделе рассмотрена вероятность ее деформаций посредством продольного изгиба, где ключевым вопросом является *изгибная устойчивость земной коры при горизонтальном сжатии*. Или, иначе говоря, *способна ли земная кора деформироваться посредством продольного изгиба?* На этот простой вопрос нет столь же простого ответа. Многочисленные эксперименты на эквивалентных материалах по моделированию складок продольного изгиба (не корового масштаба), проведенные в разные годы в нашей стране и за рубежом, в целом дали отрицательный результат [Гзовский, 1975; Рамберг, 1985 и др.]. При этом менялись как эквивалентный материал, так и способы приложения горизонтальных сил (с одного или обоих концов модели, горизонтального сокращения основания модели, представленного растянутой резиной и др.), менялись масштабы модели, скорость деформации, создавалась вертикальная нагрузка в виде слоя чугуновой дроби и т. п. Однако успехи в моделировании продольного изгиба были крайне скромными. Как был вынужден признать М.В. Гзовский [1975], в экспериментах не удалось одновременно получить больше одной складки, которые он назвал «складками расплющивания». Проблема заключалась прежде всего в передаче напряжений сжатия на расстояние.

Более века тому назад экспериментальными методами на восковых моделях [Willis, 1892] было установлено, что для возникновения складчатости при горизонтальном сжатии необходима слоистая модель, состоящая из чередующихся упругих и пластичных слоев, которые получили названия *компетентный* и *некомпетентный* слои соответственно (рис. 2.6,а, в). Понятие это относительное и применимо лишь к конкретным контактирующим слоям, различающимся по реологическим свойствам. Реологически изотропная среда при ориентированном горизонтальном сжатии испытывает только расплющивание. Согласно модели реологически расслоенной коры [Пейве, 1963; Буртман, 1973; Тектоническая расслоенность..., 1980, 1982, 1990; Камалетдинов и др., 1981, 1984, 1991; Иванов С., 1990; Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990; Леонов Ю., 1991; и др.], ее условно можно разделить на *упругую (верхнюю)* и относительно *пластичную (нижнюю)*. Таким образом, упругая верхняя кора вполне отвечает понятию «*компетентный* слой», который подстилается *некомпетентным* слоем – пластичной нижней корой. Ниже располагается вязкоупругая верхняя мантия, которая по реологическим свойствам могла бы рассматриваться как компетентный слой. Однако, из-за большой мощности верхняя мантия является относительно пассивной при продольном изгибе коры (толщина этого слоя почти на порядок превышает толщину земной коры, следовательно, длины волн при их совместном изги-

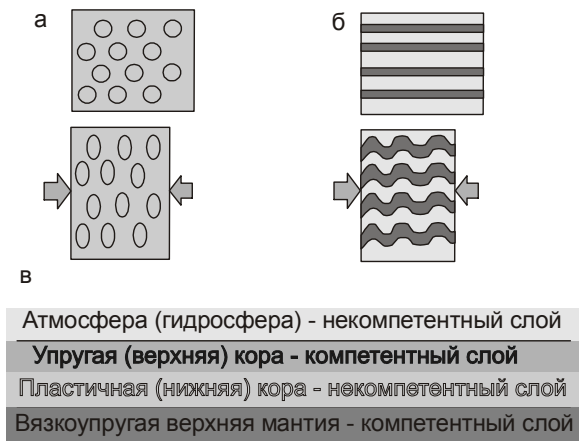


Рис. 2.6. Реологические свойства слоистой модели, обеспечивающие реализацию продольного изгиба:

а – изотропная среда испытывает преимущественно деформации простого сдвига; б – слоистая среда, состоящая из компетентных (темное) и некомпетентных слоев, подвергается складчатости продольного изгиба; в – слоистая модель земной коры, состоящая из компетентных и некомпетентных слоев.

Остальные пояснения см. в тексте

бе сильно бы различалась, как это наглядно показано А.М. Никишиным [2002]). Выше упругой верхней коры располагается ультрапластичная атмосфера ± гидросфера, идеально пригодная на роль *некомпетентного* слоя. Горизонтальные размеры напряженного участка земной коры, судя по ширине складчатых поясов, значительно превышают ее толщину. Значит, данное условие слоистой модели для продольного изгиба выполняется: *земная кора совместно с окружением представлена компетентным и некомпетентным слоями, горизонтальные размеры которых многократно превышают ее толщину* (рис. 2.6,в).

В теории складчатости принято считать, что для потери изгибной устойчивости плиты (в нашем случае земной коры) при горизонтальном сжатии необходимы некие *минимальные критические напряжения*, которые в земной коре по математическим расчетам считаются недостижимыми [Тёркот, Шуберт, 1985]. Для тех условий, что были приняты ими в расчетах, такой вывод, вероятно, правильный. Критическая сила P_c , критическое напряжение σ_c и длина волны неустойчивости λ_c находятся по формулам [Тёркот, Шуберт, 1985]:

$$P_c = \left[\frac{Eh^3(\rho_m - \rho_w)g}{3(1-\nu^2)} \right]^{1/2} = \sigma_c h; \quad (4)$$

$$\sigma_c = \left[\frac{Eh(\rho_m - \rho_w)g}{3(1-\nu^2)} \right]^{1/2}; \quad (5)$$

$$\lambda_c = 2\pi \left[\frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)(\rho_m - \rho_w)g} \right]^{1/4}, \quad (6)$$

где E – модуль Юнга; h – толщина упругой коры; g – ускорение свободного падения; ρ_m – средняя плотность пород; ρ_w – плотность воды; ν – коэффициент Пуассона.

Повторим эти расчеты. Положим, что толщина упругой коры составляет 20 км, $E = 100$ ГПа, $\nu = 0,25$, $\rho_m = 2700$ кг/м³, $\rho_w = 1000$ кг/м³. Подставим эти значения в формулу (4) и оценим величину критических напряжений. Согласно расчетам $\sigma_c = 34,6$ ГПа (34,6 кбар). Такие большие напряжения в земной коре считаются нереальными.

Следовательно, мы можем принять, что потеря изгибной устойчивости земной коры только посредством горизонтального ориентированного сжатия невозможна.

2.2.1. Потеря изгибной устойчивости коры при надвигообразовании

Рассмотрим другой вариант: потеря изгибной устойчивости земной коры посредством надвига. Основные условия те же, что обозначены в предыдущем подразделе, но здесь принимаем во внимание и трещиноватость коры. Это отвечает прямым наблюдениям трещиноватости пород в скальных массивах, горных выработках, керне скважин глубокого бурения, данным геофизических исследований. По оценке В.Н. Николаевского [2006], трещиноватость пород земной коры достигает границы Мохо, а по расчетам С.Н. Иванова [1990] – геофизической границы K_1 (глубины 7 – 13 км). Упругие свойства трещиноватой верхней коры определяются главным образом силами гравитации и относительно низкими температурами. Полагаем, что под воздействием горизонтальных тектонических сил упругая кора может смещаться по внутрикоровым границам и поверхности Мохо, как это следует из концепции реологически и тектонически расслоенной коры. Температура среды и литостатическое давление возрастают с глубиной, что изменяет реологические свойства пород. Деформации коры протекают в масштабах геологического времени и только в плоскости xu , т. е. для наглядности рассмотрим двухмерную модель (см. рис. 2.3). Используя математические формулы, выводы которых даны Д. Тёркотом и Дж. Шубертом [1985], рассчитаем критическое девиаторное (тектоническое) сжимающее напряжение, необходимое для активизации надвига, рассекающего верхнюю (упругую) кору на всю ее толщину. В трещиноватой коре активизация затронет только те трещины, угол падения которых минимизирует это критическое напряжение. Важным фактором, определяющим угол падения плоскости надвига, является коэффициент трения покоя f_s . Соотношение между сдвиговым напряжением τ в плоскости зарождающегося надвига и нормальным напряжением σ_n определяется формулой

$$|\tau| = f_s \sigma_n, \quad (7)$$

известной как закон Амонтона. По результатам лабораторных измерений на образцах разных горных пород установлено, что максимальная величина коэффициента трения покоя не превышает **0,85**. Наличие воды в зоне надвига понижает величину критического нормального давления по формуле

$$|\tau| = f_s (\sigma_n - P_w), \quad (8)$$

где P_w – давление воды. Угол падения β плоскости надвига связан с коэффициентом трения покоя формулой

$$\operatorname{tg} 2\beta = \pm 1 / f_s. \quad (9)$$

Минимальное горизонтальное тектоническое напряжение, необходимое для смещения в плоскости надвига, определяется формулой

$$\Delta\sigma_{xx} = \frac{2f_s(\rho gh - \rho_w gh)}{(1 + f_s^2)^{1/2} - f_s}. \quad (10)$$

С помощью нее попробуем оценить величину критических сжимающих напряжений в верхней коре, достаточных для активизации надвига. В расчетах принимаем: $f_s = 0,85$; $\rho = 2700 \text{ кг/м}^3$; $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$; $g = 10 \text{ м/с}^2$; $h = 20 \text{ км}$. Находим, что критические сжимающие горизонтальные напряжения составляют около 1,26 ГПа (12,6 кбар). Такие напряжения, судя по разным минеральным ассоциациям метаморфических пород в верхней коре, вполне достижимы.

Тем не менее реальные критические горизонтальные напряжения могут быть значительно ниже. В расчетах мы брали давление воды для открытой системы ($\rho_w gh$). Однако некоторые ученые считают, что с глубиной гидростатическое давление нарастает быстрее литостатического. Например, по оценкам С.Н. Иванова [1990 и др.], уже на глубинах 7 – 13 км гидростатическое и литостатическое давления близки по величине. По этой причине коэффициент трения покоя может быть значительно ниже. В частности, коэффициент трения покоя для надвига Уинд-Ривер (США), рассчитанный по углу падения (35°), составляет всего 0,36 [Тёркот, Шуберт, 1985]. Зона Главного Уральского разлома (надвига) на сейсмическом разрезе по профилю ESRU (Средний Урал) представлена двумя пакетами отражающих площадок с падением на восток под углами 40° и 55° [Берлянд, 2007 и ссылки в ней]. Первая зона отождествляется с надвигом, а вторая – с нормальным разломом. Согласно рис. 2.4. и формуле (9) надвигу с углом падения 40° соответствует коэффициент трения покоя 0,2. Восточно-Магнитогорская зона разломов, ограничивающая Магнитогорскую синформу с востока, падает на запад под углом около $40\text{--}45^\circ$ [Геологическая интерпретация..., 2001]. Следовательно, и здесь коэффициент трения покоя должен быть не более 0,2. Принимая в расчетах по формуле (8) коэффициент трения покоя 0,5 и 0,2, мы получаем соответствующие им критические горизонтальные напряжения: 548 МПа (5,48 кбар) и 168 МПа (1,68 кбар). Таким образом, для смещения в плоскости надвига при толщине коры в 20 км критические горизонтальные тектонические напряжения не превышают 12,6 кбар, но могут быть и на порядок меньше.

Однако, как следует из экспериментов со стеклянными пластинками, наличие таких горизонтальных сжимающих напряжений еще не значит, что смещения в плоскости надвига получат дальнейшее развитие. Положим, что под действием горизонтальной тектонической силы P в упругой коре возник надвиг, достигающий ее подошвы (рис. 2.7). При первом же смещении в плоскости надвига активную плиту можно рассматривать (в сечении) как балку, опертую одним концом, и с бесконечно длинным вторым концом, свободно лежащим на более пластичном слое (см. рис. 2.7а). Такой подход был бы оправдан в случае деформации коры по законам *физики твердого тела*. Но кора, являясь одной из геосфер Земного шара, деформируется по законам *физики сплошных сред* [Тёркот, Шуберт, 1985; Лобковский и др., 2004; Гончаров и др., 2005; и др.]. Следовательно, возникновение *пустого* пространства между нижней, пластичной, и верхней, упругой, корой, как это показано на рис. 2.7а, исключено. Отсюда следует, что движение активной плиты по восстанию в плоскости надвига ограничено возможностями разуплотнения и временем релаксации пород нижней коры.

На проблему «пустого» пространства указывает и А.В. Лукьянов, вводя понятие «принцип совместимости деформаций». Суть его заключается в том, что «текто-

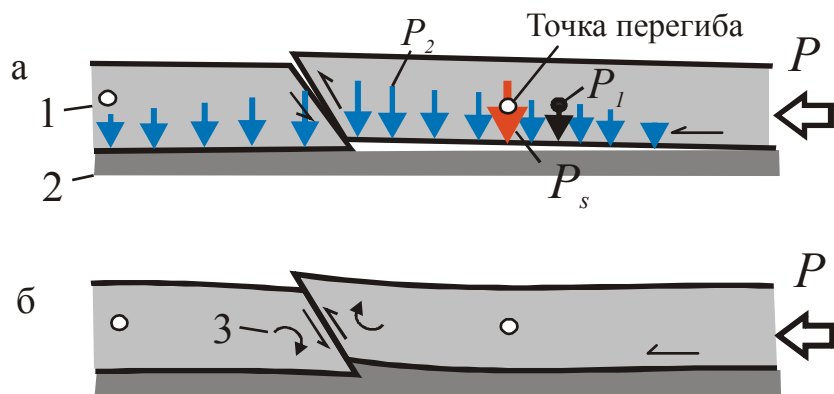


Рис. 2.7. Потеря изгибной устойчивости коры при надвигообразовании

1 – упругая кора; 2 – пластичная кора; 3 – изгибающие моменты. P – активная тектоническая сила; P_1 – реактивная сила, связанная с весом плиты; P_2 – реактивная сила, связанная с невозможностью возникновения пустого пространства (белый треугольник на границе верхней и нижней коры); P_s – суммарная реактивная сила. Остальные пояснения см. в тексте

нические деформации и перемещения вещества в земных недрах осуществляются в сплошной среде, которая не терпит ни пустоты, ни сдвигания. Так, если какая-либо горная масса ушла из данного объема, то он должен одновременно заполниться другой горной массой, пришедшей из объема, заполняющегося третьей горной массой и т. д. Поэтому деформации и перемещения горных пород не могут быть произвольными, а образуют упорядоченные структурные рисунки» [Лукиянов, 1990, с. 153].

При первом же движении активной пластины (верхней коры) по надвигу в ней возникнут *реактивные* напряжения, препятствующие этому движению. Эти напряжения обусловлены двумя главными реактивными силами: *весом* «подвешенной» плиты (P_1) и *невозможностью возникновения пустого пространства* (P_2), векторы которых направлены вертикально вниз. Сила P_1 симметрична и сосредоточена в центре тяжести сечения «опертой» по краям плиты. Сила P_2 асимметрична и достигает максимума по абсолютной величине непосредственно справа от линии пересечения плоскости надвига с подошвой упругой коры, быстро убывая по мере удаления от надвига вправо. Аналогичная картина наблюдалась и в наших экспериментах со стеклянными пластинками: подсос воздуха происходил в плоскости сместителя. Векторы обеих реактивных сил ориентированы вдоль вертикальной оси y и направлены вниз. Следовательно, они суммируются. При условии невозможности появления пустого пространства и невозможности мгновенной релаксации возникших напряжений в нижней коре сумма реактивных сил P_1 и P_2 будет равна *активной* тектонической силе P ($P = P_1 + P_2 = P_s$), ориентированной горизонтально. Поэтому смещение активной плиты в плоскости надвига становится невозможным (касательные напряжения равны нулю). Реактивные силы полностью блокируют действие активной силы, что наглядно показали приведенные эксперименты.

Поскольку реактивная сила P_2 достигает максимума вблизи надвига, то максимальная результирующая (суммированная) реактивная сила P_s концентрируется несколько правее него, но левее центра тяжести сечения, где сосредоточена сила P_1 . Результирующая сила P_s вызывает в плите *поперечный изгиб*. Но результирующая

сила P_s по определению относится к реактивной силе и при формировании поперечного изгиба является пассивной или, иначе говоря, играет роль *упора*, не позволяющего плите перемещаться вверх. Она не задавливает плиту вниз, а только фиксирует ее положение в вертикальной плоскости. Перегиб плиты осуществляется за счет деформации коры на отрезке между точкой приложения результирующей реактивной силы P_s и плоскостью надвига.

Таким образом, точка перегиба смещена от центра тяжести сечения в сторону надвига. Величина смещения точки перегиба зависит от времени релаксации напряжений, угла падения плоскости надвига, величины горизонтальной тектонической силы и изгибной жесткости плиты, поскольку этими параметрами определяется положение и величина реактивной силы P_2 . Изгибная жесткость коры в свою очередь в значительной степени зависит от скорости нагружения системы. Возникновение точки перегиба означает *потерю изгибной устойчивости плиты* в результате ориентированной горизонтальной тектонической силы.

Одновременно с деформациями плиты в висячем боку надвига, на его лежащий бок действуют горизонтальная активная сила P и суммированная реактивная сила P_s , вектор которой ориентирован вертикально вниз. Действие суммированной реактивной силы P_s на начальном этапе деформаций можно рассматривать как действие сосредоточенной поперечной силы (мягкий штамп), вызывающей поперечный изгиб плиты. В результате воздействия реактивной силы край пассивной плиты опускается вниз. Глубина опускания достигается равновесием между реактивной силой, направленной вниз, и порожденной ею второй реактивной силой, направленной вверх (проблема свободного пространства и сила Архимеда). В результате опускания края упругой плиты слева от надвига возникает ее положительный перегиб. Место перегиба плиты определяется действием сосредоточенной на ее краю силы, направленной вниз, и равномерно распределенной силы противодействия, направленной вверх. Поэтому точка перегиба также максимально приближена к надвигу. Поскольку отрицательный и положительный перегибы плиты появились в результате действия одних и тех же сил, то они должны быть симметричны относительно породившего их надвига.

Возможен ли иной сценарий развития данного процесса? Например, за счет перемещения материала нижней коры под активный бок надвига и разуплотнения этого материала для компенсации эффекта «пустого» пространства? Несомненно, такие явления имеют место, но их возможности должны быть ограниченными. Подток материала нижней коры под активный висячий бок надвига возможен только со смежных участков, что вызвало бы там утонение нижней коры и в результате опускание верхней коры. Это сопровождается появлением изгибающих моментов. В свою очередь лежащий бок надвига из-за оттока материала нижней коры несколько опускается, что порождает положительный изгиб коры в пассивном блоке (см. выше). Аналогичная картина возникает и под активной плитой: отток вещества в сторону надвига вызовет местное опускание верхней коры, т. е. образование отрицательного изгиба и потерю изгибной устойчивости. Разуплотнение вещества нижней коры носит ограниченный характер, поскольку релаксация системы зависима от времени. Средняя плотность пород нижней коры около 3,0, а верхней – около 2,7. Маловероятно, что разуплотнение пород нижней коры в состоянии полностью компенсировать эффект «пустого» про-

странства. Кроме того, показанные реактивные силы все равно остаются и совершают соответствующую работу. Возникновение новых надвигов также не снимает проблему «пустого» пространства.

Таким образом, нет объективных причин для развития процесса надвигообразования без потери изгибной устойчивости коры. В подразделе 2.2 были рассчитаны критические горизонтальные напряжения, достаточные для смещения коры толщиной 20 км по надвигу, которые составляют около 1,68–12,6 кбар. Тектоническая горизонтальная сила, вызвавшая эти напряжения, вызвала и равную ей по величине суммированную (сосредоточенную) реактивную силу, ориентированную вертикально. Этой сосредоточенной силы вполне достаточно для изгиба коры на относительно коротком отрезке. В противном случае она блокирует смещения в плоскости надвига.

В рассмотренном случае потеря изгибной устойчивости упругой коры при образовании надвига произошла благодаря сосредоточенным вертикальным реактивным силам, сыгравшим роль упора и вызвавшим ее *поперечный изгиб*. Но дальнейшее развитие деформаций проходит посредством *продольного изгиба* со всеми его атрибутами, которые показаны в следующем подразделе.

Таким образом, можно сделать вывод, что *если горизонтальная тектоническая сила способна (по величине) к образованию надвига в земной коре, то она способна и к формированию продольного изгиба коры*. Эта тектоническая сила по величине много меньше *критической силы* P_c , рассчитанной для потери изгибной устойчивости коры при одноосном горизонтальном сжатии. В особенности если принять во внимание геологические масштабы времени.

Есть еще одно важное следствие из сказанного. По расчетам Ж.С. Ержанова и А.К. Егорова [1968], при образовании складки продольного изгиба, около 50% общего времени тратится на достижение изгиба в 10° . На достижение изгиба в 30° расходуется уже около 70% общего времени, а на следующие 30° требуется всего 8–10% этого времени. Далее процесс складкообразования опять замедляется. Абсолютные значения цифр при образовании реальной складки могут существенно отличаться от приведенных расчетных, но тенденция ускорения процесса при формировании продольного изгиба сомнений не вызывает. Но эти расчеты исходят из той же модели одноосного горизонтального сжатия, которую рассматривали Д. Тёркот и Дж. Шуберт [1985]. Понятно, что в таком случае изгибающие моменты в начале образования складки очень слабые, требуют приложения больших тектонических сил и много времени для достижения заметных деформаций коры. По мере уменьшения радиуса изгиба изгибающие моменты возрастают и деформации проходят уже при более слабых тектонических силах. Достигнув максимума при изгибе 60° , изгибающие моменты снова начинают ослабевать, что для продолжения деформаций требует компенсирующего роста величины тектонических сил.

В случае потери изгибной устойчивости земной коры при образовании надвига имеет место *предельная минимизация радиуса кривизны* продольного изгиба и, соответственно максимальные, по абсолютной величине изгибающие моменты, как это следует и из формулы (9) [Тёркот, Шуберт, 1985]:

$$M = \frac{D}{R}, \quad (11)$$

где M – изгибающий момент; D – изгибная жесткость; R – радиус кривизны. В нашем случае плоскости надвига можно условно считать крыльями сопряженных положительных и отрицательных изгибов. При угле падения плоскости надвига 45° изгибающие моменты являются максимальными. Следовательно, здесь уже нет потребности в достижении критических напряжений для потери изгибной устойчивости коры: *изгибающие моменты уже существуют и являются максимальными*. Отсюда следует, что наличие надвига, подобного тому, что был использован в нашем примере, *обеспечивает изгибные деформации коры при любых сжимающих напряжениях, достаточных для смещений в плоскости надвига*. Естественно, что время релаксации слабых напряжений при изгибе коры пропорционально возрастает и здесь, возможно, будет преобладать *деформационная ползучесть* (крип). Роль минимизации радиуса изгиба дополнительно показана далее.

2.2.2. Тектонопара «надвиг – продольный изгиб»

Ранее было показано, что надвиг, достигающий подошвы упругой коры не может существовать без продольного изгиба. Можно перефразировать данное утверждение: раз надвиги корового масштаба существуют, то существует и блоковая складчатость. Покажем, что *надвиг и продольный изгиб являются тектонопарой*.

На рис. 2.7 мы видели, что под действием результирующей реактивной силы P_s упругая кора потеряла изгибную устойчивость. В всячем боку надвига возник отрицательный изгиб, а в его лежачем боку начал развиваться положительный изгиб. Край активной плиты по плоскости надвига приподнялся и приобрел дополнительный уклон в направлении точки перегиба. Лежачий бок надвига, напротив, несколько опустился. Это предел действия силы P_s , поскольку исчезли причины, ее породившие (эффект «пустого» пространства и вес опертый по краям плиты). Приподнялся лишь край плиты между точкой перегиба и надвигом, в результате чего справа от надвига возник отрицательный изгиб коры. Далее он развивается непосредственно в результате действия активной тектонической силы P и изгибающих моментов по механизму продольного изгиба. Всячий бок надвига под действием изгибающих моментов испытывает вращение по часовой стрелке. Согласно закону парности изгибающих моментов по другую сторону точки перегиба возникает изгибающий момент с вращением против часовой стрелки. Упругая верхняя кора вдавливается в пластичную нижнюю кору с максимумом опускания в точке перегиба, в которой теперь сосредоточена сила P_m , порожденная изгибающими моментами (рис. 2.8,а). В результате этого здесь появляется проблема свободного пространства, поскольку релаксация напряжений зависима от времени. Кроме того, начала действовать архимедова сила, препятствующая погружению легкой коры в тяжелые породы. Обе эти реактивные силы ориентированы вертикально вверх и по величине быстро выравниваются с активной силой, препятствуя дальнейшему погружению упругой коры (рис. 2.8,б). Таким образом, развитию синусоидального отрицательного изгиба препятствуют реактивные силы, направленные вертикально вверх и по величине равные или почти равные активной тектонической силе. Однако это не может препятствовать развитию самого изгиба.

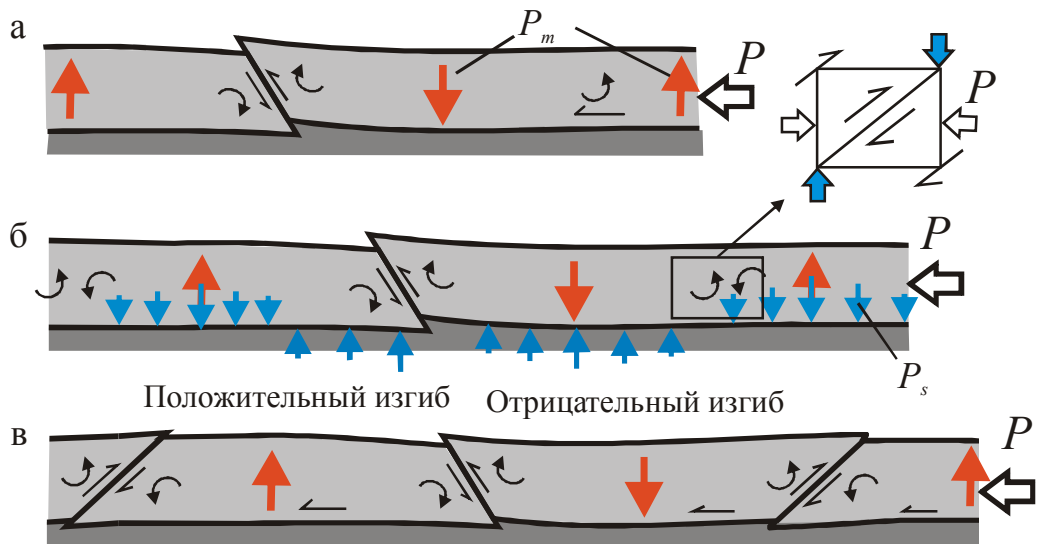


Рис. 2.8. Тектонопара «надвиг – продольный изгиб».

P_m – векторы направления сил, связанных и изгибающими моментами; P_s – суммированные реактивные силы. Остальные пояснения см. в тексте

Задавливание упругой коры в отрицательном изгибе вниз вызывает появление дополнительного уклона плиты на прилегающем к точке перегиба справа участке. Крылья отрицательной складки симметричны относительно точки перегиба и испытывают вращение согласно действию изгибающих моментов, вызывая подъем упругой коры на смежном (справа) участке, где также возникает точка перегиба, но уже положительного изгиба с соответствующими изгибающими моментами (см. рис. 2.8,б). При положительных изгибах действуют рассмотренные реактивные силы гравитации P_1 и эффекта невозможности «пустого» пространства P_2 , направленные вниз и препятствующие образованию арки. Как и в предыдущем случае, результирующая реактивная сила смещена относительно центра тяжести сечения, но здесь в направлении участка отрицательного изгиба. Снова происходит минимизация радиуса изгиба. В результате взаимодействия выталкивающих реактивных сил на участке отрицательного изгиба и противоположно ориентированных реактивных сил на смежных участках положительных изгибов (в условиях горизонтального сжатия), на границах структур разного знака появляются сильные касательные (сдвиговые) напряжения (см. рис. 2.8,б). В одних случаях они реализуются путем смещений в плоскости уже существующих надвигов (здесь это надвиг, вызвавший потерю изгибной устойчивости коры). В других случаях наблюдаются деформации объемного простого сдвига с образованием *флексурного перегиба, в дальнейшем трансформирующегося в надвиг*. Флексурообразные изгибы и надвиги позволяют развиваться изгибным деформациям коры, полностью снимая напряжения, вызванные вертикально ориентированными реактивными силами (см. рис. 2.8,в). Падение данных надвигов и осевых плоскостей флексур всегда направлено в сторону отрицательных структур. Другие варианты невозможны. В противной ситуации знаки изгибающих моментов поменяются на противоположные.

В предыдущем подразделе показано, что надвиг не может развиваться без продольного изгиба. Здесь же мы показали, что продольный изгиб не может развиваться без надвига или флексуры, впоследствии перерастающей в надвиг. Таким образом, продольный изгиб вызывает образование надвига, а надвиг – продольного изгиба коры. Друг без друга они развиваться не могут. Следовательно, можно говорить о существовании *тектонопары «надвиг – продольный изгиб»*. Наблюдаемые в породах осадочного чехла мелкие надвиги и сопряженные с ними складчатые структуры формируются иным путем, и на них данный тезис не распространяется. Образованию арки любого знака противодействуют реактивные силы, по абсолютной величине близкие или равные активной силе. Смещение блоков положительного и отрицательного изгибов в плоскости надвига вызывает уравнивание противоположно ориентированных реактивных сил.

Данная тектонопара не является аналогом динамопары «надвиг – антиклиналь», выделяемой М.А. Камалетдиновым с соавторами [1981 и др.], поскольку в ней объединены структуры разных порядков: антиклинальное вздутие только осложняет всякий бок надвига и не порождает надвиг противоположной vergenции. В «динамопаре» надвиг действительно является «первичным», а антиклиналь – «вторичной». В нашем случае надвиг и изгиб выступают одноранговыми структурами и всегда существуют совместно. Для них отсутствует вопрос который из них первичен, а который вторичен.

Следствие 1. Под действием горизонтальной ориентированной сжимающей силы земная кора деформируется по механизму продольного изгиба.

Следствие 2. В процессе изгибных деформаций кора остается квазиплоской и способна передавать тектонические напряжения на расстояние. Это позволяет деформировать упругую кору одновременно в зоне существования горизонтальных одноосных сжимающих напряжений.

Следствие 3. На начальном этапе деформаций изгибающие моменты максимальные по абсолютной величине, что требует относительно небольших сжимающих напряжений. Релаксация напряжений на этом этапе происходит относительно быстро, а затем замедляется, и передача тектонических напряжений на расстояние возрастает.

Следствие 4. Работа осуществляется тектонопарой «надвиг – продольный изгиб», что делит плиту на блоки отрицательного и положительного изгибов, давших название складчатости такого типа.

2.2.3. Другие варианты потери изгибной устойчивости коры

Надвиг – не единственная причина потери изгибной устойчивости коры. Напряжение – величина тензорная, – и любая крупная неоднородность в верхней коре приведет к перераспределению и переориентировке поля напряжений. Строго говоря, в поле действия горизонтальных стрессовых напряжений *любая геологическая граница, отличная от горизонтальной и вертикальной плоскостей, может стать причиной потери изгибной устойчивости коры*. Рассмотрим некоторые простейшие варианты потери изгибной устойчивости коры, показанные на рис. 2.9.

Положим, что в нижней части упругой коры располагается крупный блок более «жестких», по сравнению с окружением, пород. При равных условиях деформирования с окружением доля деформации «жесткого» блока будет меньше. В результате этого

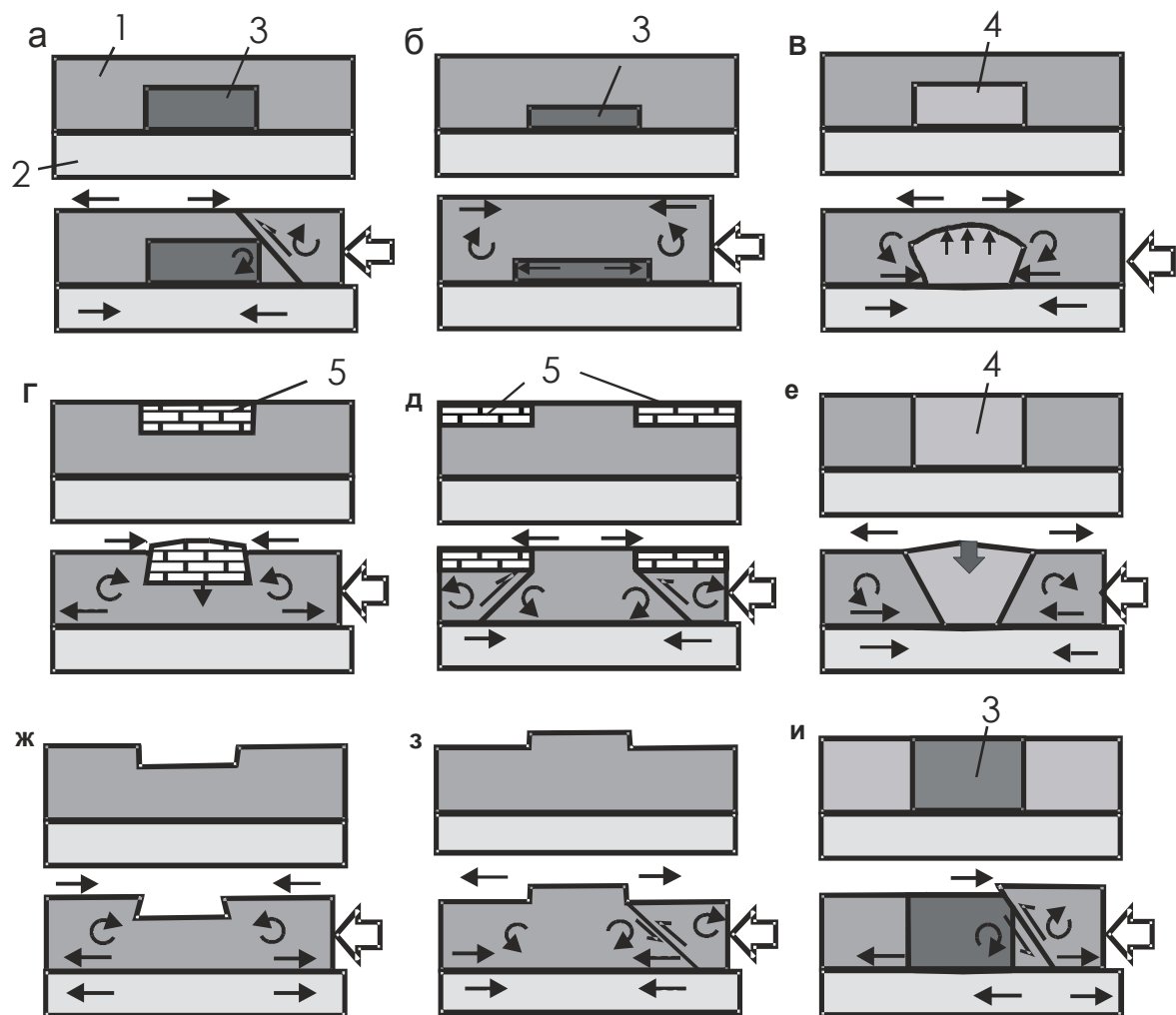


Рис. 2.9. Некоторые варианты потери изгибной устойчивости коры.

1 – упругая (верхняя) кора; 2 – пластичная (нижняя) кора; 3 – «жесткий» блок; 4 – «пластичный» блок; 5 – осадочные толщи повышенной пластичности. Остальные пояснения см. в тексте

перед ним возникнет надвиг, который вызовет ситуацию, рассмотренную на рис. 2.9,а. Если «жесткий» блок в подошве упругой коры будет иметь небольшие вертикальные размеры и большие горизонтальные, то ускоренные деформации коры над этим блоком вызовут потерю изгибной устойчивости (см. рис. 2.9,б). Если вместо «жесткого» блока здесь окажется, напротив, более «пластичный» блок (например, за счет локального повышения геотермического градиента), то пластические течения (выжимание) и рост всестороннего давления вызовут поперечный изгиб кровли. Возникают условия сжатия в подошве коры и растяжения в ее кровле, что является атрибутами продольного положительного изгиба (см. рис. 2.9,в). Крупный «пластичный блок» на самых верхних горизонтах коры (например, глубокий осадочный бассейн) при сжатии будет сокращаться быстрее, чем нижерасположенная упругая кора, что равнозначно сжатию в кровле и растяжению в подошве коры, являющимся признаками продольного отрицательного изгиба (см. рис. 2.9,г). Широко распространена ситуация, когда кристаллический фундамент на каком-то участке приподнят (выступ фундамента); при горизонтальном сжатии это вызывает образование положительного продольного изгиба (см. рис. 2.9,д).

Пластичный участок в упругой коре приведет к формированию положительного изгиба (см. рис. 2.9,е). При прочих равных условиях крупные депрессионные формы рельефа могут послужить причиной образования отрицательного изгиба коры (см. рис. 2.9,ж). Напротив, крупные положительные формы рельефа способны спровоцировать возникновение положительной складки изгиба (см. рис. 2.9,з), как и крупный участок повышенной жесткости в коре (см. рис. 2.9,и). Таким образом, на этих примерах видно, что любая крупная неоднородность коры способна вызвать ее изгибную неустойчивость при горизонтальном сжатии. Хорошо известно, что кора является внешней, тонкой, твердой и *самой анизотропной* оболочкой Земли. Анизотропия коры проявлена на всех возможных уровнях, начиная с деления по типам на континентальную и океаническую, сиаль и симу, холодную и разогретую, древнюю и молодую, тонкую и толстую и заканчивая литологическими и петрографическими неоднородностями, структурами горных пород и минералов, их температурами плавления, реологическими свойствами, полиморфными превращениями и т. д. Поэтому мы можем сказать, что *изгибная неустойчивость коры заложена в ее анизотропии*.

Следствие. Из рассмотренных примеров отчетливо просматривается «принцип унаследованности», активно развиваемый Н.С. Шатским и многими другими геологами.

2.2.4. Требования к модели блоковой складчатости

Из рассмотрения возможных причин потери изгибной устойчивости коры становится понятно, что деформации коры при продольном изгибе очень сложные, а сама складчатость не имеет аналогов среди известных типов и моделей обычной (традиционной в понимании геологов) складчатости. Ранее показано, что анизотропная по реологическим свойствам кора при ориентированном горизонтальном сжатии легко теряет изгибную устойчивость и деформируется; что продольные изгибы коры не могут существовать без надвигов, как и надвиги без изгибов. Отмечено также, что реактивные силы, вызванные проблемами пространства, препятствуют образованию синусоидальных изгибов любого знака, стремясь удержать кору в плоском состоянии. Следовательно, модель блоковой складчатости должна удовлетворять всем этим требованиям: *снимать тектонические напряжения горизонтального сжатия, сохраняя при этом квазиплоское состояние коры*. В то же время благодаря тектонопаре «надвиг – продольный изгиб» на начальном этапе деформаций изгибающие моменты являются максимальными.

Это может показаться парадоксальным: складчатость без синусоидальных изгибов. Возможно ли это? Сам термин «складчатость» уже подразумевает изгиб. Рассмотрим данный вопрос на графическом примере. На рис. 2.10а показано вертикальное сечение плиты в виде прямоугольника, разделенного посередине штриховой линией. Для удобства верхняя и нижняя части прямоугольника окрашены в разные цвета. Полагаем, что это сечение плиты и ее деформации рассматриваются в двухмерном пространстве. Плита рассечена разломами встречного падения (сплошные наклоненные линии) на блоки. Углы падения разломов близки к 45°. Точки пересечения линий разломов со штриховой линией обозначены буквой «о», а с границами плиты – буквами «а», «b», «с» и «d». Плоскости разломов в процессе деформаций плиты ис-

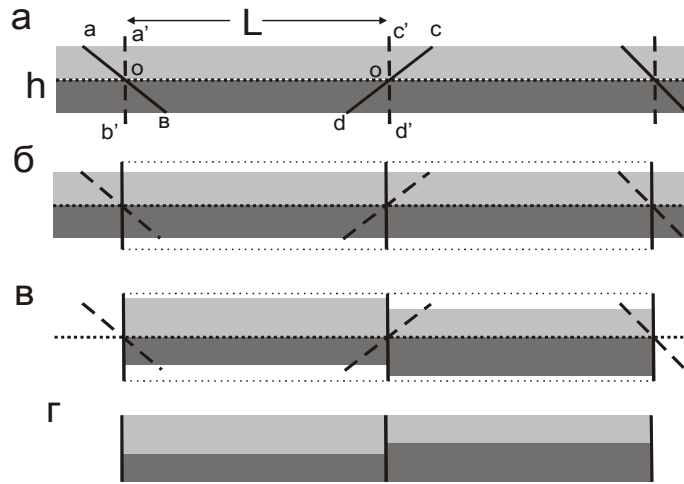


Рис. 2.10. Перераспределение вещества при вращении плоскостей надвигов. Остальные пояснения см. в тексте

пытывают вращение вокруг точки «о», стремясь к вертикальному положению (вертикальные штриховые линии с теми же буквенными обозначениями со штрихом). Полагаем, что плита способна деформироваться бесконечно с сохранением объема (здесь площади сечения). Толщину плиты обозначим h , а расстояние между точками «о» – L . Теперь посмотрим, что произойдет, когда разломы примут вертикальное положение (рис. 2.10,б).

Площадь верхней части блока, имеющую вид трапеции асоо, находим по формуле $S_1 = L \frac{h}{2} + \left(\frac{h}{2}\right)^2$. Площадь нижней трапеции – по формуле $S_2 = L \frac{h}{2} - \left(\frac{h}{2}\right)^2$. После деформаций они превратились в прямоугольники длиной L . Площади фигур по условиям не изменились. Но изменилась высота фигур. Для верхнего прямоугольника исходная толщина слоя возросла, а для нижнего – уменьшилась, что отражено на рис. 2.10в. Поскольку кора, которую они изображают, находится в гравитационном поле, то выравниваем границы по подошве (рис. 2.10,г) и видим смещение бывшей средней поверхности. В одном блоке произошли утолщение верхней части и утонение нижней части, в другом блоке ситуация противоположная.

Рассмотренный пример не является блоковой складчатостью, поскольку здесь нет изгибающих моментов, но в значительной степени отражает происходящие в ней процессы: смещения по надвигам минимальные, блок «отрицательного изгиба» получает дополнительное утолщение верхней части, а «блок положительного изгиба» утолщается за счет его нижней части.

Земная кора неспособна деформироваться так, как показано на рис. 2.10. Для получения подобного результата нужны изгибающие моменты. Они создают условия объемных деформаций, градиентное поле напряжений и вызывают масштабные перемещения вещества.

Очевидно, что зона растяжения в верхней части «блока положительного изгиба» проблем пространства не создает. Проблема свободного пространства здесь име-

ется только в зоне сжатия. Но она легко решается путем перераспределения вещества внутри блока пропорционально его сокращению, т. е. путем дифференцированного утолщения. В таком случае арка при изгибе не возникает и подошва коры остается плоской. Большинство исследователей считают, что на глубоких горизонтах коры преобладают хрупко-пластические и пластические деформации [Иванов С., 1991; Леонов Ю., 1991; 1997; Резанов, 2002; Тектоническая расслоенность..., 1980; 1982, 1990 и др.] (см. главу 1). Из экспериментов и геологических фактов хорошо известно, что в масштабах геологического времени все горные породы в той или иной степени пластичны и «текут» даже при относительно небольших напряжениях (*крип*). Поэтому такой процесс утолщения коры кажется весьма реальным. Кроме того, часть объема пород из зоны сжатия неизбежно будет выжиматься вверх, в зону растяжения, развитие которой сопровождается снижением литостатического давления. Это вызывает общее утолщение коры в блоке положительного изгиба, что удовлетворяет условиям горизонтального сжатия. Хорошо известны и различные метаморфические реакции, сопровождающиеся изменением плотности и объема вещества. Фазовые переходы минералов также сопровождаются объемными эффектами. Таким образом, благодаря перераспределению вещества и разным физико-химическим процессам в зоне сжатия положительный изгиб блока может развиваться без образования арки, полностью релаксируя тектонические напряжения. Обыкновенная синусоидальная складчатость земной коры, если бы она была возможна, не могла бы совершить столь масштабные и глубокие структурно-вещественные преобразования, как это способна сделать блоковая складчатость.

В блоке отрицательного изгиба зона растяжения приходится на нижнюю часть коры, где в силу повышенных температур и литостатических напряжений преобладают хрупко-пластические и пластические деформации. Поэтому зона растяжения не создает проблем пространства для развития блока отрицательного продольного изгиба. Зона сжатия здесь приходится на верхнюю часть коры, которая беспрепятственно может увеличиваться в толщине в направлении атмосферы (гидросферы). Таким образом, и при развитии блока отрицательного изгиба коры нет необходимости в образовании синусоиды и подошва коры может оставаться квазиплоской. В отличие от блока положительного изгиба коры материал из зоны сжатия не проникает в нижерасположенную зону растяжения, и общее утолщение коры осуществляется за счет утолщения зоны сжатия. Поэтому общее утолщение коры здесь меньше и блок выглядит депрессионным.

Другой часто задаваемый вопрос звучит так: раз синусоида при блоковой складчатости не образуется, то можно ли ее относить к складчатости? В свете сказанного, данный вопрос является больше философским, продуктом стереотипности мышления. Синусоидальная складчатость формируется в результате продольного одноосного сжатия и действия изгибающих моментов. Блоковая складчатость также образуется только в условиях ориентированного горизонтального сжатия и при наличии изгибающих моментов. В обоих случаях имеется нейтральная поверхность, на которой меняются знаки напряжений, а также области (блоки) положительных и отрицательных изгибов. Разница между этими двумя моделями заключается только в способах релаксации тектонических напряжений и в энергоемкости системы. От просто-

го сдвига (расплющивания) данная модель отличается принципиально, поскольку изгибающие моменты *перераспределяют* и *фокусируют* тектоническую энергию сжатия. Таким образом, в отличие от *механистической* синусоидальной складчатости, модель блоковой складчатости можно назвать *энергетической*. Как показано далее, энергоемкость ее чрезвычайно велика, поскольку релаксация напряжений полная и осуществляется всеми возможными способами.

Из сказанного следует, что процессы, сопровождающие образование блоковой складчатости, очень сложны и не могут быть описаны только с позиций механистической модели. Поэтому рассмотрим блоковую складчатость подробно, начиная с ее основных элементов. Некоторые из них показаны ранее при обосновании тектонопары «надвиг – продольный изгиб». О других речь идет далее.

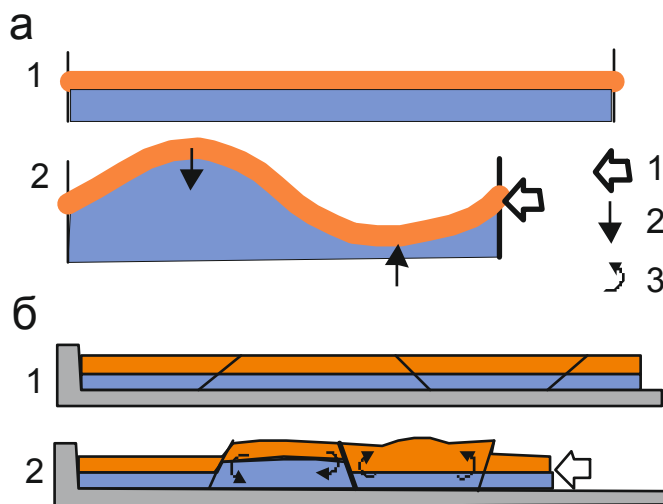
2.3. Экспериментальные исследования деформаций при блоковой складчатости

Как известно, релаксация напряжений – это переход упругих деформаций в остаточные. На рис. 2.11а показан синусоидальный продольный изгиб, возникший в результате горизонтальной сжимающей силы, приложенной к торцу отрезка прямой линии. Если представить эту кривую изображением земной коры, подстилаемой верхней мантией, то отчетливо видно, что релаксации напряжений сжатия не произошло. Не произошло и заметного утолщения коры, поскольку длина отрезка не изменилась. Соответственно, не будет и значимых структурно-вещественных преобразований коры. Такая синусоидальная складчатость в масштабах земной коры лишена смысла, поскольку она не снимает тектонические сжимающие напряжения. Есть у такой складчатости серьезные проблемы и с передачей горизонтальных напряжений на расстояние.

На рис. 2.11б показана принципиальная модель блоковой складчатости, основанная на рис. 2.10 и комментариях к нему. Здесь также предполагается, что слоистая модель способна неограниченно деформироваться (различная раскраска слоев использована только для их маркировки и не более) и лежит на жестком основании. Предполагается, что в слоистой модели имеется множество различно ориентированных трещин (не показаны). В результате приложения к торцу в модели горизонтальной сжимающей силы возникают касательные напряжения, активизирующие все наклонные трещины, в особенности имеющие углы падения, близкие к 45° , с простиранием, перпендикулярным вектору горизонтального сжатия (здесь они представлены в виде сплошных линий, падающих под углом около 45° , в плоскости главных касательных напряжений). Значимые смещения по ним невозможны, поскольку по условию в подошве модели пустота возникнуть не может. Но в их лежащих и висячих блоках надвигов возникают пары разнонаправленных изгибающих моментов (дугообразные стрелки), вызывающие одновременное противоположное вращение их смежных бортов, перераспределение и фокусировку напряжений сжатия на относительно небольшие объемы. В соответствии со знаками изгибающих моментов образуются «блоки положительного и отрицательного изгибов». В «блоке отрицательного изгиба» сжимающие напряжения фокусируются на верхнюю часть модели, достигая максимума в осевой части блока, около ее поверхности. В «блоке положительного изги-

Рис. 2.11. Принципиальные различия между синусоидальной (а) и блоковой (б) складчатостью.

Желтым цветом показана земная кора. Наклонные сплошные линии – тектонически ослабленные зоны. 1 – горизонтальные активные силы; 2 – вертикальные реактивные силы; 3 – изгибающие моменты



«ба» ситуация противоположная, и сжимающие напряжения достигают максимума у нижней границы модели. В результате этого в «блоке отрицательного изгиба» утолщение получает верхняя часть модели, а в блоке положительного изгиба, напротив, утолщается ее нижняя часть. В итоге оба блока получают общее утолщение, пропорциональное их горизонтальному сокращению. Все деформации в данном случае остаточные, и сжимающие напряжения релаксированы полностью.

По характеру эти сложные деформации полностью отвечают понятию «реидные деформации», включая метаморфизм, перекристаллизацию, фазовые переходы, пластические, квазипластические, катакластические потоки и т. п. Соотношение их может быть разным, но плитообразная форма модели должна сохраниться неизменной на всем протяжении процесса деформаций. Следовательно, сохраняются и торцовые соединения блоков, что обеспечивает передачу сжимающих напряжений на расстояние. В результате подобными деформациями охвачена обширная зона тектонической активизации, а не только единичных блоков. В итоге даже изотропная по латерали земная кора приобретает блоковое строение. Поэтому данный тип складчатости предлагается называть *блоковой*.

Математическое моделирование блоковой складчатости сопряжено с большими трудностями ввиду множества неизвестных, что лишает ее доказательной базы. «Попытки поставить задачу численного моделирования... сложных структур (антиклинорий, тектонических зон) наталкиваются на невозможность дать формализованное описание механизмов, участвующих в их образовании... Поэтому решения для крупных структур в целом носят качественный характер, без численной характеристики действовавших процессов» [Яковлев, 2001, с. 14]. Экспериментальная проверка модели также представляет большие сложности. Поэтому целью проведенных экспериментов по моделированию блоковой складчатости была попытка воспроизвести механистическую часть процесса, насколько это возможно, и показать, что деформации в данном случае контролируются изгибающими моментами.

2.3.1. Материалы и методика экспериментов

Первые эксперименты по моделированию блоковой складчатости начали проводить еще в конце 90-х гг. прошлого столетия. В экспериментах первых серий ис-

пользовались тяжелые жидкости (бромформ или М-14) и кварцевые пески. Тяжелая жидкость заливалась в узкий стеклянный бокс ($50 \times 10 \times 5$ см), а сверху слой за слоем засыпались кварцевые пески, чередующиеся с прослоями темноцветных песков (измельченной роговой обманки). Суммарная толщина песчаной модели составляла 5–6 см. Предполагалось, что кварцевые пески, плавающие в тяжелой жидкости, будут имитировать упругую верхнюю кору, а сама тяжелая жидкость – пластичную нижнюю кору. В одном конце стеклянного бокса располагался поршень, который приводился в движение подвешенным через кронштейн грузом.

Почти сразу после начала движения, перед индентора в песчаной модели возник надвиг. При дальнейшем движении перед ним формировались все новые и новые надвиги того же падения (дуплексы), выжимающиеся вверх и создающие чешуйчато-надвиговую структуру, подобную той, что показана на рис. 2.2. Угол падения всех надвигов был близок к 40° . Перед фронтом надвигов – деформаций песчаной модели не наблюдалось. Попытки менять условия экспериментов путем нагружения модели сверху дополнительно слоем воды, помещения тяжелой жидкости в мягкие пластиковые пакеты, изменением величины нагрузки и скорости деформации и т. п. принципиально результатов не изменили. Причина этого стала понятна после того, как в одном из экспериментов произошла разгерметизация бокса и тяжелая жидкость вытекла полностью. Но песчаная модель при этом не опустилась, а осталась подвешенной, зажатой стенками сосуда. Боковой распор модели был такой, что ожидать ее деформаций по механизму блоковой складчатости не приходится. После этого попытки изменить условия экспериментов были направлены на поиски путей снижения коэффициента трения между песчаной моделью и стенками стеклянного бокса. Но эта проблема оказалась неразрешимой.

Следующую серию экспериментов проводили с использованием широкой кюветы. Обычно применяли влажные пески, положенные на влажную пластичную глину. В других случаях задействовали только пластичную глину, которую укладывали на дно пластикового ящика, смазанное маслом (для исключения прилипания). Пластиковыми пластинками глиняная модель разделялась на блоки, имитируя надвиги встречного падения. Из-за высокой пластичности глины сжимающие напряжения передавались на небольшие расстояния, что вызывало в модели наклеп на участке, прилегающем к индентору. Лучшие результаты были получены на модели из глинистых песков. Но моделирование блоковой складчатости в широкой кювете почти лишено наглядности. Однако была отмечена ундуляция блоковой складчатости по простиранию.

Наиболее интересные результаты показала серия экспериментов без использования кюветы. Эта серия оказалась наиболее удачной и достаточно наглядной. Результаты приводятся далее. Опыты выполняли на горизонтально лежащем листе стекла. С одной стороны устанавливали упор. В первых экспериментах применяли детский пластилин. Из брусков изготавливали трапециевидные блоки, которые укладывали на смазанную маслом поверхность стекла, имитируя блоковую складчатость. Затем их плотно прижимали к поверхности стекла и подвергали деформации. Однако во всех экспериментах с пластилиновыми моделями результаты были отрицательными: разгерметизация контакта между стеклом и моделью наступала раньше, чем возникали заметные ее деформации. На глиняных моделях герметизация контакта со стеклом была лучше,

но высокая пластичность глины приводила к значительному наклепу в районе индентора прежде, чем отчетливо проявлялись деформации изгиба в блоках. Снижение влажности глины желаемых результатов также не дало: глиняная модель вела себя подобно пластилиновой.

Лучшие результаты опять показала модель из глинистых песков. В качестве материала при подготовке модели использовали стекольные кварцевые пески фракции -1 мм. Цементирующая глина пластичная: каолинит 60%, монтмориллонит и гидрослюда 40%. Соотношение песка и глины 5 : 1 (по массе в сухом виде). Глинистые пески в сильно увлажненном состоянии тщательно перемешивали, затем заливали в специальную форму и выстаивали в течение суток или более. За это время влажность песков понижалась до 10–12%, и они легко сохраняли форму отливки в виде бруска. Длина модели 50,0 см, ширина 5,0 см, высота 3,5 см. В качестве подстилающего слоя применяли глина (влажность 40%, состав: каолинит 45–50%, мелкая слюда 45–50% и крупночешуйчатый графит 3–5%). Стекло покрывалось ровным слоем сильно разжиженной глины, на которую укладывали заготовленный брусок из глинистых песков и плотно прижимали к стеклу. Толщина подстилающего слоя глины не превышала 1 мм, а за пределами модели составляла около 5 мм, что обеспечивало легкое скольжение по стеклу, но главное, герметизировало контакт между моделью и стеклом, создавая эффект «присоски». К одному концу модели подводили пресс, и модель вторым концом подталкивали к упору. Если модель при этом не испытала заметных деформаций, то считалось, что она готова к эксперименту (способна передавать напряжения на расстояние).

На следующем этапе создавали систему «надвигов», разделяющих заготовку на моделируемые «блоки отрицательного» и «положительного изгибов», как это показано на рис. 2.12. Это было необходимо делать, поскольку глинистые пески по причине высокой пластичности при горизонтальном сжатии испытывают только расплющивание в зоне динамического влияния индентора и самостоятельно надвиги в нужном месте не возникнут, что показали многочисленные эксперименты. В данном эксперименте было нужно добиться того, чтобы напряжения от индентора передавались глинистыми песками на расстояние с минимальными потерями, а изгибы фокусировали их на соответствующие участки модели. При этом предполагалось, что длина бруска (блока) по срединной поверхности в 3–4 раза превышает его толщину. Такое соотношение отвечает параметрам реальных структур земной коры, отождествляемых нами с блоковой складчатостью. Для создания «надвигов» использовали пластиковые пластинки (в других случаях – кальку), которые задавливали в глинисто-песчаную модель по направляющей, задающей угол около 45°. В некоторых экспериментах делали только наклонные разрезы модели, разделяющие ее на блоки. Как выяснилось в результате экспериментов, принципиального значения это не имеет: результаты различались только в незначительных деталях. При задавливании «надвиговая» пластинка в глинистые пески всегда отклонялась от заданного (45°) угла. Реальный угол замеряли по фотографии. Пластиковые пластинки значительно понижали коэффициент трения, что позволяло возникать сдвигам (надвигам) даже при слабых горизонтальных напряжениях. Затем на глинисто-песчаную модель наносились маркеры (рис. 2.12, а). Полосчатость создавалась путем нанесения на боковую поверхность

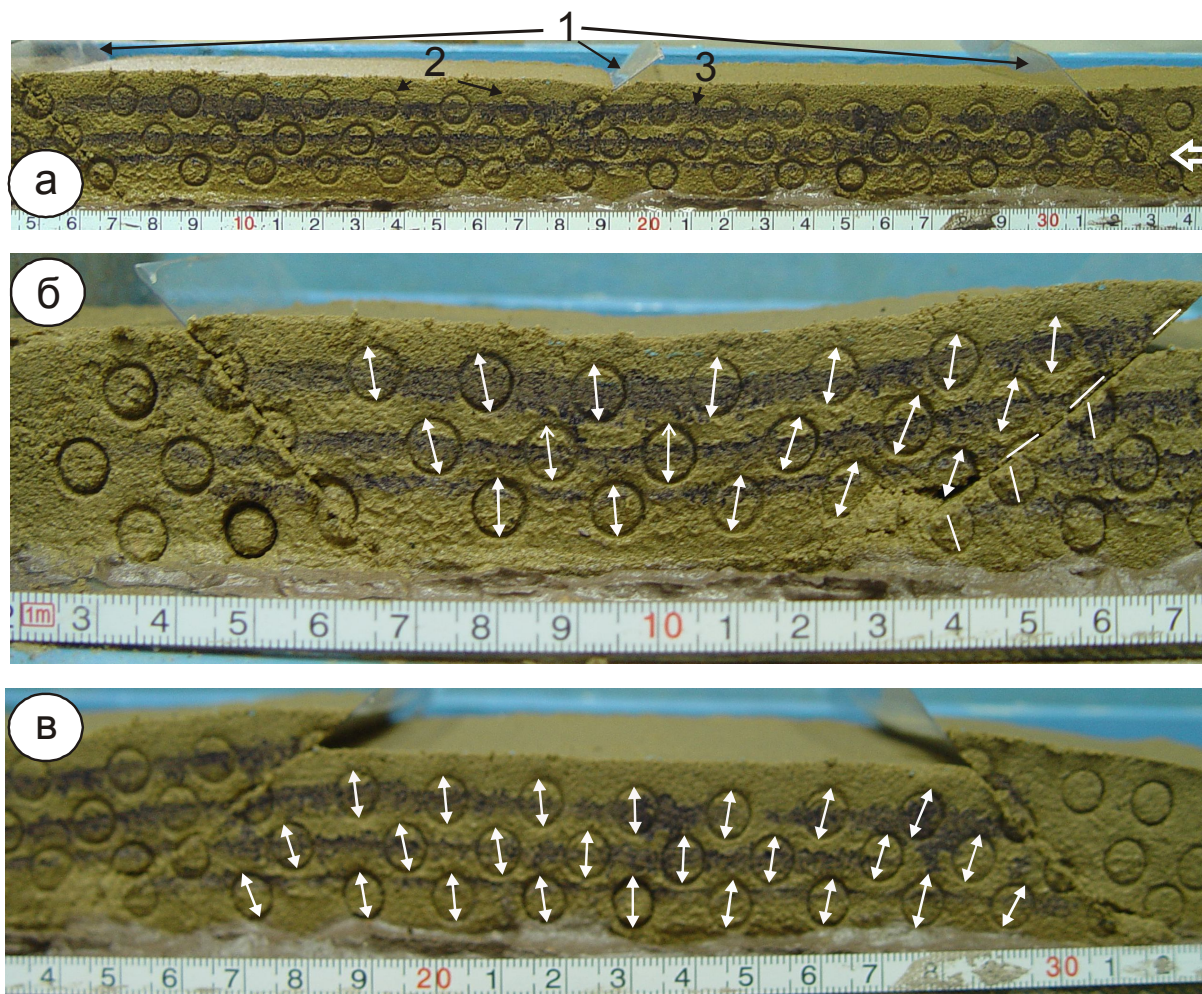


Рис. 2.12. Эксперимент по моделированию блоковой складчатости.

а – исходное состояние; б, в – после сокращения длины модели на 12% (б – блок отрицательного изгиба, в – блок положительного изгиба). 1 – пластиковые пластинки, задающие места заложения надвигов; 2 – круги на боковой поверхности модели, нанесенные путем вдавливания торца тонкой трубки; 3 – полосчатость, созданная путем перенесения акварельной краски с боковой поверхности деревянной линейки. Белые двойные стрелки указывают оси максимального растяжения кругов. Остальные пояснения см. в тексте

деревянной линейки темной акварельной краски и перенесения ее на боковую поверхность модели. Круги наносили путем вдавливания в модель торца тонкой трубки.

Готовую к эксперименту модель фотографировали, делали замеры длины, ширины и толщины, отбирали образцы на определение влажности. Величину приложенной силы подбирали таким путем, чтобы скорость индентора не превышала 1 мм/мин. Измерения величины усилий не производили, поскольку они для решения поставленных задач большого значения не имели. После сокращения модели на каждые 5 мм (1%) процесс останавливали для фотографирования и изучения характера образовавшихся деформаций. Эксперименты прекращали при разгерметизации контакта между стеклом и моделью или в случае ее внутреннего расслоения (возникновения пологих трещин отрыва в блоке отрицательного изгиба). Обычно к этому моменту сокращение длины модели составляло 10–12%.

2.3.2. Результаты экспериментов

Все эксперименты этой серии показали схожие результаты. Смещения в плоскостях надвигов возникали немедленно после приложения к модели сжимающей силы. Части кругов, рассеченных плоскостями сместителей, испытывали деформацию дифференцированно. Дуги кругов, расположенные в висячем боку надвигов, испытывали растяжение в плоскости надвига и сжатие в перпендикулярной к ней плоскости (рис. 2.12,б, в). Деформации растяжения с глубиной возрастали. Амплитуда смещений была максимальной для верхней части висячего бока надвигов и понижалась к подошве модели. В лежащем боку надвигов деформации носят более сложный характер. Движение масс вниз вдоль плоскости сместителя оказалось невозможным по причине жесткой стеклянной подложки, что вызвало сжатие дуг кругов в направлении данного вектора. Степень их деформации возрастает к подошве модели. Данный эксперимент был прекращен после возникновения в блоке отрицательного изгиба пологой трещины отрыва. В результате деформаций сжатия в этом эксперименте модель укоротилась на 12%.

Как видно на рис. 2.12,б, в результате деформаций сжатия горизонтальные полосы в блоке отрицательного изгиба прогнулись книзу, а в блоке положительного изгиба – кверху (см. рис. 2.12,б), что полностью подтвердило ожидания: *блоковая складчатость существует*. Круги на боковой поверхности модели трансформировались в эллипсовидные фигуры. В каждом блоке наблюдается свой стиль деформаций, и деформацию испытали все круги. Следовательно, напряжения сжатия были объемными, перераспределенными внутри каждого блока.

Неожиданным оказалось то, что в обоих блоках длинные оси эллипсовидных фигур образуют веер раскрытый кверху. Из экспериментов Дж.Г. Рамзея [Ramsay, 1967] и учебников по структурной геологии известно, что при отрицательном изгибе длинные оси эллипсоидов деформации формируют веер, раскрытый книзу, а при положительном изгибе – кверху.

2.3.3. Экспериментальное моделирование блока отрицательного изгиба

Для выяснения причины такой ориентировки длинных осей эллипсов деформации в блоке отрицательного изгиба, образующих веер, раскрытый кверху, была проведена еще серия экспериментов. Использовали щелевидный стеклянный бокс с одной вставной продольной подвижной стенкой. Заготавливали специальную форму в виде пластиковой полоски шириной 13 мм с закрепленными по краям деревянными треугольниками, имитирующими лежащие бока надвигов (рис. 2.13). Пластиковая полоска в эксперименте играла роль *нейтральной поверхности*: ее длина оставалась постоянной. Форму устанавливали в бокс либо непосредственно на дно, либо на три опоры (две по краям и одну посередине). Устанавливали подвижную стенку, расклиненную поролоновой прокладкой, чтобы в эксперименте песчаная модель была прижата к переднему стеклу бокса. Затем подготовленная форма послойно засыпалась песком фракции -1мм. Для создания слоистости белые кварцевые пески перемежались со слоями ставролитовых или амфиболовых песков, имеющих темную окраску. После незначительного уплотнения пески смачивали раствором поваренной соли и высушивали, что вело к их слабой цементации. Длина модели по верху составляла 41,0

см, высота 5,5 см, ширина 1,3 см. Такая ширина приближала модель к двумерной. Деформации модели производили либо подъемом ее за концы пластиковой полоски, имитирующей нейтральную поверхность, либо созданием условий провисания модели на боковых опорах за счет удаления центральной. Подвижная боковая стенка позволяла понизить эффект бокового распора. Результаты всех экспериментов этой серии отличались деталями, но в целом были однотипными. Итоги одного такого эксперимента показаны на рис. 2.13.

Сразу после начала эксперимента, при изгибе изгиба 10° , вдоль торцевых поверхностей песчаной модели, заданных деревянными треугольниками, возникли сдвиги, по кинематике отвечающие надвигам (рис. 2.13,а, 1). Они отчетливо проявлены в верхней части модели и постепенно затухали книзу. Поскольку деформации при изгибе симметричные, то далее описываются деформации только одного края модели. В висячем боку надвига (далее – главного надвига) отчетливо проявились три дуплекса скалывания, также с кинематикой надвигов (см. рис. 2.13,б, 2).

Поверхности сместителей почти параллельны. В углу, образованном плоскостями главного надвига и второго дуплекса, возникло антиклинальное вздутие, рассеченное слепой субвертикальной трещиной растяжения, поднимающейся снизу вверх. Ниже дуплексов образовалась система субпараллельных слепых трещин, ориентированных почти параллельно плоскости главного надвига (см. рис. 2.13,б, 3). По отдельным трещинам наблюдаются смещения надвигового характера. В результате смещений по системам трещин, обозначенным 2 и 3, возникли локальные отслоения с образованием пустотного пространства. Все отслоения приурочены к границам слоев. Самый верхний слой модели подвергся разламыванию на блоки с нагромождением их друг на друга, которое при дальнейшем изгибании модели только усиливалось. В некоторых экспериментах зона брекчирования захватывала и более глубокие слои модели. Отчетливо проявлена кинематика горизонтального смещения блоков верхнего слоя к осевой части изгиба.

На рис. 2.13в показаны деформации модели при изгибе 18° . Ранее возникшие дуплексы трещин скалывания остаются активными и показывают тенденцию к выполаживанию. На более глубоких горизонтах появились новые дуплексы той же ориентировки и кинематики. Слепые трещины удлинились, и произошла локализация сдвига (см. рис. 2.13,б, 3). Часть мелких трещин этого типа потеряла активность. В направлении к осевой части изгиба возникли дополнительные трещины данных ориентировки и кинематики. Зона брекчирования верхней части модели продолжала разрастаться. Увеличивалась амплитуда антиклинального вздутия. Примечательно, что на самом верхнем горизонте данная структура почти не проявилась. На рис. 2.13г изображены деформации модели при изгибе 30° . Система трещин 2 и 3 продолжала развиваться и усложняться, охватывая все большие объемы модели. Появилась дополнительная система трещин с кинематикой взброса (см. рис. 2.13,г, 6). С ней связано образование нового более крупного антиклинального вздутия. В результате этого сильно возросло количество полостей отслоения. Их число и объем увеличивались к верхней части модели. Сформировались одиночные внутрислоевые трещины вертикального растяжения (см. рис. 2.13,г, 7), что еще больше расширило пустотное пространство. Нижняя часть крупного дуплекса трещин скалывания (третий сверху на рис. 2.13,б) отмерла, но активизировалась межслоевая граница.

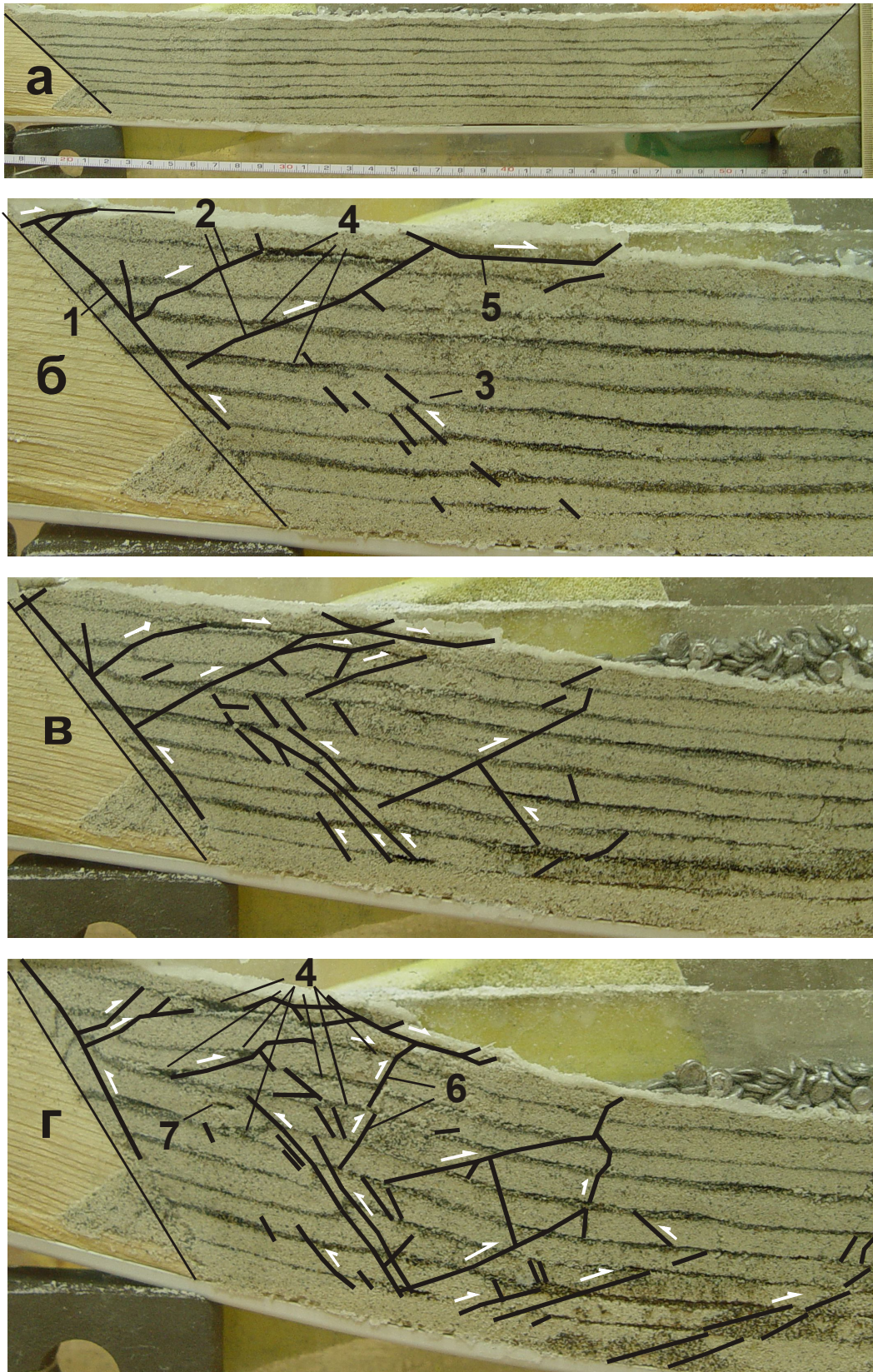


Рис. 2.13. Эксперимент по моделированию зоны сжатия блока отрицательного изгиба: исходное положение (а), деформации изгибе 10° (б), 18° (в) и 30° (г).
Пояснения см. в тексте

Осевая часть изгиба на рисунках не показана, поскольку здесь имелись только квазипластические деформации, вызывающие лишь утолщение слоев. Не отражена и правая часть модели, поскольку стиль ее деформаций такой же, как и в левой части.

2.3.4. Обсуждение результатов экспериментов

В эксперименте с моделированием блока отрицательного изгиба получены интересные результаты, объясняющие механизм деформирования пород при блоковой складчатости. Но данный эксперимент не полностью соответствует блоковой складчатости, поскольку здесь нейтральная поверхность материальная, зафиксированная в пластиковой полоске в основании блока. В реальной ситуации, типа той, что показана на рис. 2.11а, нейтральная поверхность виртуальная и динамичная и столь значительного прогибания слоев не будет. Чтобы представить себе результаты деформаций при блоковой складчатости, надо мысленно приподнять правую часть рисунков 2.13,б–г почти до горизонтального положения, не меняя положение бокового упора. Это увеличит амплитуды смещений по имеющимся трещинам, количество трещин в направлении осевой части блока и создаст осевое поднятие, но не изменит общий стиль деформаций. С этой оговоркой данный эксперимент полностью отвечает условиям блоковой складчатости (но это только механистическая модель). Возникновение здесь дуплексов трещин скалывания и их кинематика объясняются вращением плоскости главного надвига по часовой стрелке. Такое вращение вызывает сокращение горизонтальных размеров блока пропорционально увеличению его толщины. Следовательно, угол между плоскостью главного надвига и поверхностью блока увеличивается. Вследствие этого меняется геометрия объема, что обеспечивается образованием данных дуплексов с надвиговой кинематикой. В точке их сочленения с главным надвигом смещения равняются нулю, а на противоположном конце они достигают максимума, но остаются малоамплитудными. Образованный главным надвигом и дуплексом клин испытывает горизонтальное сжатие, нарастающее от нуля в основании клина до максимума вверху. В верхней части клина сжимающие напряжения снимаются брекчированием и межслоевым проскальзыванием. Ниже образуется антиклинальное вздутие. Выжимание клина вверх, по плоскостям ограничивающих его трещин, и изменение геометрии объема вызвали формирование в его основании условий всестороннего растяжения и появление слепой вертикальной трещины. В направлении от основания клина вверх растяжение принимает ориентированный характер (в вертикальной плоскости) и достигает максимума вблизи поверхности блока. Совместное действие сжимающих и растягивающих сил вызывает расслоение клина и брекчирование его верхней части.

Система трещин на рис. 2.13б, 3 обусловлена деформациями по механизму простого сдвига, связанного с изменением геометрии объема и выжиманием материала из ядра складки вверх. По обе стороны от осевой поверхности блока возникли касательные напряжения с доминантой движения материала вверх и к краевым частям блока, энергетически наиболее выигрышной. Касательные напряжения обуславливают и катакластическое (квазипластическое) течение материала в осевой части изгиба, но здесь оба вектора симметричны и равнозначны, что для объема в целом определяет деформацию чистого сдвига: горизонтальное сжатие, вертикальное растяжение с об-

щим удлинением только вверх. По мере удаления от осевой поверхности возрастает доминанта одного из векторов движения вещества. Такой краевой частью, где эта доминанта отчетливо проявилась, является система трещин на рис. 2.13б, 3. Возникшая как система мелких слепых трещин скалывания (в реальности их значительно больше, чем показано на рис. 2.13), они быстро разрастались в длину с локализацией сдвига на наиболее крупных из них. В результате этого значительная часть ранних трещин потеряла активность. Движению вещества в верхней части сдвига препятствуют дуплексы трещин скалывания и касательные напряжения, вызванные вращением плоскости главного надвига. Это переориентирует движение материала по восходящей в направлении оси изгиба.

Кроме того, данная система простого сдвига (трещины на рис. 2.13б, 3) под влиянием вращения плоскости главного надвига и его висячего бока в целом также испытывает вращение по часовой стрелке. Это сопровождается возникновением новой системы дуплексов, уже генетически связанных с ней (см. рис. 2.13в, г). Избыток материала в головной (верхней) части сдвига создает свое поле напряжений, для снятия которых образуется взброс (см. рис. 2.13г, б). Появляется новое антиклинальное вздутие. Здесь горизонтальное сжатие и вертикальное растяжение вызвали более сильное расслаивание модели с образованием значительного пустотного пространства. При внимательном рассмотрении деформированной модели мы видим, что трещины на рис. 2.13б, 2 и 3 подобны и имеют одинаковые углы с поверхностью блока. Те и другие связаны с одним из векторов главных касательных напряжений; меняется только доминанта движений вещества и условия возникновения разрывов. Большие скорости деформации и приповерхностные условия привели к быстрой локализации сдвиговых напряжений в виде дуплексов трещин скалывания (см. рис. 2.13б), а медленные сдвиговые деформации в более глубинных условиях создали вначале зону объемной трещиноватости (см. рис. 2.13б, 3) и только затем – протяженные трещины. Амплитуды смещений по всем трещинам достигают максимума около верхней границы блока и падают до нуля внизу. Можно сделать заключение, что амплитуда смещений верхнего конца трещины прямо пропорциональна ее протяженности по падению.

Теперь вернемся к рис. 2.12б и рассмотрим причины такой ориентировки длинных осей эллипсов в блоке отрицательного изгиба, образующих веер, раскрытый кверху. В свете результатов эксперимента, показанного на рис. 2.13, это объясняется следующим. Вертикальное положение длинной оси эллипса в центре блока обусловлено деформациями чистого сдвига в условиях горизонтального сжатия и вертикального растяжения. По обе стороны от осевой поверхности блока отрицательного изгиба длинные оси эллипсов увеличивают углы падения, поскольку возрастает доминанта одного из векторов главных касательных напряжений. Из общей картины закономерного увеличения угла наклона эллипсоидов по мере удаления от осевой поверхности изгиба исключением являются крайние верхние эллипсы, расположенные в висячих боках надвигов, показывающие противоположную тенденцию. Это объясняется ростом доминанты вектора другого главного касательного напряжения, связанного с влиянием вращения плоскости главного надвига.

Строго говоря, фигуры, образовавшиеся при деформации кругов в данном эксперименте, не являются эллипсами. Форма их ближе к яйцевидной, что устанавлива-

ется при внимательном рассмотрении. Длинные оси этих фигур не отражают действительное положение эллипсоида мгновенных деформаций простого сдвига. Объясняется это несколькими причинами. Во-первых, имеются деформации простого сдвига и в направлении второго вектора главных касательных напряжений, маскирующие действительное смещение в направлении основного вектора. Во-вторых, деформации простых сдвигов проходят в условиях горизонтального сжатия, т. е. накладывается составляющая и чистого сдвига. В-третьих, главное, поля всех этих напряжений **градиентные** и разные части круга деформируются в различных условиях. В результате этого конечная фигура деформации круга имеет сложную форму, только внешне напоминающую эллипс.

Рис. 2.14 отражает основные особенности деформации блока отрицательного изгиба. На рис. 2.14а представлена упрощенная качественная эпюра напряжений, вызванных изгибом. Поле касательных напряжений изображено на рис. 2.14б. Штриховая линия со стрелкой показывает примерный вектор касательных напряжений, стрелка указывает направление возрастания этих напряжений. Доминирующее сдвиговое движение обозначено длинными полустрелками, а второе сдвиговое движение – короткими. На рис. 2.14в показаны направления основных трещин, возникающих при изгибе: толстые линии со стрелками обозначают наиболее протяженные трещины, тонкие линии – мелкую трещиноватость. Стрелка указывает направление роста трещины. Полустрелки показывают смещение активного борта трещины. Сюда же вынесены эллипсы мгновенной деформации. На рис. 2.14г даны схемы эволюции эллипсов мгновенной деформации для разных участков блока отрицательного изгиба и действующие на них силы. Сочетанием полустрелок и прямых линий отражено градиентное поле и направление сдвигового течения. Градиентное поле горизонтального сжатия здесь не обозначено, но оно максимальное вверху и минимальное внизу.

В блоке положительного изгиба длинные оси эллипсов (сохраним термин для простоты изложения) находятся в схожей ситуации. В осевой части деформации осуществляются по механизму *чистого сдвига* с тенденцией выжимания материала вверх. По обе стороны от осевой поверхности возрастает доминанта одного из векторов касательных напряжений. Длинные оси эллипсоидов деформации образуют веер, раскрытый кверху. Вдоль плоскостей надвигов возникают сдвиговые деформации, вызванные движением материала вниз, чему препятствует жесткое основание. В результате этого появляются условия вертикального сжатия, нарастающие с глубиной.

2.3.5. Положение нейтральной поверхности при блоковой складчатости

В физике твердого тела считается, что при продольном изгибе нейтральная поверхность проходит через центр тяжести сечения. Нейтральная поверхность по определению существует только *в процессе* изгиба и, следовательно, должна быть динамичной, т. е. смещаться относительно центра тяжести сечения в ту или иную сторону в зависимости от изменения параметров изгиба или физических (реологических) свойств деформируемой среды и тектонических сил. Некоторые исследователи на основании результатов экспериментов считают, что в случае синусоидального изгиба нейтральная поверхность смещается в сторону зоны сжатия [Бондаренко, Лучицкий, 1969; Ярошевский, 1981] (рис. 2.15). В эксперименте, показанном на рис. 2.12,

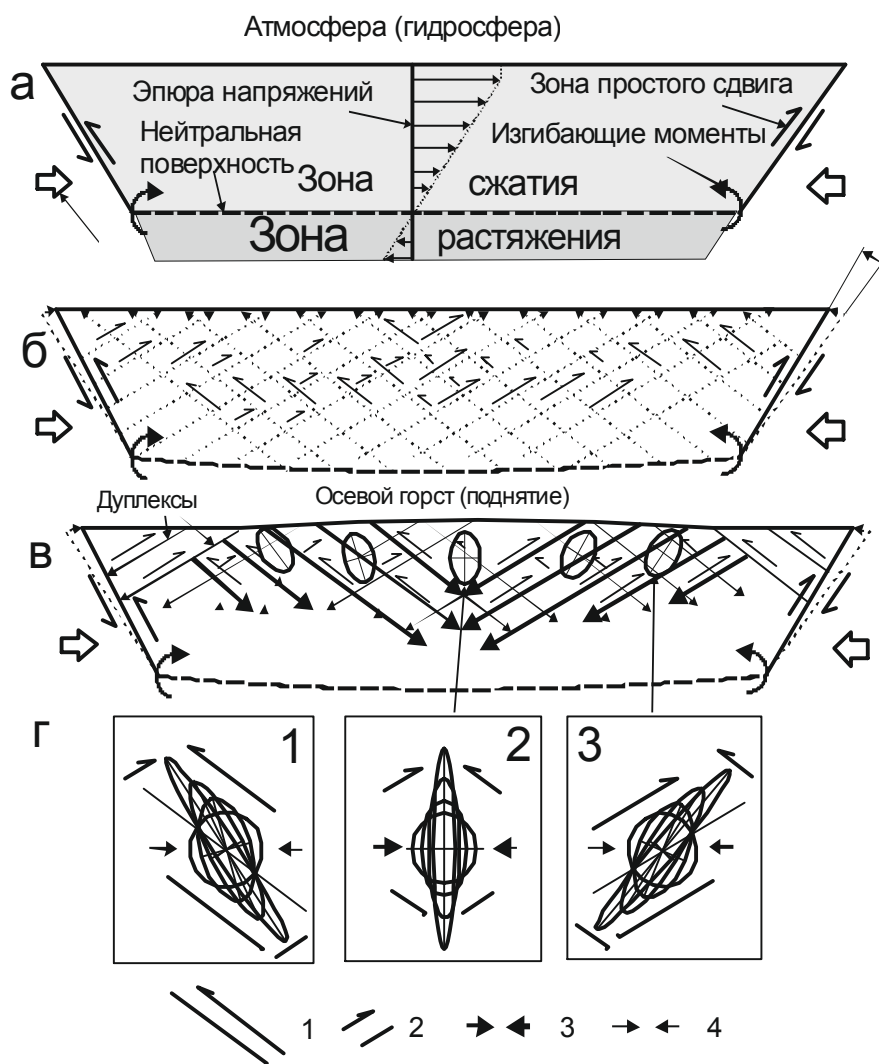


Рис. 2.14. Блок отрицательного изгиба: общий вид с качественной эпюрой напряжений (а); векторы главных касательных напряжений (б); структурный рисунок, образуемый разрывными нарушениями с указанием их кинематики, эллипсы мгновенной деформации (в); эволюция эллипсов мгновенной деформации в сложном градиентном поле напряжений разных участков блока (г).

Условные обозначения для рис. 2.14г: 1 – доминирующий простой сдвиг в градиентном поле напряжений; 2 – то же, второстепенный; 3 – чистый сдвиг, доминирующий; 4 – то же, второстепенный. Остальные пояснения см. в тексте

ярко проявлена противоположная тенденция: нейтральная поверхность резко смещена в сторону увеличения зоны сжатия в обоих блоках. Существование маломощной зоны растяжения в блоке положительного изгиба показала деформация кругов, нанесенных на верхнюю поверхность модели в некоторых экспериментах. Это следует и из факта вращения (увеличения углов падения) плоскостей надвигов. Смещение нейтральной поверхности в направлении зоны растяжения имеет большое значение для блоковой складчатости, поскольку позволяет передавать горизонтальные напряжения от внешнего источника на расстояния. Вращение плоскостей надвигов в направлении вертикали способствует непрерывному увеличению количества тектонической энергии

гии, передаваемой дальше без прекращения деформации в контролируемых ими блоках. Подобная картина невозможна при обычной складчатости.

Положение нейтральной поверхности относительно срединной плоскости имеет большое значение для величины горизонтального сокращения земной коры при горизонтальном сжатии. При угле падения плоскостей надвигов 45° угол изгиба нейтральной поверхности не может превысить 90° . Рассчитаем длину хорды, стягивающей дугу 90° , методами геометрии. Положим, что длина дуги (нейтральной поверхности) составляет 80 км, а исходная толщина плиты – 20 км. Вычисленная длина хорды 72,1 км. Высота сегмента составляет 3,06 км. Следовательно, сокращение плиты достигнет 7,9 км (менее 10%). Если нейтральная поверхность проходит через срединную поверхность, это будет пределом ее горизонтального сокращения. Данные цифры справедливы и для синусоидальной складчатости с кривизной 90° .

Если нейтральная поверхность при изгибе сильно смещена от срединной плоскости в пользу увеличения толщины зоны сжатия, то к этой цифре мы должны прибавить расстояние между точками прикрепления нейтральных поверхностей смежных блоков к линии надвига. Положим, что толщина плиты 20 км. Угол падения надвига 45° . Толщина зоны сжатия в каждом блоке 15 км, а зоны растяжения по 5 км. Тогда горизонтальное расстояние между указанными точками составит 10 км, которые мы должны приплюсовать к величине сокращения плиты, полученного за счет изгиба: $7,9 + 10,0 = 17,9$ км. Общее сокращение уже превышает 22%. Еще большее сокращение мы получим, если принять, что исходный угол падения надвига меньше 45° ($35\text{--}40^\circ$), как предполагают некоторые исследователи исходя и из фактических данных углов падения некоторых надвигов, приведенных ранее. При исходном угле падения надвига 35° сокращение плиты за счет его вращения (при тех же условиях) уже составит более 14 км. Возрастет и угол конечной кривизны изгиба – до 110° . При такой кривизне изгиба длина хорды, стягивающей дугу длиной 80 км, достигнет 59 км. Общее сокращение плиты может составить уже 35 км ($21 + 14$), т. е. около 44%. Это близко к предельной величине горизонтального сокращения земной коры при блоковой складчатости (1,5 раза).

Таким образом, нейтральная поверхность при блоковой складчатости сильно смещена в пользу увеличения толщины зоны сжатия, а исходный угол падения надвигов может составить $35\text{--}40^\circ$, что обеспечит горизонтальное сокращение земной коры в 1,4–1,5 раза. Пропорционально возрастет и ее толщина. При этом плита в процессе деформаций будет оставаться *квазиплоской*. На раннем этапе изгиба укорочение/утолщение коры происходит преимущественно за счет вращения плоскостей надвигов, а по мере уменьшения радиуса изгиба, за счет продольного изгиба.

2.4. Некоторые общие положения блоковой складчатости

Положение нейтральной поверхности при блоковой складчатости и значение этого положения в разрезе блока показаны в предыдущем подразделе. Вторым, чрезвычайно важным, свойством продольного изгиба является то, что *напряжения при изгибе прямо пропорциональны расстоянию до нейтральной поверхности*. Это ведет к нарушению существовавшего до изгиба поля главных напряжений, concentra-

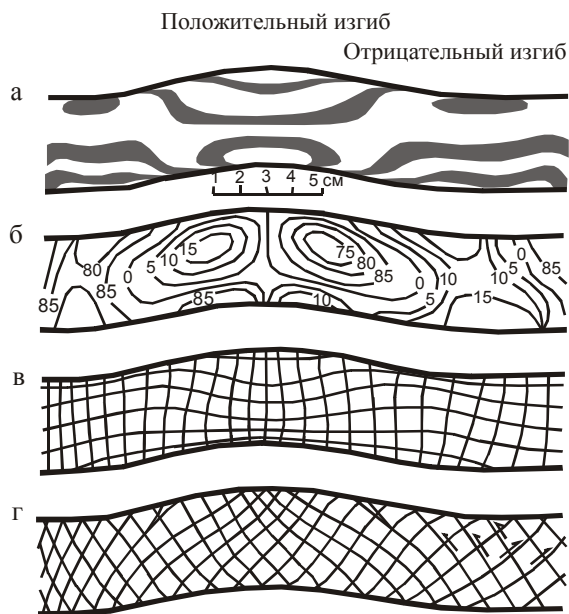


Рис. 2.15. Характер распределения напряжений при продольном изгибе по результатам экспериментального моделирования [Бондаренко, Лучицкий, 1969].

а – характер распределения изохрон, б – поле изоклин, в – траектории нормальных напряжений, г – траектории касательных напряжений

ции (фокусировке) напряжений в относительно небольших объемах коры (рис. 2.16) и, как следствие, к неравномерной деформации пород. Уже только это может быть причиной масштабных механохимических процессов и глубоких структурно-вещественных преобразований горных пород [Чиков, 1988; Леонов М. и др., 2000; и др.].

Продольный изгиб не только фокусирует напряжения сжатия на ограниченный объем, но и управляет процессами перемещения вещества. В блоке положительного изгиба зона сжатия приходится на нижнюю часть коры. К градиенту напряжений литостатической нагрузки прибавляется градиентное поле стрессовых напряжений изгиба (рис. 2.17а). Выше нейтральной поверхности реализуются условия горизонтального растяжения, и мы должны их вычесть из градиентного поля литостатической нагрузки. Даже после такого вычитания здесь будут преобладать напряжения горизонтального сжатия, обусловленные массой вышележащих пород. Общий итог: горизонтальные сжимающие напряжения возрастают с глубиной значительно быстрее, чем это может обеспечить литостатический градиент (рис. 2.17б). Это означает нарушение прежде существовавшего равновесия. Породы, обладающие повышенной пластичностью, и флюиды начинают движение в направлении падения давления, т. е. вверх. Такой градиент стрессовых напряжений назван *прямым*. Он обеспечивает быструю релаксацию напряжений сжатия.

В блоке отрицательного изгиба ситуация противоположная. Зона сжатия расположена выше нейтральной поверхности, а зона растяжения – ниже нее. Градиентное поле литостатической нагрузки суммируем с градиентным полем напряжений изгиба и получаем итоговую эпюру напряжений для блока отрицательного изгиба (см. рис. 2.17б, правая часть). Напряжения сжатия существуют во всем объеме блока, но они минимальные в его нижней части. Поскольку такой градиент имеет противоположную градиенту литостатической нагрузки направленность, то он назван *обратным градиентом стрессовых напряжений*. В отличие от прямого градиента напряжений этот градиент не вызывает движения вещества, поскольку он направлен вниз, где нет свободного пространства. Более того, он запрещает любые перемещения вещества вверх

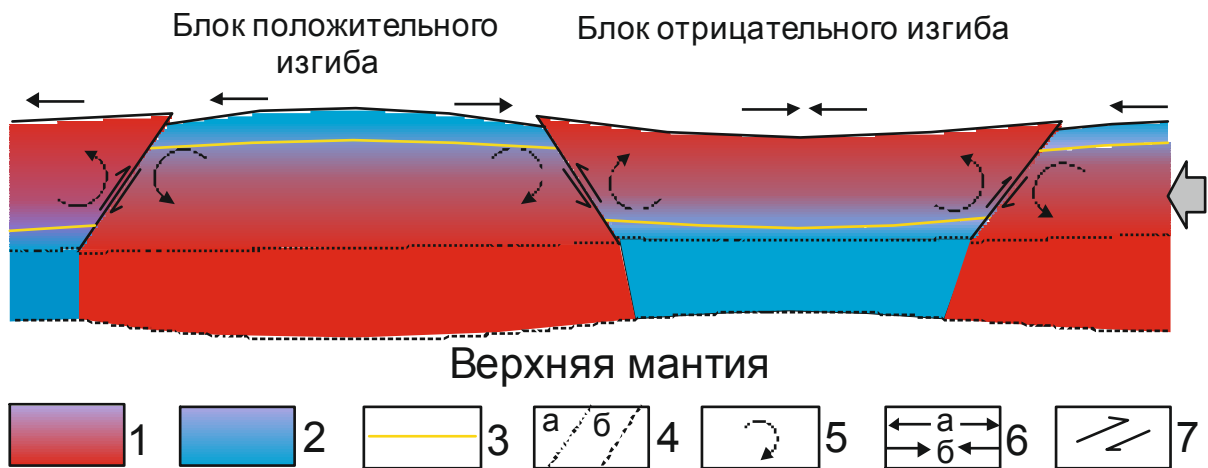


Рис. 2.16. Распределение напряжений при блоковой складчатости.

1 – зона сжатия (градиентная заливка подчеркивает градиентное поле напряжений); 2 – зона растяжения; 3 – нейтральная поверхность; 4 – поверхность Мохо (а), граница Конрада (б); 5 – изгибающие моменты; 6 – напряжения сжатия/растяжения; 7 – сдвиговые напряжения. Остальные пояснения см. в тексте

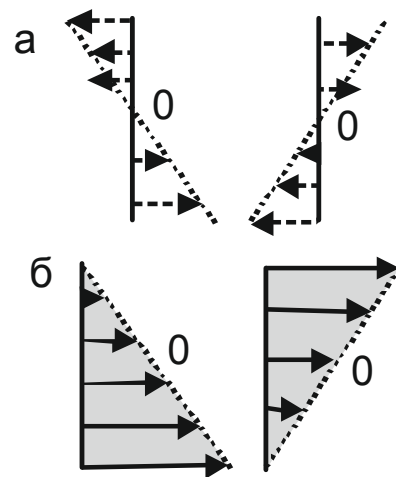


Рис. 2.17. Градиенты стрессовых напряжений при блоковой складчатости.

а – эпюры напряжений изгиба и литостатической нагрузки в блоках положительного (левая часть) и отрицательного (правая часть) изгиба; б – эпюры соответствующих суммарных напряжений по абсолютной величине.

Остальные пояснения см. в тексте

и поэтому его можно назвать *запирающим*. На любой бесконечно малый объем блока отрицательного изгиба действует горизонтальная сжимающая сила, достигающая максимальной величины в его верхней части. Поэтому он не может перемещаться вверх при любой величине сжимающих напряжений. Перемещение вверх запрещено даже флюидам, поскольку они также находятся под влиянием градиентного поля напряжений.

Таким образом, блоки положительного и отрицательного изгибов характеризуются противоположными градиентами стрессовых напряжений. Роль этих градиентов чрезвычайно велика, что показано далее.

Ранее отмечалось, что деформации коры при блоковой складчатости осуществляются по законам физики сплошных сред. Теперь пришло время уточнить это понятие в отношении геологической среды. Последняя не может рассматриваться в качестве изотропной среды, которыми оперирует физика сплошных сред [Пономарев, 1981; Садовский, 1979; О модели..., 1982; Талицкий, 1991, 2002; Талицкий, Галкин, 1989; и др.]. Геологическая среда анизотропная и состоит из множества геологических тел разного масштаба. Те в свою очередь также содержат большое количество

неоднородностей. Даже отдельное минеральное зерно является неоднородным за счет наличия разных дефектов (трещин, включений и т. п.). В настоящее время такую среду называют *структурированной* [Талицкий, 1991], или *средой со структурой* [Талицкий, 2002]. Реакция среды со структурой на динамическое воздействие может сильно отличаться от соответствующей реакции изотропной среды. Как отмечает В.Г. Талицкий, «при описании процессов структурообразования одной из основных физико-механических характеристик является неоднородность геологической среды, ее исходная структурированность, которую нельзя учесть в моделях сплошности, традиционно используемых при математическом моделировании тектонических процессов» [2002, с. 6]. «Тектонические деформации реализуются путем разнообразных динамических перестроек исходной структуры геологической среды. . . , такие перестройки зависят в большей мере не от осредненных полей напряжений, как это предполагают модели сплошности, а от их максимумов, т. е. концентраторов напряжений» [Талицкий, 2002, с. 6]. Концентраторами напряжений являются различные неоднородности геологической среды, которые цитируемый исследователь делит на разные уровни: от уровня геосфер (высший), до внутризернового уровня (низший). Реологическое поведение среды со структурой существенно отличается от такового изотропной среды. В качестве простейшего примера можно привести реакцию на динамическое нагружение монокристалла кварца, трещиноватого кристалла кварца, кварцевого песчаника и кварцевого песка. Только первый из них можно рассматривать как относительно изотропную среду, остальные относятся к средам со структурой, определяющей характер деформаций и величину критических напряжений, которые всегда будут ниже, чем требуется для деформаций изотропной среды.

При нагружении неоднородной геологической среды возникающие напряжения распределяются неравномерно, *концентрируясь* на неоднородностях среды разных уровней. «Разнообразие структурных уровней среды создает некий запас релаксационных механизмов, взаимодействием которых и определяется деформация системы» [Талицкий, 2002, с. 10]. На каждом уровне неоднородностей имеются свои механизмы релаксации напряжений. Релаксация напряжений направлена на перестройку среды, приспособлявая ее структуру к новым условиям. «Структурные изменения имеют определенную направленность, которая обусловлена, вероятно, стремлением ослабить действие внешних сил» [Родионов и др., 1989, с. 14]. Ранее это показано при рассмотрении потери изгибной устойчивости земной коры и тектонопары «надвиг-продольный изгиб» (неоднородности высших уровней).

Деформации пород – это только один из способов релаксации напряжений, особенно при продольном изгибе. Релаксация напряжений осуществляется на всех уровнях структурных неоднородностей. На низших уровнях структурная релаксация напряжений может осуществляться не только механическим движением вещества, но и его структурно-вещественными преобразованиями [Пономарев, Трифионов, 1987; Талицкий, 2002; и др.]. Они включают внутризерновые механизмы (диффузионные, трансляционные и др.); механизмы уровней зерен и их агрегатов (перестройкой и миграцией границ, растворением и переотложением, рекристаллизацией, перекристаллизацией, фазовыми превращениями, химическими реакциями с образованием новых минералов, реакциями дегидратации, разрушением и др.). Все это показывает, что релак-

сация напряжений в геологической среде очень сложная и не может быть вычислена при помощи простых математических формул. Например, уравнение Дж. Максвелла, которое обычно используется для характеристики релаксации напряжений, имеет вид:

$$\gamma_{\text{общ}} = \gamma_{\text{упр}} + \gamma_{\text{ост}} = t/G + t\tau/GT, \quad (12)$$

где $\gamma_{\text{общ}}$, $\gamma_{\text{упр}}$, $\gamma_{\text{ост}}$ – деформация сдвига общая, упругая и остаточная соответственно, τ – касательные напряжения, G – модуль сдвига, T – время релаксации, t – интервал времени. Множитель GT обычно отождествляют с вязкостью η . Тогда относительно времени релаксации данное уравнение можно переписать в виде

$$T = \eta/G. \quad (13)$$

Зная вязкость и модуль сдвига можно рассчитать время полной релаксации напряжений. Понятно, что в свете сказанного о деформации среды со структурой и способах релаксации напряжений на разных уровнях неоднородностей использование данной формулы для расчета блоковой складчатости лишено смысла.

Для любых процессов нужна энергия. В нашем случае это тектоническая энергия. Релаксация напряжений указанными способами означает насыщение системы энергией. Согласно закону сохранения энергии механическая (тектоническая) энергия сжатия трансформируется в другие виды энергии, что особенно важно – в тепловую энергию. Максимальная генерация тепла происходит преимущественно в зонах максимального сжатия. Таким образом, *продольный изгиб фокусирует тектоническую энергию на относительно небольшие объемы земной коры, где она превращается в другие виды энергии, в том числе тепловую энергию*. Трансформация механической энергии сжатия нарушает тепловой баланс системы.

Общим итогом продольного изгиба коры по модели блоковой складчатости будет *возникновение метастабильной, максимально энергонасыщенной системы с большими вертикальными и горизонтальными градиентами давлений и температур, релаксация которой сопровождается масштабными структурно-вещественными преобразованиями*. В связи с этим блоки положительных и отрицательных изгибов радикально отличаются друг от друга не только по знаку, но и по форме, и по конечному результату процесса, как это показано далее.

2.4.1. Блок положительного изгиба

Итак, в блоке положительного продольного изгиба коры выше нейтральной поверхности возникают условия растяжения, а ниже нее – условия сжатия (рис. 2.17, 2.18). Предполагается, что нейтральная поверхность сильно смещена вверх относительно срединной поверхности. Для зоны растяжения характерны низкие температуры и литостатические нагрузки, повышенная трещиноватость пород, высокая обводненность, резкое преобладание хрупких деформаций над пластическими. Это основной, но неполный перечень факторов, характеризующих деформируемую среду, в которой реализуются условия горизонтального растяжения, вызванного продольным изгибом. Растяжение при изгибе принципиально отличается от равномерного (не градиентного) растяжения. Большинство рифтовых структур образуются в безградиентном или малоградиентном поле растягивающих напряжений. Для них характерны субвертикальные трещины отрыва и локализованный простой сдвиг (в физическом смысле), вызывающий образование сбро-

сов листрического типа [Никишин, 2002; Лобковский и др., 2004; и др.] (разломы листрического типа могут формироваться и в результате горизонтального сжатия). Это хорошо показано на многочисленных экспериментах [например, Cloos, 1936].

В случае продольного положительного изгиба напряжения растяжения изменяются от нуля на нейтральной поверхности до максимальных на границе «кора–атмосфера (гидросфера)» (см. рис. 2.17). Энергетические затраты на растяжение хрупких трещиноватых пород верхней части коры минимальные. Имеющиеся трещины, ориентированные близко к вертикальной плоскости, перпендикулярной растягивающим силам, разрастаются в направлении нейтральной поверхности. По трещинам других направлений осуществляются сдвиговые деформации с кинематикой сбросов. Это касается как крупных трещин, так и мелких, поскольку напряжения при изгибе объемные. Силы гравитации вызывают просадку, что в некоторых случаях может привести к формированию *осевого грабена*.

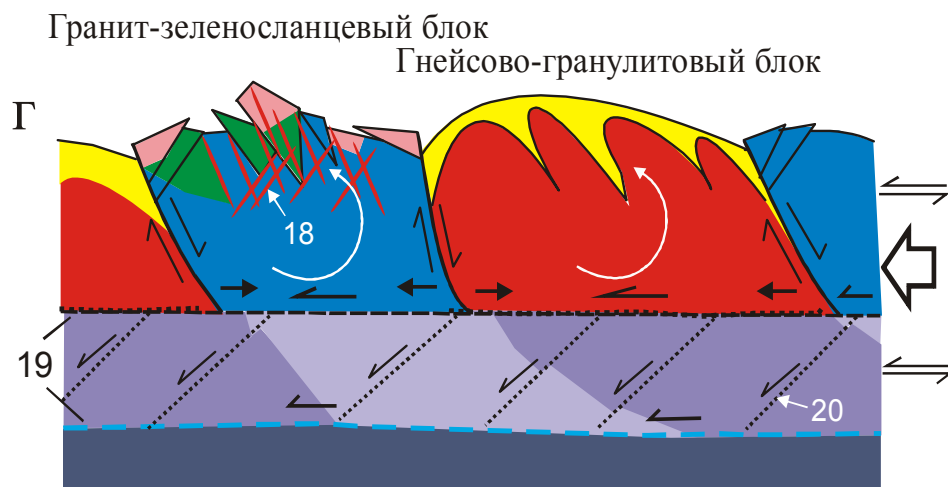
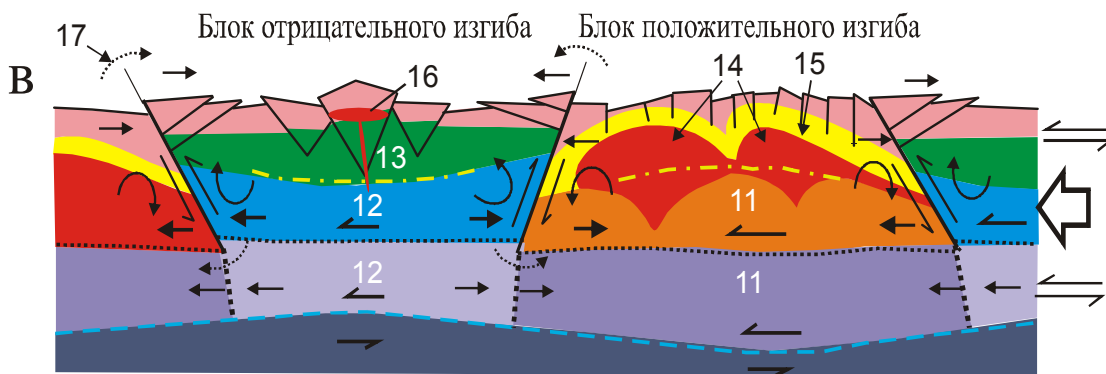
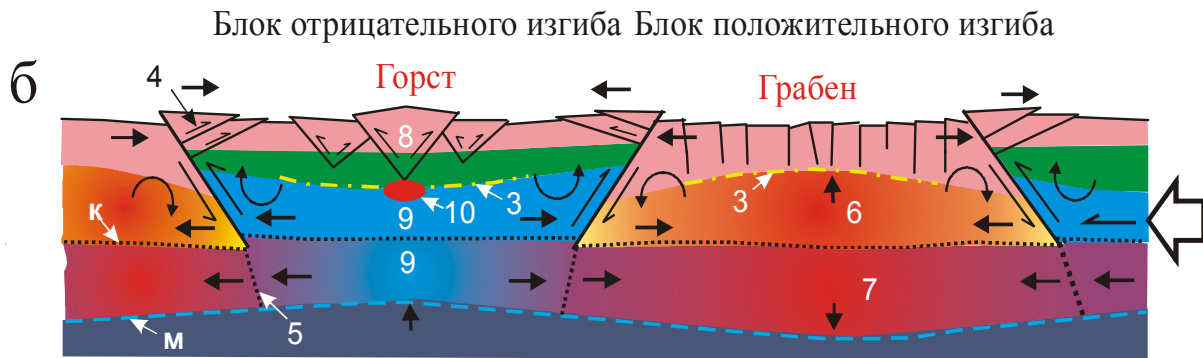
Градиентное поле стрессовых напряжений, силы гравитации и преобладание хрупких деформаций пород при образовании грабена не позволяют формироваться листрическим разломам и сбросам. Только за счет макронеоднородностей состава и трещиноватости верхней части коры может возникнуть некоторая неравномерность просадки. В целом, несмотря на преобладание хрупкого разрушения пород, по конечному результату деформации больше отвечают растяжению *пластичных* слоев: насколько слой удлинился, настолько же он и утонился. Соответственно, наиболее удаленные от нейтральной поверхности слои будут испытывать более значительное удлинение/утонение, чем слои вблизи этой поверхности. Но, повторяем, происходит все это в анизотропных, твердых, холодных, трещиноватых породах (среда со структурой) и деформации относятся к *неоднородным*. В случае морского мелководья в осевом грабене может иметь место компенсационное осадконакопление (терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные отложения в зависимости от конкретных условий). В случае формирования положительного изгиба коры в условиях суши логично ожидать образование озерных отложений. Кроме того, за счет надвигания смежных блоков данный блок испытывает некоторое погружение.

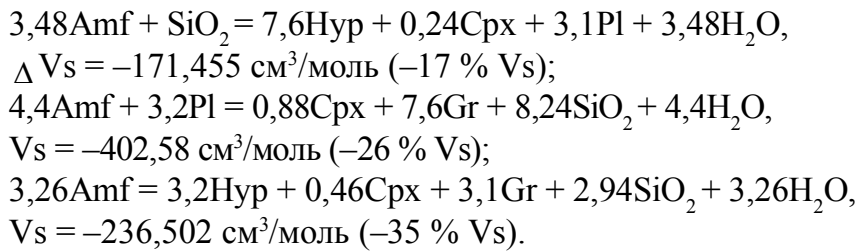
Зона сжатия расположена ниже нейтральной поверхности. Для этой части коры характерны повышенные всестороннее давление и температура, нарастающие с глубиной. Например, при температурном градиенте 15 град/км (типичном для платформенных областей) температура на глубине 20 км достигнет 300°C, а на глубине 40 км – 600°C. Литостатическое давление при градиенте 0,32 кбар/км на глубине 20 км составит около 6–7 кбар (600–700 МПа). Здесь имеют место закрытие трещин, нарастание уровня метаморфизма, деформационного упрочения, увеличения плотности и пластичности пород [Справочник..., 1978; Иванов С., 1991, 1998; Тектоническая расчлененность..., 1980, 1982, 1990; Резанов, 2002; и др.]. В.Н. Николаевский [2006] считает, что полное закрытие трещин происходит на границе Мохо. Все это позволяет ожидать, что в упругой коре ниже нейтральной поверхности преобладают хрупко-пластические и пластические деформации, протекающие по механизму чистого и простого сдвига. При продольном изгибе коры это будет расплющивание (растяжение в вертикальной плоскости), перпендикулярное вектору приложенных сил, и скольжение по наиболее ослабленным зонам.

В результате горизонтального сжатия закрывается трещинно-поровое пространство, что вызывает рост флюидного давления, которое может превышать литостатическое давление. Величина флюидного давления определяется стрессовыми напряжениями и прочностью горных пород на гидроразрыв. Повышение флюидного давления увеличивает пластические свойства пород. Растет и всестороннее давление, что ведет, с одной стороны, к *деформационному упрочению* пород; с другой – увеличивает их *пластические свойства и предел текучести*, делая деформации практически неограниченными [Справочник..., 1978; Структурная..., 1991; Тёркот, Шуберт, 1985; Гончаров и др., 2005; и др.]. Принимая во внимание перечисленные процессы, вызванные изгибом, структурированность среды [Талицкий, 1991; Талицкий, Галкин, 1997; Гончаров и др., 2005] и действие прямого градиента стрессовых напряжений (нарастание стрессовых напряжений с глубиной), следует ожидать возникновения *пластических* и *квазипластических* потоков, направленных вверх. Большую роль при этом играют флюиды, которые в условиях стрессовых напряжений сжатия продвигаются вверх по методу *гидроразрыва*, диспергируя породу и создавая *катакластические* потоки (подробнее они обсуждаются далее). Наиболее пластичные породы также становятся концентраторами напряжений и формируют пластические потоки. В движение вовлекаются и блоки пород, еще не достигших пластического состояния, но оказавшихся внутри или на границе образовавшегося пластического потока. В конечном счете, основная масса пород, компенсирующая изгиб, выдавливается из зоны сжатия вверх, в зону растяжения. По этой причине морфологически изгиб проявляется слабо: материал просто перемещается из зоны сжатия в зону растяжения. Позже мы еще вернемся к этому вопросу.

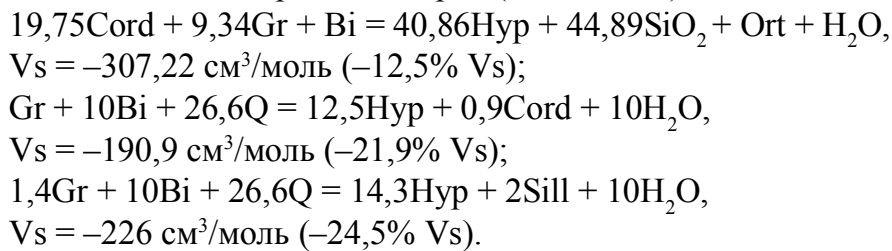
Согласно закону сохранения энергии, механическая энергия сжатия трансформируется в другие виды энергии, в том числе в тепловую энергию, вызывая *быстрый разогрев* относительно больших объемов горных пород, чему чрезвычайно способствует внутреннее трение при пластическом сдвиге. Трансформация механической энергии в тепловую будет происходить во всем объеме зоны сжатия в соответствии с градиентным полем напряжений. Выделение тепловой энергии здесь прямо пропорционально величине напряжений сжатия (или, что одно и то же, прямо пропорционально расстоянию до нейтральной поверхности). Разогрев коры приведет к увеличению *пластичности* пород и их *тепловому расширению*, следовательно, к дополнительному росту всестороннего давления.

Приток энергии в систему, повышение температуры и всестороннего давления, стрессовые напряжения могут вызвать протекание реакций *дегидратации*, ведущих к увеличению *плотности* пород и *росту флюидного давления* [Кейльман, 1974; Демина, Короновский, 1999, Кисин, 1996; и др.]. Как отмечают Л.И. Демина и Н.В. Короновский [1999], природные реакции дегидратации нередко фиксируются в метаморфических породах древних коллизионных областей. Термохимические расчеты с учетом химических составов минералов показывают, что при образовании двупироксеновых кристаллических сланцев за счет амфиболитов объем твердой фазы уменьшается на 17%. Еще больший объемный эффект получается при образовании клинопироксен-гранатовых (26%) и двупироксен-гранатовых пород (35%):





Достаточно большие объемные эффекты достигаются и при дегидратации глиноземистых биотитсодержащих пород (12,5–24,6%):



Реакции дегидратации эндотермические, требующие дополнительной тепловой энергии, источником которой в нашем случае является энергия тектонического сжатия. Главной причиной дегидратации пород являются стрессовые напряжения. В показанных реакциях дегидратации объемные эффекты весьма внушительные, способные скомпенсировать значительную часть изгиба без образования арки. Происходят частичная релаксация напряжений и накопление химической энергии. Данные исследователи предполагают, что дегидратация пород способна обеспечить горизонтальное поперечное сокращение складчатого пояса на 5–17% без увеличения ее толщины. Эти же авторы отмечают, что природные минеральные парагенезисы, обусловленные реакциями дегидратации, образуются при температурах 650–800°C и давлении 0,5–0,7 ГПа (5–7 кбар). В состоянии тектонического покоя, при температурном градиенте 15 град/км, температура на глубине 20 км составит только 300°C, а давление – около 5–6 кбар. Увеличить температуру в данном слое на 350–500°C путем горизонтального сжатия-сплющивания коры (без изгибов) на 5–17% представляется ма-

Рис. 2.18. Модель блоковой складчатости и динамика ее развития.

а – реологически расслоенная кора и потеря ее изгибной устойчивости при надвигообразовании; б - основные элементы блоковой складчатости; в – структурно-вещественные преобразования коры при изгибе; г – завершение блоковой складчатости и трансформация ее в чешуйчато-надвиговые структуры.

1 – надвиг; 2 – изгибающие моменты; 3 – нейтральная поверхность; 4 – трещины скалывания (клинодислокации), околонадвиговые валы; 5 – зона пластического сдвига; 6 – зона сжатия в верхней коре блока положительного изгиба; 7 – то же, в нижней коре; 8 – зона сжатия в блоке отрицательного изгиба; 9 – зона растяжения; 10 – магматический очаг; 11 – область разогрева и высокобарического метаморфизма; 12 – область разогрева и низкобарического метаморфизма; 13 – область зеленосланцевого метаморфизма; 14 – куполовидные гранито-гнейсовые структуры; 15 – высокоградиентный зональный метаморфизм; 16 – многофазные бескорневые малые интрузии; 17 – направление вращения плоскости надвига; 18 – дайковый комплекс; 19 – основные тектонические срывы; 20 – пластический сдвиг. к – граница Конрада, м – граница Мохоровичича. Остальные пояснения см. в тексте

ловоятным. Кроме того, сокращение объема коры с плотностью 2,7–2,8 на 10% повысит на 10% и ее плотность, которая составит уже 3,0–3,1. Породы столь большой плотности в сиалической коре геофизическими методами устанавливаются, но только на локальных участках. В случае блоковой складчатости коры в блоке положительного изгиба механическая энергия сжатия фокусируется на нижние горизонты коры и способна разогреть значительные объемы пород до нужных температур. Кроме того, прямой градиент стрессовых напряжений может часть дегидратированных (или частично дегидратированных) пород в составе пластических и квазипластических потоков вывести на верхние горизонты коры, что непротиворечиво объясняет их нахождение на современном эрозионном уровне. Реакции дегидратации сопровождаются выделением свободной воды. Появляется дополнительный крупный источник флюидов, повышающих пластичность пород и принимающих участие в общем флюидопотоке.

Итак, в результате сжатия, вызванного изгибом, флюидопотоки и разогретый пластичный материал отжимаются вверх, в зону растяжения. Однако выше нейтральной поверхности ситуация кардинально меняется: горизонтальные напряжения сжатия тектонического происхождения сменяются литостатическим давлением разуплотненных пород на фоне горизонтального растяжения, вызванного изгибом. Флюидный поток переносит в зону растяжения и тепловую энергию, что нарушает здесь тепловой баланс. Энергоемкость флюида относительно небольшая [Кейльман, Паняк, 1982], но перенесенная им тепловая энергия может быть причиной раннего регионального метаморфизма пород в этой зоне. Кроме того, флюидом переносятся разные химические соединения (рост всестороннего давления повышает растворимость многих породообразующих минералов). В научной литературе за таким флюидом закрепился термин «метаморфогенный флюид». Следовательно, в зоне растяжения будут активно протекать и различные метасоматические процессы. По характеру такие флюиды относятся к восстановленным.

По причине анизотропии и трещиноватости земной коры флюидный поток на площади блока положительного изгиба неравномерный, что ведет к образованию *термальных куполов*. Повышенная плотность флюидного потока на этих участках разуплотняет породы и подготавливает «каналы» для подъема разогретого пластичного материала из нижней, наиболее глубокой, части зоны сжатия. Давление в головной части выжимаемого вверх пластического потока определяется величиной стрессовых напряжений и всестороннего давления в его нижней части, за минусом литостатического (гидростатического) давления внутри потока, т. е. действует принцип сообщающихся сосудов. Обладая высоким внутренним давлением, пластический поток в градиентном поле напряжений оказывает давление на породы не только кровли, но и окружения, расталкивая их в стороны. Создается локальное поле напряжений, источником которых является пластический поток (рис. 2.19). В результате расталкивания боковых пород горизонтальное сечение пластического потока непрерывно увеличивается, а скорость его продвижения вверх, соответственно, уменьшается. Такое «расталкивание» показали и результаты экспериментов, представленных на рис. 2.12в: длинные оси эллипсов деформации образуют веер, раскрытый кверху. В отличие от «всплывающих диапиров» здесь не требуется нисходящих компенсационных потоков, поскольку вверх перемещаются (выжимаются) «избыточные объемы».

Глубинный корень пластического потока, перемещающегося на верхние горизонты коры, не утрачивается даже при достижении им зоны растяжения. Он существует, пока действуют стрессовые напряжения, вызванные изгибом. Условия горизонтального растяжения способствуют его более интенсивному горизонтальному расширению. Разогретый высокопластичный материал, выдавленный из глубоких горизонтов коры, становится здесь *источником повышенных температур и давлений*, вызывая зональный высокоградный динамотермальный метаморфизм вмещающих пород, вплоть до образования стресс-минералов, таких как дистен, ставролит и др. Первые порции разогретого пластичного материала, выжатого в относительно холодные породы, быстро теряют тепло и способность к пластическому течению, поскольку вязкость материала резко возрастает. В результате происходят «закупоривание» каналов (трещин) и накопление под образовавшейся пробкой разогретого пластичного материала, поступающего из зоны сжатия. Дальнейший подъем вещества в зоне растяжения осуществляется за счет внутреннего давления скопившейся под «пробкой» разогретой пластичной массы, которое поддерживается сохраняющейся связью с зоной сжатия. По нормали к поверхности верхней части разрастающегося тела разогретых пластичных масс возникают напряжения сжатия, а согласно этой поверхности – напряжения растяжения. Соответственно, возрастают и касательные напряжения. В результате образовавшиеся «пробки» легко взламываются. Но взламывание «пробки» сопровождается немедленным формированием новой «пробки», которая в свою очередь также взламывается, и т. д. Такой режим можно назвать *«режимом самоконсервации»*.

Таким образом, на верхних горизонтах блока положительного изгиба, на раннем этапе его развития, породы прогреваются за счет переноса тепловой энергии из зоны сжатия *флюидами* (фоновый прогрев и термальные купола). Это может быть причиной *раннего низкотемпературного регионального метаморфизма низких давлений*, за счет нагнетаемого сюда разогретого пластичного материала, формирующего самостоятельные энергетически насыщенные геологические тела. Передача тепла от этих тел вмещающим породам происходит преимущественно *кондуктивным* путем, что ведет к образованию *термоградиентного поля* и усиливает контраст *«теплого купола (тепловой антиклинали)»*. Высокое давление под «пробкой» поддерживается через колонны высокопластичного материала (глубинные корни), передающего давление из зоны сжатия на верхние горизонты, где возникают куполовидные структуры, пространственно соответствующие «термальным куполам».

Как следует из рис. 2.19, растущая купольная структура окружена тектоническими срывами с надвиговой кинематикой и соответствует «аркогенному типу надвигов» В.Н Даниловича: «Подавляющее большинство этих разрывов наблюдалось на окраинах резко выраженных структурных поднятий фундамента, причем отмечалось падение сместителей в сторону поднятий» [2001, с. 3]. Ядра куполовидных структур в блоках положительного изгиба коры обычно представлены массивами гранито-гнейсов, которые часто отождествляются с поднятиями фундамента. Интересные данные о строении и формировании таких массивов приводит А.В. Синцов [2001]. Он предполагает, что «купола формировались, очевидно, под влиянием двух основных факторов: *выжимания раздробленных образований фундамента* в зоны разломов под воздействием тектонических напряжений и поступления в эти зоны горячих, насыщен-

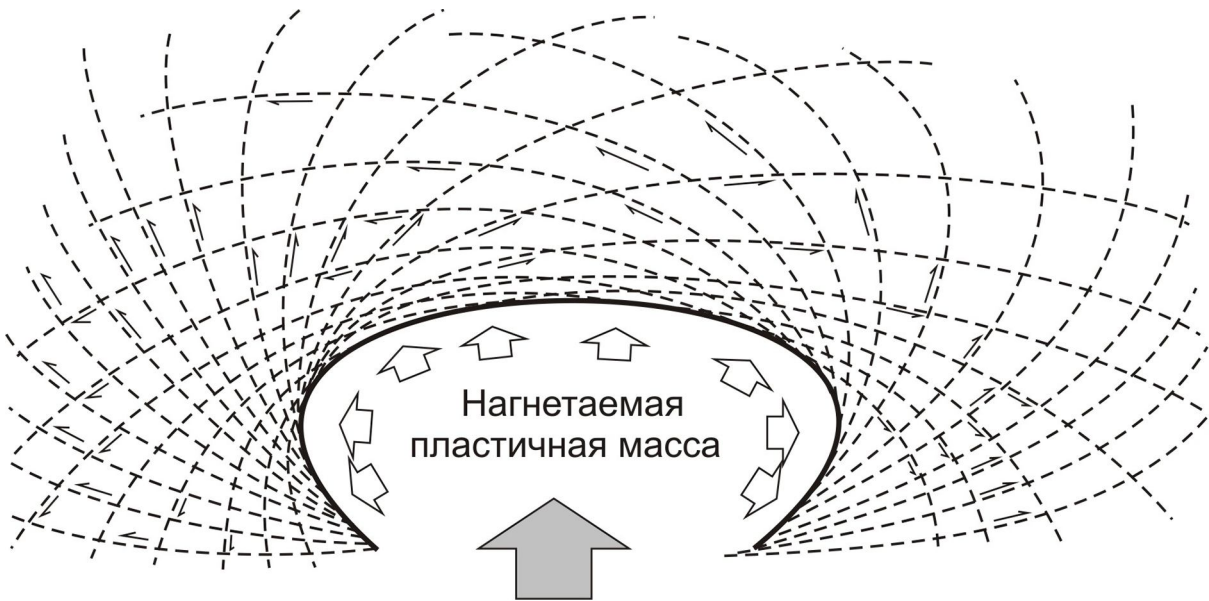


Рис. 2.19. Векторы касательных напряжений в окружении формирующейся купольной структуры и ее эволюция

ных летучими трансмагматических растворов. Главным был первый процесс (диапиризм), а второй приводил к разуплотнению выжимаемых пород, снижению их вязкости, чем облегчалось выжимание, а также к гранитизации и метаморфизму «перекрывающих фундамент отложений» [Синцов, 2001, с. 53. Курсив наш - А. К., В. К.]. Как видим, данный исследователь выделяет два фактора, ведущих к куполообразованию: «выжимание» (почему-то затем названное диапиризмом) и трансмагматические горячие растворы, насыщенные летучими компонентами. В модели блоковой складчатости эти явления генетически взаимосвязаны. На рис. 2.20 представлены схема геологического строения Центрального поднятия Мамской площади и разрез через Чарвинский гранитогнейсовый купол, построенный по результатам структурного картирования. На разрезе отчетливо видна грушевидная форма данного массива. Схожую форму имеют хорошо изученные гранитогнейсовые массивы в Гренландии [Структурная геология..., 1991], Ларинский купол на Южном Урале [Чесноков, 1966], Шумихинский гнейсово-мигматитовый купол на Среднем Урале [Кейльман, 1974] и др.

Кроме того, вероятно, большую роль здесь играют метаморфические и метасоматические процессы, на которые указывают все исследователи подобных структур. Развитию этих процессов весьма способствует наличие больших вертикальных и латеральных градиентов температур и давлений. Гранитизация и дегазация, возможно, являются наиболее важными и самыми распространенными метасоматическими процессами данного этапа. Дополнительно об образовании зональных метаморфических комплексов, куполовидных структур, гранитогнейсов и мигматитов говорится в главе 3. Здесь для нас важно понять, что положительный изгиб коры в значительной степени обеспечивается тектоническими потоками, перемещающими материал из зоны сжатия в зону растяжения. Вместе с этим материалом переносится и энергия в различных ее видах (тепловая, химическая, гравитационная и др.). Упругие деформации полностью переходят в остаточные.

Пластичная нижняя кора в блоке положительного изгиба также испытывает горизонтальное сжатие, обусловленное прежде всего сокращением подошвы верхней коры. Напряжения сжатия в нижней коре, в силу ее повышенной пластичности, меньше зависят от расстояния до нейтральной поверхности, чем в упругой верхней коре (малоградиентное поле напряжений). Отсюда следует, что при продольном изгибе *прямой градиент напряжений* в нижней коре проявлен слабее, чем в верхней. Следовательно, в нижней коре при горизонтальном сжатии тектонические потоки проявлены в меньшей степени. Преобладают деформации чистого и простого сдвига, что сопровождается повышенной генерацией тепловой энергии. В результате горизонтального сжатия здесь растут всестороннее давление и температура, что может быть причиной *высокобарического метаморфизма* пород нижней коры, сопровождаемого реакциями дегидратации и образованием восстановленных флюидов. Возрастает плотность пород. Толщина пластичной коры увеличивается, а граница Мохо несколько прогибается вниз. При продольном изгибе возрастает толщина и верхней коры, хотя нижняя граница ее своего положения почти не меняет. На дневной поверхности положительная структура характеризуется платообразным поднятием, обусловленным общим утолщением коры блока.

Таким образом, главное достоинство положительного продольного изгиба коры – это фокусировка тектонической энергии на ее нижнюю часть, уже имеющую повышенное литостатическое давление и температуру. Прямой градиент стрессовых напряжений обеспечивает пластические и квазипластические тектонические потоки вещества в зону растяжения. Вместе с веществом сюда переносится и потенциальная энергия. Структурно-вещественные преобразования в блоке положительного изгиба охватывают кору от кровли до подошвы, а возможно, задевают и породы верхней мантии. Как видно из приведенного описания, эта модель принципиально отличается от моделей диапироидного всплывания легких расплавленных масс, подтока тепловой энергии с мантийных глубин, внедрения батолитов и т. п. Процесс осуществляется только за счет тектонической энергии, хотя возможны дополнительные ее источники.

2.4.2. Блок отрицательного изгиба

В блоке отрицательного продольного изгиба земной коры условия сжатия реализуются выше нейтральной поверхности (см. рис. 2.18б, левая часть). Напряжения горизонтального сжатия нарастают от нуля на нейтральной поверхности до максимальных около дневной поверхности. Как уже отмечено ранее, самая верхняя часть коры характеризуется низкой литостатической нагрузкой, низкими температурами, повышенной трещиноватостью пород и их пониженной плотностью. Естественно ожидать, что в данных условиях будут резко преобладать хрупкие деформации горных пород. Сдвиговые деформации начнутся по трещинам всех направлений задолго до того, как главные сжимающие напряжения достигнут максимально возможной величины. В связи с этим здесь будет иметь место вертикальная зональность деформаций пород, зависящая от литостатического давления. Далее приведена формула (13), по которой можно оценить величину напряжений, возможных в верхней части коры блока отрицательного изгиба на глубине 0,5 км:

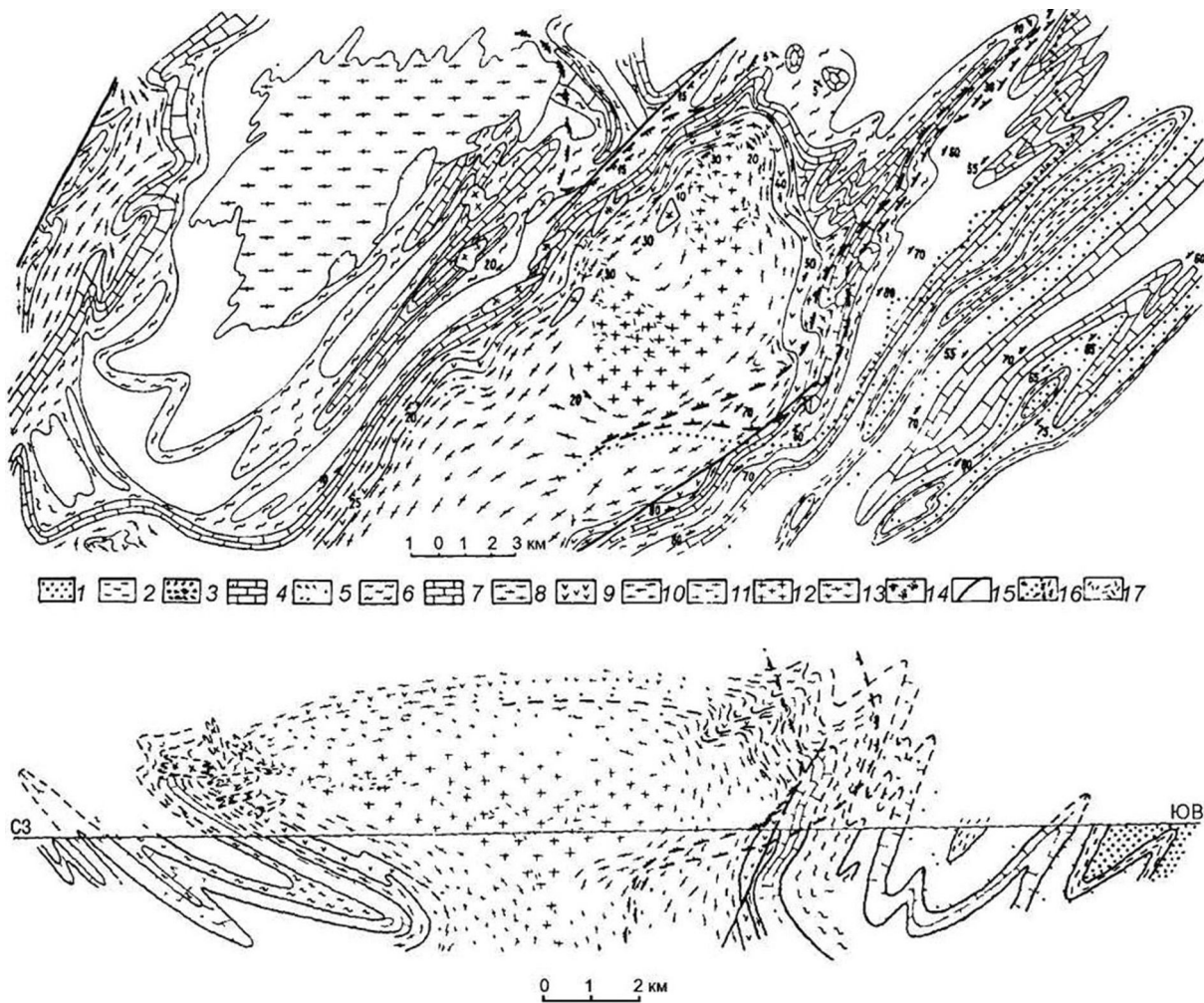


Рис. 2.20. Геологическая схема юго-западного окончания Центрального поднятия (а) и геологический разрез (б) Чарвинского гранитогнейсового купола [Синцов, 2001].

1 – «углистые» гравелиты, песчаники; 2 – «углистые» сланцы; 3 – светлые кварцевые песчаники; 4 – карбонатные песчаники, эпидот-цоизитовые гнейсы и сланцы; 5 – желтовато-серые «оспенные» кварцитопесчаники, гнейсы; 6 – «углистые» сланцы, разнообразные метаморфические и кристаллические сланцы; 7 – голубовато-серые и серые известняки, белые мраморизованные известняки, мраморы; 8 – песчаники, сланцы, разнообразные гнейсы, метаморфические и кристаллические сланцы; 9 – амфиболиты; 10 – песчаники, сланцы, метааркозы, метагравелиты, кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты; 11 – двуслюдяные граниты; 12 – массивные биотитовые граниты; 13 – гнейсограниты и граниты «пестрого» состава; 14 – гранит-пегматиты; 15 – разрывные нарушения; 16 – изограды метаморфизма (а – биотита, б – граната, в – ставролита); 17 – участки наложенного калишпатового порфиробластеза

$$\Delta\sigma_{xx} = \frac{2f_s(\rho gh - \rho_w gh)}{(1 + f_s^2)^{1/2} - f_s} \quad (13)$$

В расчетах принимаем: $f_s = 0,85$; $\rho = 2700 \text{ кг/м}^3$; $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$; $g = 10 \text{ м/с}^2$; $h = 0,5 \text{ км}$. Находим, что критические сжимающие горизонтальные напряжения составляют около 30 МПа (0,3 кбар). На глубине 5 км, при тех же параметрах, напряжения составят уже порядка 300 МПа (3 кбар). Таким образом, на верхних горизонтах земной коры напряжения сжатия, вызванные изгибом, могут сниматься посред-

ством смещений по трещинам разного ранга задолго до достижения ими максимальных значений.

Самая верхняя зона коры наиболее холодная, трещиноватая и анизотропная по физическим свойствам. Мощность ее зависит от конкретных геологических условий и, вероятно, лежит в пределах 1–2 км. Горизонтальному укорочению этой зоны серьезных препятствий нет, поскольку она имеет возможность пропорционально утолщаться в направлении дневной поверхности. Здесь напряжения сжатия легко снимаются путем хрупких деформаций и сдвигов по трещинам с *образованием площадной зоны брекчий, мегабрекчий, пологих надвигов и взбросов*. Только наиболее пластичные в данных условиях породы (эвапориты, глинистые сланцы, мергели и частично некоторые известняки) могут сминаться в мелкие складки. Таким образом, данную зону можно назвать *зоной брекчирования*. Такая зона всегда возникала в экспериментах по моделированию блока отрицательного изгиба на глинистых песках (см. рис. 2.13).

Но брекчирование пород способно снять напряжения горизонтального сжатия только на самых верхних горизонтах коры. С глубиной, ростом литостатического давления такая возможность быстро теряется (даже с учетом высокой трещиноватости верхней части коры). Немалую роль при этом играет *обратный (запирающий) вертикальный градиент горизонтального стресса*. Поясним это. Брекчирование пород может проходить только с увеличением объема и лишь за счет вышележащих толщ. Беспрепятственное увеличение объема возможно лишь в направлении атмосферы-гидросферы, что может снять напряжения сжатия только с самых верхних горизонтов коры (зона брекчирования). Ниже этой зоны брекчирование становится затруднительным, поскольку связано с «разрыхлением» пород, что требует свободного пространства. Следовательно, ниже зоны брекчий утолщение слоев при горизонтальном сжатии возможно посредством пликативных деформаций, при участии сдвигов по наклонным трещинам. Напряжения и деформации прямо пропорциональны расстоянию до нейтральной поверхности. Следовательно, каждый вышележащий слой должен сократиться в горизонтальных размерах несколько больше подстилающего слоя, создавая ему дополнительные препятствия для увеличения толщины. Это и есть действие *обратного* вертикального градиента стрессовых напряжений, который всегда носит «запирающий» характер.

Для развития складчатых деформаций необходима реологически слоистая среда, например, толщи осадочных пород. Напряжения при изгибе *объемные*. Для обеспечения образования мелкой складчатости в этих условиях вряд ли имеет смысл строгий подход к понятию «компетентный» и «некомпетентный» слои. В.В. Белоусов [1962, 1975] считает, что главное для образования складчатости продольного изгиба – это возможность проскальзывания слоев относительно друг друга. Здесь вполне достаточно понятия «слоистая среда». Поскольку напряжения при изгибе *объемные*, то нет большой потребности в передаче напряжений на расстояние через «компетентные» слои. Градиентное поле напряжений существует в любом объеме, и горизонтальное сокращение его верхней части всегда будет более сильным, чем его нижней части. Укорочение/утолщение одних слоев будут больше, других – меньше. Этим обеспечиваются их пликативные деформации.

Напряжения горизонтального сжатия, вызванного изгибом, распространяются вплоть до нейтральной поверхности. Следовательно, и мелкая складчатость с глубиной постепенно ослабевает и сходит на нет. По сути это бескорневая складчатость. Соответственно, зону данных пликативных деформаций правильнее называть *зоной бескорневой складчатости*. Пликативная складчатость наблюдалась и в экспериментах с моделированием блока отрицательного изгиба, когда чередовались прослой глинистых песков и глины. Появлялась она в непосредственной близости от нейтральной поверхности и была сильно неравномерной (большие вариации в амплитудах и сжатости складок).

Брекчирование пород и пликативные деформации лишь частично решают проблему пространства зоны сжатия при продольном отрицательном изгибе коры. Закономерен вопрос: что мешает им снимать напряжения сжатия полностью? Ответ все тот же: *обратный градиент стрессовых напряжений*. И зона брекчирования, и зона бескорневой складчатости, и любой участок или слой внутри них для релаксации напряжений сжатия изгиба должны увеличиваться по толщине, но только по направлению вверх (см. рис. 2.14). Вниз они утолщаться не могут по причине отсутствия свободного пространства. Движению вверх препятствует обратный градиент. Возникает сложная ситуация: дневная поверхность близко, а утолщение зоны сжатия за счет дневной поверхности ограничено. Попробуем разобраться в данной ситуации и найти выход из нее.

Зона сжатия (как процесса) продольного отрицательного изгиба – это область дифференцированного изменения геометрии объема хрупкого тела. Деформации тела осуществляются внутренними, объемными силами, закономерно распределенными в данном блоке (см. рис. 2.13, 2.14). Мы неоднократно упоминали, что напряжения сжатия возрастают прямо пропорционально расстоянию до нейтральной поверхности. По латерали данный блок граничит с зоной горизонтального растяжения блока положительного изгиба. Зона надвига (сдвига в физическом смысле) является одновременно и *поверхностью смены знаков напряжений*. Соответственно, по латерали величина напряжений сжатия в блоке отрицательного изгиба изменяется и достигает максимума в осевой части блока. Таким образом, *напряжения сжатия изгиба сфокусированы на верхнюю осевую часть блока*. Подобная картина распределения напряжений при продольном синусоидальном изгибе была получена экспериментально П.Н. Бондаренко и И.В. Лучицким [1969]. На рис. 2.15 показаны траектории касательных напряжений, которые в верхней части отрицательного изгиба образуют клиновидные формы, обращенные остриями вниз и выжимаемые вверх. Аналогичная ситуация представлена на рис. 2.13. Траектории векторов главных касательных напряжений образуют с горизонтальной плоскостью острый угол. Два вектора главных нормальных сжимающих напряжений обусловлены массой пород и горизонтальной силой, обусловленной изгибом (градиентной). Максимальная разница по абсолютной величине достигается между этими двумя напряжениями вблизи дневной поверхности (горизонтальные напряжения близки к максимальным, а вертикальные – приближаются к нулю). Касательные напряжения, следовательно, здесь максимальны. С глубиной разница между главными напряжениями уменьшается, падая до нуля на нейтральной поверхности. Аналогично ведут себя и касательные напряжения. Амплитуды смещений по трещинам максимальны вверху и минимальны внизу. Все смещения по трещинам характе-

ризируются надвиговым характером, с движением от осевой поверхности изгиба. Следовательно, трещины встречного падения образуют *тектонические клинья*.

Представляется, что для развития изгиба (снятия стрессовых напряжений изгиба) большую роль играет *тектонический клин (клинья)* в осевой части структуры. Осевой тектонический клин (клинья) является самым крупным и глубоким с острием вблизи нейтральной поверхности. В процессе изгибания плиты клин выжимается вверх, образуя *горст (систему горстов, осевое поднятие, антиклинальное вздутие)*. Главное достоинство данного тектонического клина заключается в том, что он не полностью подчиняется влиянию обратного градиента горизонтальных напряжений и способен *частично* решить проблему свободного пространства в зоне сжатия при отрицательном изгибе земной коры. Выжимание тектонического клина вверх в значительной степени снимает напряжения сжатия изгиба во всей области от нейтральной поверхности до кровли коры, поскольку сокращает горизонтальные размеры зоны сжатия и увеличивает ее толщину. При образовании тектонического клина активизируются преимущественно уже имеющиеся трещины. Угол основания клина вначале составляет более 90° (в соответствии с векторами главных касательных напряжений), но в процессе развития изгиба и выжимания тектонического клина вверх он непрерывно уменьшается. Поскольку верхняя часть клина в рельефе приподнята, т. е. выведена из зоны стресса, она может испытывать гравитационное растяжение и тектонический клин постепенно приобретает грибообразную форму. Разломы, ограничивающие тектонический клин, по мере приближения к дневной поверхности несколько выполаживаются.

Градиентное поле объемных стрессовых напряжений не позволяет осевому тектоническому клину полностью компенсировать объемные эффекты отрицательного изгиба коры. Перемещение его остается относительно малоамплитудным. В нем действуют те же касательные напряжения, что и в его окружении. В результате он разбивается на многоуровневую систему подобных клиновидных блоков. Тектонический клин испытывает горизонтальное сжатие и вертикальное растяжение. Появляются горизонтальные трещины отрыва и горизонтальные зоны брекчирования. Они отчетливо проявились в эксперименте (см. рис. 2.13) в виде полостей отслоения и трещин растяжения.

Метаморфизм зоны сжатия. С глубиной и ростом всестороннего давления и температуры, а также уменьшения скорости деформаций (на нейтральной поверхности падающих до нуля) способность пород к хрупко-пластическим и пластическим деформациям возрастает. Накопление флюидов, запертых обратным градиентом стрессовых напряжений, также способствует увеличению пластичности пород. Пластические и хрупко-пластические деформации все в большей степени играют главную роль при образовании бескорневой складчатости. Особенно сильно это должно быть проявлено в окружении острия тектонического клина. Это приводит к тому, что часть механической энергии сжатия здесь трансформируется в тепловую энергию, вызывая некоторый разогрев пород и нарушение температурного баланса. Представляется, что это тепло совместно со стрессовым давлением может быть причиной *метаморфизма пород, достигающего зеленосланцевой фации* (см. рис. 2.18). Локальный подъем температуры за счет тектонической энергии сжатия повышает и пластичность пород, но тектонические потоки при этом не возникают. Материал находится в условиях тек-

тонического сжатия, способен к пластическому течению, но не имеет возможности уйти из этой области. Объясняется это действием все того же обратного (запирающего) градиента стрессовых напряжений, препятствующего отжиманию пластичного материала на верхние горизонты; а отжиманию его вниз препятствуют рост всестороннего давления и проблема свободного пространства. Поэтому пликвативная складчатость зеленых сланцев может быть крайне сложной.

Зона растяжения. Ниже нейтральной поверхности при отрицательном изгибе коры реализуются условия растяжения. Деформации протекают в условиях повышенных температур среды (за счет температурного градиента) и относительно высокой литостатической нагрузки, непрерывно возрастающей за счет прогрессирующего сжатия и утолщения верхних горизонтов коры. Главное нормальное сжимающее напряжение ориентировано вертикально и обусловлено литостатическим давлением, максимальное значение которого достигается в подошве коры. Напряжения горизонтального растяжения, вызванные изгибом, нарастают от нуля на нейтральной поверхности до максимальных в подошве коры. Как и в предыдущем случае, они действуют в любом элементарном объеме пород, т. е. являются *объемными*. Деформации растяжения здесь носят *хрупко-пластический и пластический* характер, проявленные в любом элементарном объеме. Это значит, что крупные локализованные трещины растяжения не возникают, а зона растяжения утоняется пропорционально величине растягивающих напряжений. Наибольшие напряжения растяжения достигаются в осевой части структуры на максимальном удалении от нейтральной поверхности.

Метаморфизм пород зоны растяжения. Хрупко-пластические и пластические деформации в зоне растяжения также сопровождаются повышенным выделением *тепловой энергии*, что вызывает разогрев пород. Дополнительное тепло в систему может поступить и за счет реакций гидратации, поскольку обратный градиент стрессовых напряжений ведет к накоплению флюидов. Предполагается, что снижение всестороннего давления за счет горизонтального растяжения и повышение температуры могут дестабилизировать систему и привести к *зеленокаменному метаморфизму* пород, а в подошве упругой коры метаморфизм пород может достигать *эпидот-амфиболитовой фации*, а возможно, и *амфиболитовой фации пониженных давлений*. С учетом данных по распределению температур в земной коре [Моисеенко, Смыслов, 1986; Low geothermal heat..., 1997; и др.], это представляется вполне реальным. Кроме того, надо принять во внимание обратный (запирающий) градиент стрессовых напряжений, перекрывающий подъем ювенильных вод и флюидов, т. е. перекрывающий конвективный (наиболее эффективный) механизм отвода тепла, и оно передается в окружающую среду только кондуктивным механизмом. Это ведет к *накоплению* как тепловой энергии, поступающей из мантии, так и энергии тектонического происхождения. Возможно, обратный градиент стрессовых напряжений в блоках отрицательного изгиба коры играет главную роль в разогреве пород зоны растяжения.

Нижняя кора также испытывает горизонтальное растяжение, пластически деформируется и разогревается. Толщина ее несколько уменьшается, а граница Мохо смещается вверх. Породы нижней коры испытывают метаморфические преобразования в условиях роста температуры и снижения всестороннего давления, т. е. их плот-

ность должна понизиться. В этих условиях весьма вероятны реакции гидратации. Снижение всестороннего давления способствует обособлению флюидной фазы, а рост температуры вызывает повышение флюидного давления. Однако перемещению флюидов вверх препятствует обратный (запирающий) градиент горизонтальных напряжений, проявляющийся при отрицательном изгибе даже в условиях горизонтального растяжения. В результате этого флюиды накапливаются в нижней части коры, но их давления недостаточно для прорыва на верхние горизонты.

Хотя разогрев пород в зоне растяжения при отрицательном изгибе за счет тектонического фактора менее значительный, чем при положительном изгибе, тем не менее здесь *высока вероятность возникновения магматического очага*. Объясняется это опять же существованием обратного (запирающего) градиента стрессовых напряжений, создаваемого изгибом: разогретая до пластического состояния порода не может выжиматься вверх, поскольку вверху стрессовые напряжения всегда выше. Конвективный отвод тепла не стимулируется. Аккумулируется и тепловая энергия, поступающая из мантии. В этих условиях можно ожидать значительный рост температур и возникновение магматических очагов. При сильном перегреве магмы или временном ослаблении стрессовых напряжений происходит прорыв магматического расплава в горстовую структуру. Процесс этот может повторяться неоднократно, в результате чего формируются *многофазные бескорневые малые интрузии и кольцевые дайки* (см. рис. 2.18). Плавлению могут подвергаться породы различного состава, оказавшиеся в области наиболее сильного разогрева, с образованием разных гибридных расплавов, ассимилировавших вмещающие породы. Ограниченные по массе и запасам тепла, находящиеся в относительном равновесии по давлению с окружающими породами и лишённые глубинного корня интрузии не вызывают сколько-либо значительного метаморфизма вмещающих пород на верхних горизонтах, за исключением контактового (образование контактовых роговиков и скарнов, в том числе рудоносных).

2.4.3. Надвиги

Надвиги, как показано ранее, являются составной частью блоковой складчатости, образуя тектонопару «надвиг – продольный изгиб», и поэтому рассмотрим их подробнее. В процессе изгибных деформаций коры возникают и другие разрывные нарушения надвигового характера, особенно в блоках отрицательного изгиба, но других порядков. Строго говоря, термин «надвиг» не вполне соответствует тектоническим нарушениям, к которым он применен в модели блоковой складчатости. Это отчетливо видно на рис. 2.11. Роль этих тектонических нарушений другая, более сложная. Термин «надвиг» здесь сохранен только для того, чтобы не вводить новые категории. Кроме того, на геологических, тектонических и структурных картах разрывные нарушения, разделяющие складки коры, картируются как «надвиги» (иногда «сбросы»).

Возникновение изгибающих моментов вызывает сложные деформации коры и вращение крыльев надвига либо по часовой стрелке, либо против, но всегда направленное на увеличение углов падения плоскости сместителя. Таким образом, граничные надвиги в процессе изгибных деформаций коры испытывают вращение, стремясь к вертикальному положению, т. е. трансформируются во взбросы. Сколько-либо зна-

чительные вертикальные перемещения по ним запрещены реактивными силами, рассмотренными в подразделах 2.2.1 и 2.2.2.

Зона надвига при блоковой складчатости характеризуется очень сложным полем напряжений и деформаций (рис. 2.21). Во-первых, она имеет надвиговую кинематику, обусловленную горизонтальным сжатием. Это порождает кливаж разлома, т. е. это *зона* надвига (объемное геологическое тело). Во-вторых, она разделяет блоки с разными знаками напряжений, блоки положительного и отрицательного изгибов, т. е. является своего рода нейтральной поверхностью (смены знаков напряжения). В-третьих, горизонтальные напряжения от внешних источников, вызвавшие деформацию коры, должны передаваться дальше. Следовательно, зона надвига испытывает горизонтальное сжатие, а для этого она должна иметь лимит на деформации *простого сдвига*. Ранее мы показывали, что, несмотря на изгибающие моменты и связанные с этим деформации, плита остается квазиплоской, сохраняя торцовые сочленения между смежными блоками противоположных знаков изгиба. В-четвертых, нейтральная поверхность в блоке положительного изгиба сильно смещена вверх относительно осевой поверхности, а в блоке отрицательного изгиба она, напротив, сильно смещена вниз (см. рис. 2.21). Иначе говоря, мощности смежных зон сжатия и растяжения сильно отличаются друг от друга. В то же время пластические потоки перемещают массы из зоны сжатия в зону растяжения, что сильно искажает поле напряжений вблизи надвига (на рис. 2.21 влияние восходящих пластических потоков на зону надвига не показано).

Висячем боку надвигов формируются *клиноформы* (трещины скальвания, дуплексы скальвания), развивающиеся как вторичные небольшие малоамплитудные *пологие надвиги* и/или *околонадвиговые антиклинальные вздутия* (см. рис. 2.13) в зависимости от компетенции пород. Именно эти верхние части надвигов, осложненных трещинами скальвания и антиклинальными вздутиями, отвечают «динамопаре» М.А. Камалетдинова с соавторами [1981 и др.]. Их образование связано с сокращением линейных размеров поверхности коры при отрицательном изгибе и вращением плоскости основного надвига, стремящегося к вертикальному положению. В этом плане они имеют некоторое сходство с осевым горстом, но расположены в области надвига.

Все поля напряжений градиентные. Эллипсоид конечных деформаций мы здесь не приводим, поскольку круг в результате деформаций превращается в более сложную фигуру. Это отмечалось в экспериментах по моделированию блоковой складчатости (см. рис. 2.12–2.14 и подраздел 2.3.4). В действительности поле напряжений в зоне надвига еще более сложное, чем показано на рис. 2.21. Это связано с анизотропией коры, изостазией, термическим расширением и другими факторами, усложняющими общее поле напряжений. Таким образом, зону надвига, разделяющую блоки положительного и отрицательного изгибов коры, правильнее назвать *зоной сложных сдвиговых деформаций с надвиговой кинематикой или зоной согласования блоков +/- изгиба*. Ее главная задача заключается в обеспечении *автономного развития* каждого граничащего с ней блока и сохранении квазиплоского состояния коры.

Как показано ранее, деформации вызывают значительное горизонтальное сокращение и вертикальное утолщение коры. Соответствующее утолщение испытывает и нижняя кора. Следовательно, в процессе утолщения она оказывает давление на верхнюю кору. Наиболее сильное утолщение нижняя кора испытывает на участке блока

положительного изгиба. Поскольку границы блока представлены надвигами, падающими под смежные блоки отрицательного изгиба, то блок положительного изгиба находится в жестком сцеплении со смежными блоками. Поэтому повышенное давление на верхнюю кору со стороны нижней может вызвать только возникновение дополнительного поперечного изгиба всего этого ансамбля, т. е. образование сводового поднятия и прогибание границы Мохо.

Иная ситуация складывается на участке блока отрицательного изгиба. Избыточному давлению со стороны нижней коры противостоит только его масса. В этих условиях становятся возможными подъем блока вверх и сброс части материала нижней коры в образовавшиеся в плоскостях надвигов щели. В зоне надвига действует прямой градиент напряжений, что под влиянием тектонического фактора обеспечивает подъем материала нижней коры к дневной поверхности в виде протрузии. В зонах глубинных надвигов обычно картируются протрузии сильно серпентинизированных ультраосновных пород, иногда называемых «серпентинитовым меланжем». В свете сказанного протрузии серпентинитов могут рассматриваться как материал нижней коры, выжатый в зонах надвигов при ее утолщении. Серпентинитовый состав нижней коры предполагают и другие исследователи [Резанов, 1991, 2002 и др.].

Ю.Г. Леонов рассматривает нижнюю кору на платформах как «базовый уровень дисгармонии». Следствиями этого являются тектоническая расслоенность и «бескорневой характер определенных категорий платформенных структур, крупные размеры которых в плане вполне сочетаются с относительно небольшой толщиной слоя, вовлеченного в деформацию» [1991, с. 17]. Тектонические нарушения, связанные с платформенной тектоникой, приближаясь к нижней коре, выполаживаются и не смещают ее границы. Листрическая форма глубинных разломов образуется не только в результате горизонтального растяжения, но и в условиях горизонтального сжатия, что подтверждено математическими расчетами и экспериментально. В наших экспериментах типа того, который показан на рис. 2.12, но с использованием кальки для фиксации положения надвигов, последние в процессе деформаций приобретали листрическую форму. В данном случае это объясняется вращением всяческого бока надвига, стремящегося к вертикальному положению, что вызывает снижение горизонтального давления в его верхней части и усиление тектонической эрозии в нижней части.

2.5. Трехмерная (объемная) модель блоковой складчатости

Ранее для большей наглядности рассмотрена двухмерная модель формирования блоковой складчатости, в которой второе главное нормальное напряжение условно приравнено к нулю, что отвечает поперечному разрезу цилиндрической складки. В реальной трехмерной модели $y_2 \neq 0$ и также является сжимающей, но меньше по величине. Следовательно, здесь действуют те же самые тектонопары «надвиг – продольный изгиб», вызывая образование блоковой складчатости (ундуляцию складок). В идеализированной модели это поперечная складчатость.

Однако здесь могут быть свои особенности. В блоке положительного изгиба, возникшем в результате наибольшего главного сжимающего напряжения, сжатие, вызванное изгибом, приходится на нижнюю часть коры. Следовательно, σ_2 в нижней час-

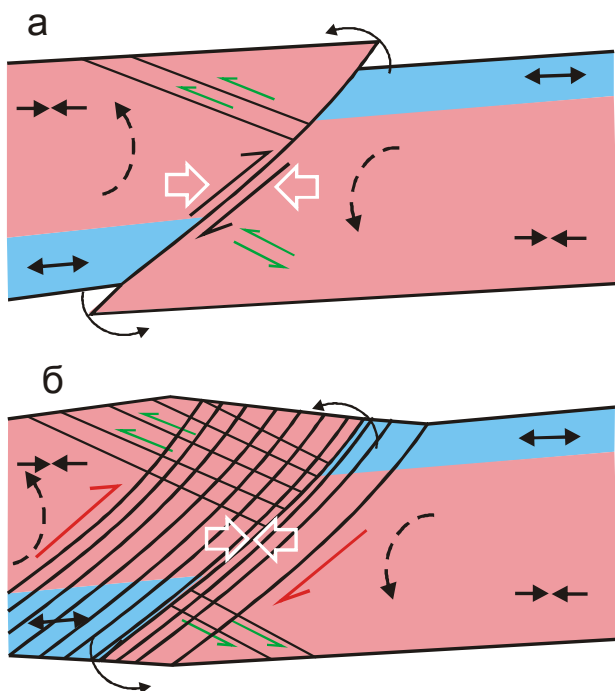


Рис. 2.21. Характер деформаций в зоне надвига при блоковой складчатости.

а – обычное изображение надвига, б – схема основных деформаций на границе блоков положительного и отрицательного изгибов коры. Голубой фон – зона растяжения, связанная с изгибом; розовый фон – зона горизонтального сжатия, связанная с изгибом. Остальные пояснения см. в тексте

ти коры больше σ_2 в верхней части, что вызовет появление изгибающих моментов и ундуляции складки. В блоке отрицательного изгиба зона сжатия приходится на верхнюю часть коры, соответственно σ_2 здесь больше, чем в подошве коры, что также приведет к ундуляции складки.

Таким образом, в плоскости, перпендикулярной наибольшему главному сжимающему напряжению (горизонтальному), также возникает волнообразное изгибание упругой коры (поперечная складчатость), но с другой и непостоянной длиной волны. Положительный изгиб развивается за счет перемещения избыточного объема из зоны сжатия в зону растяжения. При наложении поперечного положительного изгиба на основной положительный изгиб возникает овальная *антиклинорная структура* (рис. 2.22). При наложении поперечной отрицательной структуры на основную положительную структуру формируется *седловидный прогиб, осложненный поперечным горстом и/или поперечной складчатостью*. Аналогично этому, при сложении двух пересекающихся отрицательных изгибов образуется овальная *синклинорная структура*, а при сложении поперечного положительного и отрицательного изгибов возникает *седловидное поднятие, осложненное поперечным грабеном* (см. рис. 2.22). Важно отметить, что изгибающие моменты, вызванные s_2 , также фокусируют тектоническую энергию сжатия, создавая эффект «собирающей линзы».

В процессе развития общекоровой блоковой складчатости линейные размеры (длина волны) складок в направлении наибольшего сжимающего напряжения сокращаются, а земная кора пропорционально утолщается. В направлении действия второго главного сжимающего напряжения линейные размеры (длина волны) складок остаются постоянными (при отсутствии другой тектонической силы), но растет их амплитуда. В результате этого линейность структур только усиливается. Например, Кочкарская антиформа (восточный склон Ю. Урала) имеет размеры 120×28 км, т. е. удлинение более 4. Кунгурско-Красноуфимский свод (восточный край Русской платформы) имеет размеры 200×70 км, т. е. удлинение менее 3. Следовательно, можно пред-

полагать, что первый из них в направлении главного наибольшего сжимающего напряжения сжат сильнее (разность в линейных размерах структур объясняется разностью исходной толщины коры и скоростью деформаций).

2.6. Регрессивный этап

Все сказанное об общекоровой блоковой складчатости касалось только **прогрессивного этапа** ее развития. Прогрессивным этапом здесь является период насыщения системы энергией за счет тектонического горизонтального сжатия. Снятие тектонических сил сжатия, даже на короткий срок, переводит систему в **регрессивный этап**. Таким образом, начинается посттектоническая релаксация системы за счет накопленной *потенциальной энергии*. Регрессивный этап может начаться на любой стадии развития блоковой складчатости и прерваться новым прогрессивным этапом в случае возобновления режима сжатия. Поскольку блоки отрицательного и положительного изгибов коры на прогрессивном этапе процесса развивались по-разному, и на регрессивном этапе они будут эволюционировать также по-разному. Попробуем проанализировать, какие процессы могут характеризовать блоки отрицательного и положительного изгибов на регрессивном этапе их развития, полагая, что блоковая складчатость близка к завершению и наложена на кору мобильных поясов (см. рис. 2.18в).

2.6.1. Блок отрицательного изгиба

На прогрессивном этапе процесса в верхней части блока отрицательного изгиба формируется площадная зона брекчий и мегабрекчий мощностью 1,5–2,0 км, ниже сменяющаяся зоной бескорневой складчатости и метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации. Образуется система тектонических клиньев, приуроченная к осевой части блока. Зона брекчий и мегабрекчий благоприятна для циркуляции метеорных и захороненных морских вод. Обратный градиент стрессовых напряжений удерживает ювенильные воды на глубине, не позволяя им подниматься на верхние горизонты (рис. 2.23а, левая часть).

Ниже нейтральной поверхности реализуются условия горизонтального растяжения и преобладают хрупко-пластичные и пластичные деформации, сопровождающиеся выделением тепловой энергии. Отрицательный (запирающий) градиент стрессовых напряжений удерживает флюиды на глубине. Непрерывное поступление тепловой энергии тектонического происхождения и из глубинных источников в условиях обратного градиента напряжений способствуют накоплению тепловой энергии. Это ведет к метаморфизму пород, перегреву флюидов и возникновению магматических очагов. Иначе говоря, система непрерывно насыщается энергией. Снятие внешних тектонических сил переводит систему в регрессивный этап (см. рис. 2.23б, левая часть). Нейтральная поверхность исчезает. В верхней части коры открываются трещины, дающие возможность метеорным водам опуститься на более глубокие горизонты. В нижней части блока возрастает всестороннее давление, исчезает запирающий градиент стрессовых напряжений. Вместо него появляется прямой градиент напряжений, связанный с литостатической нагрузкой. Магматические очаги получают возможность полностью разгрузиться путем образования бескорневых интрузий (или дайкового поля) в

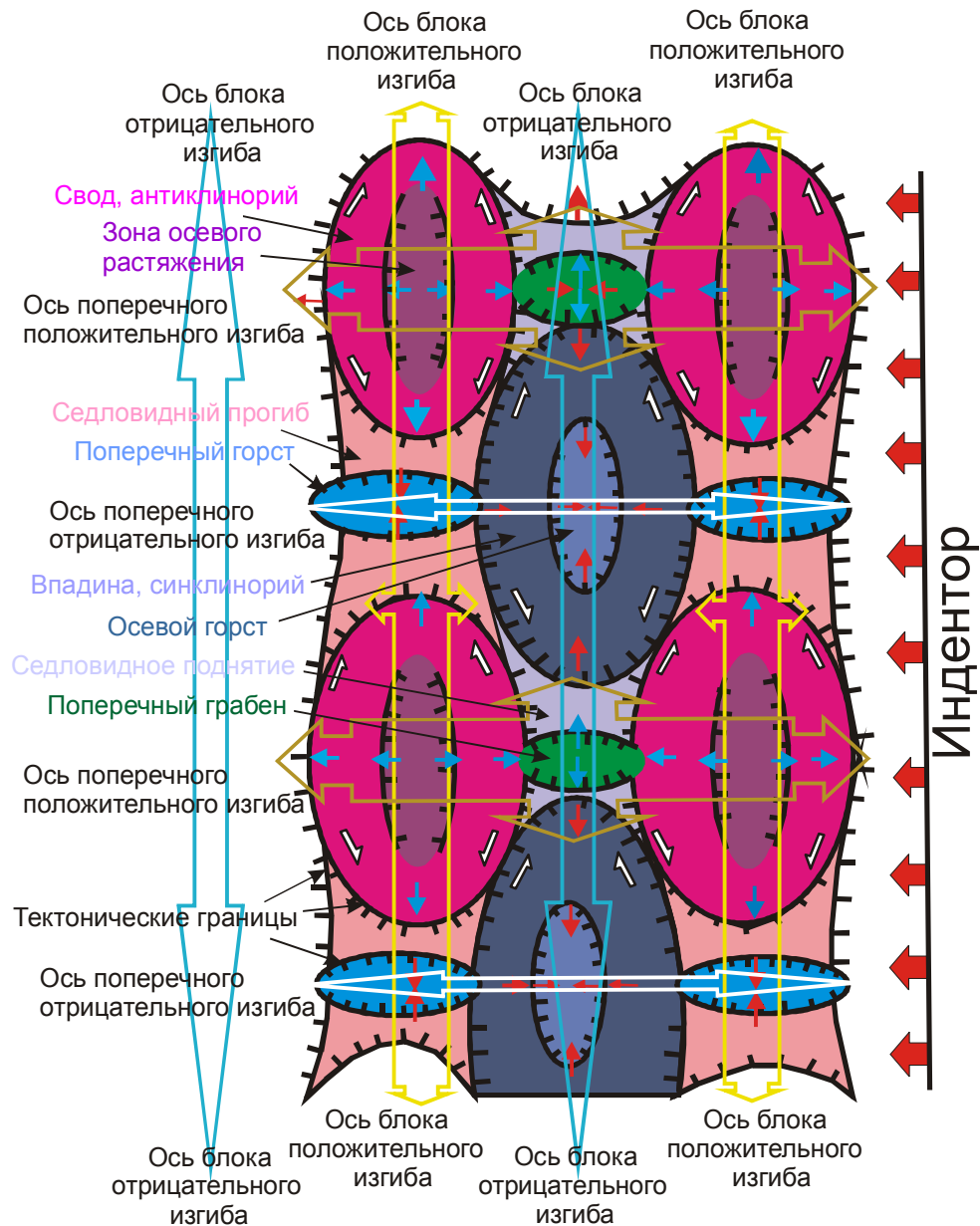


Рис. 2.22. Блоковая складчатость в плане.
 Плюс и минус показывают знаки изгиба

области осевого тектонического клина, перенося с собой *магматогенные* флюиды. Одновременно появляется возможность вертикальной миграции флюидов, накопленных здесь на предыдущем этапе (*метаморфогенные* и *рудоносные* флюиды). Давление перегретого флюида может превышать литостатическое давление, что вызовет гидроразрывы, брекчирование и диспергирование пород по фронту их движения. Формируются трубчатые и дайковые тела брекчий, иногда называемые *эксплозивными* [Фогельман, 1969; Невский, Фролов, 1985; Ваганов и др., 1985; и др.], *флюидизационными*, *флюидизированными* [Cloos, 1941; Туговик, 1984; Голубева, Махлаев, 1994; Голубева, 2003; Чайковский, 2001, 2002; и др.] *гидроструктурами* [Старостин, 1988]. Такие брекчии часто содержат в той или иной степени окатанный материал, что делает их порой неотличимыми от конгломератов. Менее перегретые флюиды и флю-

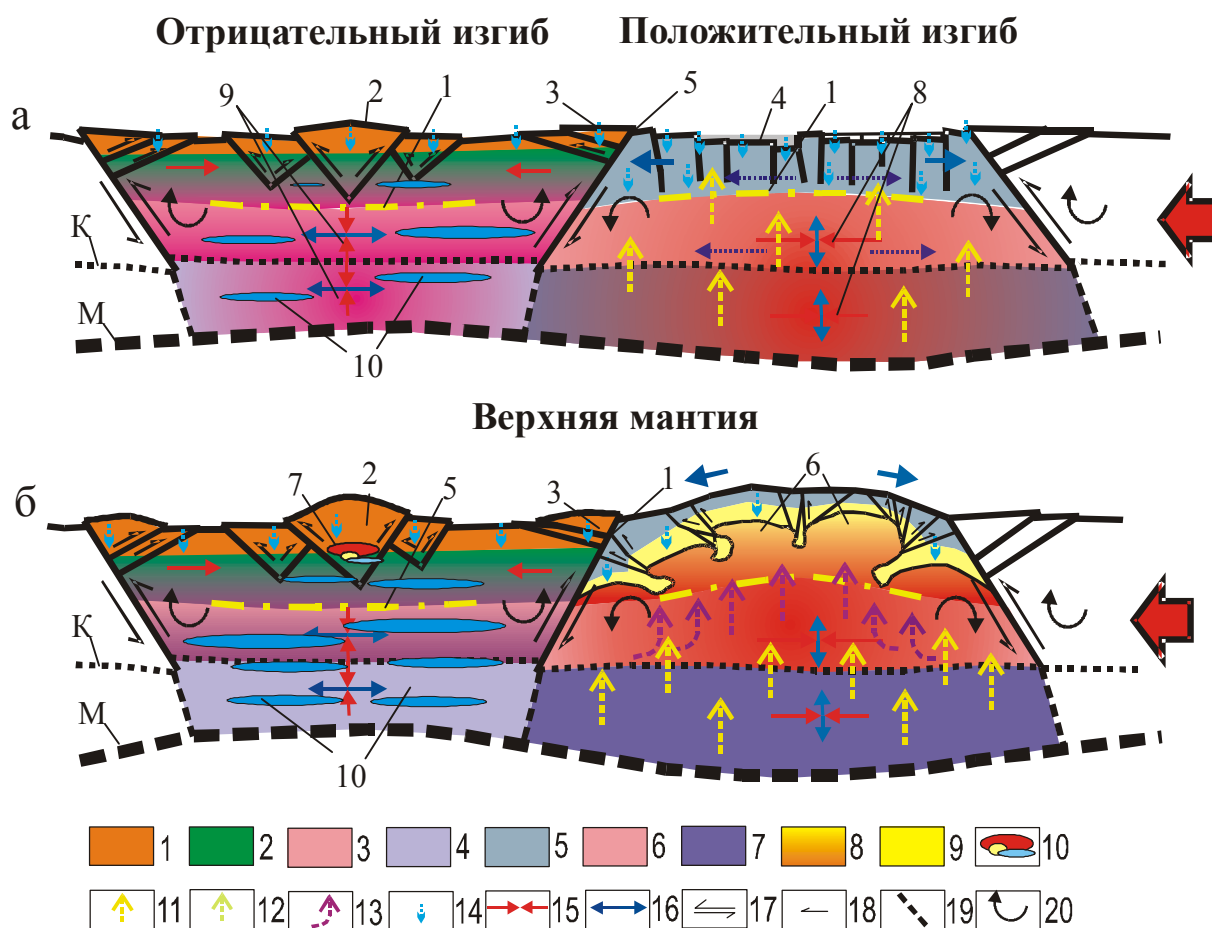


Рис. 2.23. Флюидный режим на прогрессивном этапе развития блоковой складчатости.

Условные обозначения: 1 – зона брекчирования и мегабрекчирования; 2 – зона бескорневой складчатости; 3 – зона зеленосланцевого метаморфизма; 4 – метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций умеренных давлений в нижней коре; 5 – зона растяжения; 6 – зона сжатия в упругой коре; 7 – высокобарический метаморфизм в нижней коре; 8 – пластичный материал перемещенный из зоны сжатия; 9 – зональный метаморфизм; 10 – многофазные бескорневые малые интрузии; 11 – восстановленные флюиды; 12 – рудоносные флюиды; 13 – пластическое течение; 14 – метеорные и морские захороненные воды; 15 – сжатие, связанное с изгибом; 15 – растяжение, связанное с изгибом; 17 – сдвиг; 18 – направление сдвига; 19 – пластичный сдвиг; 20 – изгибающие моменты. Цифры: 1 – НП; 2 – осевой тектонический клин; 3 – клинодислокации (дуплексы скалывания); 4 – осевой грабен; 5 – зона надвига; 6 – куполовидные структуры; 7 – малые интрузии; 8 – область разогрева; 9 – то же; 10 – закрытые флюиды. Остальные пояснения см. в тексте

иды небольших резервуаров перемещаются с глубоких горизонтов могут посредством гидроразрыва, образования субвертикальных трещин и их расклинивания без формирования брекчий [Жатнуев, 2005].

Перемещение вверх магматического расплава и перегретых флюидов переносит на верхние горизонты коры и часть тепловой энергии, что может вызвать здесь метаморфические преобразования пород, возможно даже более интенсивные, чем на прогрессивном этапе, но *неравномерные*, проявленные только на пути движения теплоносителей. Метаморфизм пород протекает при активном участии флюидов. На карбонатные породы накладываются скарновые процессы (инфильтрационные скарны).

Большое развитие получают жильные образования разного минерального состава. Термоградиентное поле вокруг магматических интрузий обеспечивает длительную интенсивную циркуляцию полигенных флюидов. Регрессивный этап в блоке отрицательного изгиба является ответственным за рудообразование, что на примерах показано в главе 4.

2.6.2. Блок положительного изгиба

В блоке положительного изгиба на прогрессивном этапе шли осушение нижней части коры и выжимание разогретой пластичной массы в зону растяжения в результате действия прямого градиента стрессовых напряжений (рис. 2.23а, правая часть). Перемещенные массы перенесли в эту область и накопленную в разных видах потенциальную энергию, прежде всего тепловую и химическую. Внедрение их в зону растяжения сопровождалось формированием куполовидных структур, которые стали здесь источниками тепловой энергии и стрессовых напряжений, что привело к образованию зонального метаморфизма. Широко проявлены процессы гранитизации и базификации.

Снятие тектонических напряжений переводит систему в регрессивный этап (рис. 2.23б, правая часть). Исчезает нейтральная поверхность. В ядрах куполовидных структур падает всестороннее давление, что может сопровождаться возникновением анатектических расплавов гранитного состава. Происходит становление дайкового комплекса, в том числе пегматитов. Активно функционируют пневмолито-гидротермальные процессы (грейзенизация, калишпатизация, формирование жил выполнения и др.). Осуществляются они за счет метаморфогенных флюидов, накопленных в верхней части коры на прогрессивном этапе процесса. Большой запас накопленной тепловой и химической энергии в блоке обеспечивает длительное функционирование пневмолито-гидротермальной системы. Подробнее все эти вопросы рассматриваются на примерах в главе 3.

2.7. Завершение общекоровой блоковой складчатости

Итак, ранее показано, что в процессе продольного изгиба горизонтальные размеры участка коры уменьшаются, а толщина пропорционально возрастает. Причем максимальное увеличение толщины приходится на блоки положительных изгибов, в результате чего граница Мохо прогибается вниз. Одновременно породы нижней коры подвергаются метаморфизму: высокобарическому в блоках положительного изгиба и низкобарическому – в блоках отрицательного (см. рис. 2.18в). В модели предполагается, что тектонические напряжения, приводящие к деформации и структурно-вещественному преобразованию земной коры, вызваны горизонтальными движениями (причины этих движений здесь не рассматриваются). Значит, деформации коры происходят в результате действия *внешних* тектонических сил, вызывающих одноосное горизонтальное сжатие земной коры. Предполагается, что нижняя кора пластичная. Следовательно, она неспособна передавать тектонические напряжения на большие расстояния. Эту функцию выполняет верхняя упругая кора. В процессе развития блоковой складчатости и связанных с ней деформаций горизонтального сокращения и вертикального утолщения верхняя кора проскальзывает по кровле нижней коры как ми-

нимум на величину ее горизонтального сокращения [Кисин, 2007б]. Максимальные деформации происходят вблизи источника тектонических напряжений. Следовательно, здесь будет и наибольшее горизонтальное проскальзывание коры. Все эти деформации медленные, реализуемые посредством простого сдвига. Нижняя кора более пластичная и смещаться подобным образом не может. Но благодаря движению верхней коры в ней также возникают деформации простого и чистого сдвига, охватывающие ее на всю толщину и достигающие поверхности верхней мантии (см. рис. 2.18г). Преобладание в нижней коре деформаций простого и чистого сдвига предполагается и другими исследователями [Иванов С., 1991; Леонов Ю., 1991; Николаевский, 2006; Ребецкий, 2007; и др.]. По данным сейсмических исследований, отражающие площадки в нижней коре образуют сложный рисунок с преобладанием субгоризонтальных линий. Объясняется это локализацией деформаций простого сдвига, которые интерпретируются как *тектонические срывы* [Леонов Ю., 1991 и др.]. В конечном счете сдвиговые деформации нивелируют границы нижней коры и ранее образованные неровности поверхностей Мохо и Конрада становятся малозаметными. Участки «тектонических срывов» возникают и непосредственно в самой нижней коре. С этого момента можно говорить о «тектонически расслоенной» коре.

В процессе деформации реологические свойства пород непрерывно меняются, что немедленно отражается и на характере самих деформаций [Талицкий, 2002; Гончаров и др., 2005; и др.]. Например, разогрев верхней коры ведет к повышению ее пластических свойств и расплющиванию при горизонтальном сжатии. Максимальный разогрев коры в результате изгиба достигается в положительных структурах. Следовательно, здесь будет иметь место и наибольшее ее расплющивание. В результате сильного разогрева нижней части коры упругая (холодная) часть коры сильно уменьшается по толщине и теряет способность передачи напряжений на расстояния. В условиях повышенного температурного градиента, вызванного деформациями, верхняя кора в процессе блоковой складчатости испытывает деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости, обусловленные поступательным движением и трением на ее подошве. Модуль сдвига для пород верхней коры зависит от многих факторов и сильно меняется по вертикали, особенно в результате разогрева ее нижней части. Деформации простого сдвига будут максимальными около ее подошвы и минимальными в верхней части разреза. Это приводит к дополнительному вращению и искривлению плоскостей надвигов, разделяющих разнознаковые блоки: на вращение, обусловленное продольным изгибом, накладывается вращение, обусловленное простым сдвигом [Кисин, 2007б]. Вращение, обусловленное изгибом, стремится привести плоскости надвигов встречного падения в единое вертикальное положение по кратчайшему пути, т. е. в паре надвигов плоскость одного из них испытывает вращение по часовой стрелке, а плоскость другого, напротив, вращается против часовой стрелки. Простой сдвиг обеспечивает их вращение только в одном направлении, в нашем случае против часовой стрелки. В конечном счете, в результате сложения этих движений, *плоскости надвигов противоположного падения приобретают падение в одну сторону, в направлении активной плиты*. Усиление деформаций простого сдвига к подошве верхней коры приводит также к выполаживанию плоскостей надвигов с глубиной.

В результате вращения плоскости надвигов становятся субпараллельными. Изгибающие моменты ослабевают, а затем исчезают, полностью исчерпав свой ресурс. Теперь фокусировки тектонической энергии нет, и стрессовые напряжения в положительных и отрицательных структурах выравниваются, а сами они приобретают еще большее сходство с тектоническими блоками, метаморфизованными в разных условиях. При этом блоки бывших отрицательных структур менее разогреты по сравнению с соседними блоками положительных структур. В дальнейшей эволюции блоков отрицательного и положительного изгибов есть существенные различия, поэтому есть смысл описать их развитие отдельно.

2.7.1. Блок отрицательного изгиба

Ко времени завершения общекоровой блоковой складчатости осевой тектонический клин оказывается почти целиком выжатым на дневную поверхность, где он подвергается эрозии и денудации. Аналогичная ситуация наблюдается и с клинодислокациями, прежде осложнявшими бока надвигов. Режим растяжения в нижней части блока сменяется умеренным горизонтальным сжатием с соответствующими метаморфическими преобразованиями пород. Аналогичным образом режим высокоградиентного сжатия в верхней части блока меняется на безградиентный режим более слабого горизонтального тектонического сжатия. Обратный градиент горизонтальных напряжений, прежде охватывающий весь по толщине блок коры, сменяется *прямым градиентом*, но менее контрастным. Движению вверх флюидов и магматических расплавов, ранее запертых на разных глубинах, больше ничто не препятствует. Деформации простого сдвига, охватившие и верхние горизонты коры, создают систему трещин скалывания, к которым приурочен дайковый комплекс. Поскольку образование даек связано с разными мелкими коровыми магматическими очагами, то и дайковый комплекс представлен разными магматическими породами. Зеленосланцевый метаморфический комплекс, сформировавшийся ранее над нейтральной поверхностью в условиях стресса, испытывает теперь зеленокаменное перерождение. Зеленокаменные породы более глубоких горизонтов, напротив, испытывают метаморфизм в условиях стресса.

2.7.2. Блок положительного изгиба

Осевой грабен на верхних горизонтах блока перестал существовать еще до завершения общекоровой складчатости, когда на его месте сформировался высокоградный зональный метаморфический комплекс. Уже тогда здесь присутствовало сложное поле напряжений сжатия и растяжения, источниками которых были растущие куполовидные структуры. Но развивались они на фоне общего растяжения, вызванного изгибом. Теперь условия растяжения изгиба сменились слабым горизонтальным сжатием, связь куполовидных структур с глубокими горизонтами коры прекратилась и они испытывают регрессивные преобразования. Куполовидные структуры перестают быть источниками напряжений на верхних горизонтах коры, но остаются центрами термальных аномалий. Разогрета и вся нижележащая часть блока. Благодаря тому что в период развития блоковой складчатости в блоке положительного изгиба существовал контрастный прямой градиент горизонтальных напряжений, ко времени завершения из-

гибных деформаций коры данный блок оказался сильно «осушенным». Хотя прямой градиент напряжений сохранился, пусть и менее контрастный, но флюидов для масштабной гидротермальной деятельности уже недостаточно. По этой причине регрессивный метаморфизм данного этапа проходит в относительно «сухой» системе. Это значит, что он носит резко выраженный изохимический характер и явления метасоматоза проявлены слабо. Слабое развитие имеют и гидротермальные системы. В нижней половине блоков сжатие изгиба сменяется умеренными стрессовыми напряжениями и некоторым падением общего давления, понижением контрастности прямого градиента горизонтального сжатия. Изменение условий деформирования здесь также сопровождается метаморфическими преобразованиями пород в условиях уменьшения всестороннего давления и температуры при отсутствии или слабом участии флюидов. Реакции гидратации больше вероятны для верхней части блока.

В конечном счете, *общекоровая блоковая складчатость эволюционирует в чешуйчато-надвиговую систему*. Сходство с волнообразным продольным изгибом коры сохраняется лишь в периодическом чередовании блоков разного уровня метаморфизма и петрографического состава. Термин «чешуйчато-надвиговая система» здесь не совсем корректен, поскольку эти «блоки-чешуи» испытывают поступательное движение, сдвиговые деформации и вращение (в нашем случае против часовой стрелки), горизонтальное сжатие и вертикальное удлинение (расплющивание). Все это вызывает очень сложные пластические и квазипластические деформации, мигматизацию, образование лежащих складок, куполов, метаморфические преобразования пород, чему весьма способствует разогрев коры на предыдущей стадии. Упругие свойства верхней коры в значительной степени утрачены. Границы между этими блоками уже не отвечают понятию «надвиг», поскольку движения по ним имеют другой знак. Но их нельзя назвать и сбросом, так как висячий блок не опускается. Есть только сдвиговые деформации (в физическом смысле слова). Некоторые изменения в данную картину могут привнести геологическая предыстория отдельных участков коры и вариации петрографического состава субстрата.

2.8. Особенности и признаки блоковой складчатости

Из сказанного отчетливо видно, что блоковая складчатость совершенно непохожа на складчатость осадочного чехла, которая хорошо изучена на природных объектах и экспериментальных моделях. К блоковой складчатости неприменимы многие понятия, используемые при описании и типизации складчатости осадочного чехла, например «пологая», «изоклиная» и т. п. Предельный угол положительного или отрицательного изгиба обычной складки может достигать 180° , а блоковой складчатости – только $90\text{--}120^\circ$, поскольку изгибающие моменты исчезают, как только плоскости ограничивающих их надвигов становятся параллельными.

Передача тектонических напряжений на расстояния. В литературе можно найти немало критических замечаний по поводу способности земной коры передавать тектонические напряжения на значительные расстояния при продольном изгибе [Тетяев, 1938; Бронгулеев, 1947; Белоусов, 1947 и др.; Шатский, 1945; и др.]. Считается, что снятие тектонических напряжений должно произойти уже при первом изгибе

коры. Но в модели блоковой складчатости синусоида практически не образуется и кора остается квазиплоской. Таким образом, изгибаемая кора почти не отличается от плоской плиты и, следовательно, способна передавать тектонические напряжения на значительные расстояния. Сколь велики эти расстояния – оценить сложно, но очевидно, что они сильно зависят от толщины и жесткости коры, а также от ее геологической предыстории и скорости нагружения системы. При этом необходимо помнить, что земная кора – самая анизотропная из геосфер. Она же, вероятно, единственная из геосфер, обладающая способностью к хрупкому разрушению, и трещиноватость для нее является естественным состоянием [Николаевский, 2006]. Нижней границей распространения трещиноватости считается граница Мохо. В силу сказанного упругие свойства коры обеспечиваются ее толщиной и силами гравитации, вызывающими закрытие и частичное залечивание трещин с некоторой глубины, которую разные исследователи оценивают различно. Это способствует передаче тектонических напряжений упругой верхней корой на расстояние: появление новых трещин при деформации на ее упругих свойствах отразится мало, поскольку их задача заключается в способствовании релаксации тектонических напряжений (структурная релаксация).

Особенности общекоровой складчатости. При изгибе *арка не образуется* или проявлена слабо. Положительные и отрицательные структуры имеют вид крупных блоков, разделенных надвигами противоположного падения. Максимальное увеличение толщины коры наблюдается в блоках положительного изгиба, из-за чего они полностью удовлетворяют понятию *антиформа*. Блоки отрицательного изгиба отвечают понятию *синформа*. Осадочный чехол смят в линейные складки только в блоке отрицательного изгиба. Среди складок чехла преобладают *бескорневые складки*, исчезающие с глубиной. В блоке положительного изгиба, напротив, благодаря условиям растяжения в верхней части разреза линейная складчатость осадочного чехла отсутствует. При этом не исключается слабое проявление *гравитационной складчатости* (гравитационное сползание). Высока вероятность появления *складок поперечного изгиба* или *складок протыкания, куполовидных структур*. Кора утолщается пропорционально сокращению ее горизонтальных размеров. Сложная складчатость накладывается на метаморфизованные породы.

При снятии тектонических напряжений процесс деформации коры может прекратиться на любом этапе *с сохранением изгибной неустойчивости* в виде системы надвигов и складок коры. Без поступления энергии извне происходит *релаксация системы* (регрессивный этап, рассмотренный ранее). Возобновление тектонических напряжений того же знака и направления возобновляет и процесс формирования блоковой складчатости, но уже *частично релаксированной*, что, безусловно, отразится и на конечном результате. Складчатость начинается и раньше завершается со стороны индентора. Завершенная складчатость не может охватить всю площадь блоковой складчатости, поскольку фронт складчатости непрерывно продвигается вглубь недеформированной плиты. Следовательно, *перед фронтом завершенной складчатости всегда будет располагаться область незавершенной складчатости*, в том числе и прежде всего на коре платформенного типа. Гипотетически изотропная по латерали кора в результате такой складчатости становится анизотропной, приобретая *форму блоков*, различающихся глубиной залегания кровли древнего фундамента, стилем дефор-

мации, метаморфизмом, магматизмом, металлогенией и другими признаками. Представления о блоковом строении земной коры остаются популярными среди многих исследователей и в настоящее время. Блоковое строение земной коры может быть обусловлено различными геологическими процессами, но может быть связано и с деформациями по описанной модели. Геологическая предыстория площади может сильно усложнить развивающуюся на ней блоковую складчатость.

Признаки блоковой складчатости. Признаками незавершенной складчатости являются надвиги глубокого заложения и противоположного падения, чередование участков утолщенной и утоненной коры, зеленосланцевого и высокоградиентного зонального метаморфизма и др. (см ис. 2.18б, в; 2.22). Признаками завершенной складчатости являются чешуйчато-надвиговое строение коры, чередование участков зеленосланцевого и высокоградиентного метаморфизма, высокая степень деформации пород и резко выраженная линейность (см. рис. 2.18г). Примером незавершенной общекоровой складчатости можно назвать Урал, а завершенной – Беломорский пояс и, вероятно, Центральное плато о. Мадагаскар.

Общекоровая блоковая складчатость в геофизических полях. Ранее мы отмечали, что геофизическими методами складки коры достоверно не выделяются. Но не выделяется лишь складчатость, подобная таковой осадочного чехла, т. е. синусоидальная. Незавершенная общекоровая складчатость имеет достаточно много отличий и может быть выделена геофизическими методами глубинного зондирования. Например, надвиги, достигающие подошвы упругой коры, достаточно уверенно выделяются различными геофизическими методами. В ядре складки положительного изгиба на прогрессивном этапе имеет место высокобарический метаморфизм, сопровождаемый повышением плотности пород. Следовательно, им должна отвечать положительная гравитационная аномалия в нижней части коры. В верхней части коры в данном случае обычно располагаются массивы анатектических гранитов и гранитизированных пород, которым соответствует отрицательная гравийная аномалия.

Поскольку в результате блоковой складчатости происходит радикальное структурно-вещественное преобразование коры, то незавершенная складчатость должна быть *изостатически некомпенсированной*. Урал был отнесен к области незавершенной складчатости. В настоящее время он испытывает горизонтальное сжатие и формирование неотектонического рельефа [Трифонов, 1960; Рождественский, 1996; Кашубин, 2001; Левин, Фомин, 2001; Зубков, 2002; Блинова, 2003; и др.]. При этом отмечается, что современные движения на Урале направлены на нарушение изостатического равновесия.

Унаследованность. Существование незавершенной блоковой складчатости неплохо сочетается с «принципом унаследованности» Н.С. Шатского: поскольку изгибная неустойчивость упругой коры сохранена, то появление тектонических сил соответствующего вектора вызовет продолжение изгибания коры. Особенно это актуально, вероятно, для платформенной коры большой мощности, где для завершения блоковой складчатости требуется наиболее продолжительное время. Унаследованность проявляется и при потере изгибной устойчивости коры, как это показано ранее. Депрессия, рифт, авлакоген при горизонтальном сжатии, ориентированном вкрест их простираний, превращаются в отрицательные структуры. Напротив, выступы кристаллического фундамента трансформируются в складки положительного изгиба коры.

2.9. Общекоровая блоковая складчатость как основа для прогнозирования месторождений полезных ископаемых

Важнейшей прикладной частью геологических наук является *поисковая геология*, т. е. прогноз, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Методы поисковой геологии весьма разнообразны и непрерывно совершенствуются. Для каждого типа месторождений имеется своя методика поисковых работ. Но для всех типов месторождений существуют и общие, традиционные методы, проверенные временем и практикой. Одним из важнейших традиционных методов поисковой геологии является *структурный контроль*. Его ведущая роль в размещении месторождений полезных ископаемых никем не оспаривается. Многие месторождения контролируются метаморфизмом и/или магматизмом, которые в свою очередь также контролируются крупными геологическими структурами (тектонический контроль). Например, гранитогнейсовые, гнейсово-мигматитовые (метаморфические) комплексы связывают исключительно с *антиклинорными* структурами [Кейльман, 1974; и др.], которые позднее стали именовать *антиформами*, убрав из термина смысловую, генетическую нагрузку. Причем большинство исследователей предполагали, что гнейсово-мигматитовые комплексы тектонически выведены на поверхность и слагают ядра антиклинорий, а их генетическая связь остается проблематичной. Аналогичным образом *синклинорные* структуры стали именовать *синформами*. Однако смена терминологии не изменила закономерного сочетания этих структур в коллизионно-складчатых системах.

Представления о складчатости такого масштаба можно разделить на *традиционные* и *нетрадиционные* (см. рис. 2.11). Традиционные базируются на изгибах коры подобно синусоиде. Морфологически от складок чехла они отличаются лишь масштабами, и в комментариях почти не нуждаются. Складки такой морфологии были заложены и в представлениях о строении синклинорных и антиклинорных структур. Нетрадиционные представления базируются на модели блоковой складчатости, изложенной ранее. Если на рис. 2.11а сложно увидеть структурный контроль для подавляющего большинства месторождений полезных ископаемых, то на рис. 2.11б, 2.18 и 2.23 его трудно не заметить. Прокомментируем это.

Месторождением полезных ископаемых как экономическим понятием можно называть только промышленные скопления полезных ископаемых, лежащих на доступных для отработки глубинах, т. е. на верхних горизонтах коры. Следовательно, рудообразующие процессы должны привести к накоплению полезных минералов именно в верхней части коры. Для реализации любых геологических процессов, в том числе и рудообразующих, нужны источники энергии. Как отметил В.И. Смирнов, «для образования любого месторождения... требуется вклад крупной дозы энергии» [Смирнов и др., 1981, с. 5]. Это высказывание касается даже магматических рудообразующих систем, поскольку «тепло эндогенного рудообразования не может поступать путем теплопроводности по модели остывающего тела. Его локализованный концентрированный длительный и мощный перенос может происходить только конвективным путем в виде подвижных локальных флюидных тепловых потоков» [Смирнов и др., 1981, с. 11]. Обсуждая роль магматических интрузий в рудообразовании, В.И. Смир-

нов пишет: «массивы магматических пород... выступают в качестве каналов, прокладывающих путь... рудообразующим растворам. Особенно важное значение... имеют круто погружающиеся штоки малых интрузий. *Обилие сопровождающих их рудных месторождений, не соответствующее их малым размерам*, объясняется тем, что сами они не служили основными источниками рудообразующих веществ, а были глубоко проникающими прогретыми каналами для восхождения такого вещества из их корневых и более глубоких частей... Наоборот, крупные... батолические массы, например, гранитов... обычно не сопровождаются обилием рудных месторождений» [Смирнов и др., 1981, с. 14–15. Курсив наш – А. К., В.К.]. Допускается внутрикоровое образование магматических очагов, дающих малые интрузии. Флюиды могут иметь разные источники, включая мантийные.

В модели блоковой складчатости малые бескорневые многофазные и кольцевые интрузии характерны для блоков отрицательного изгиба. Формируются они в нижней части коры, в условиях обратного градиента стрессовых напряжений. На прогрессивном этапе прорывы магматического расплава на верхние горизонты происходят либо при достижении ими критической массы, либо при временном снятии или снижении тектонических напряжений. Но полная разгрузка магматических очагов наблюдается только на регрессивном этапе процесса. Прорывы магматического расплава на верхние горизонты действительно прокладывают каналы для движения флюидов, хотя они в этом не нуждаются, поскольку сами обладают большой потенциальной энергией и высокой текучестью. Формирование флюидной фазы на нижних горизонтах коры объясняется условиями горизонтального растяжения, вызванного изгибом, и действием обратного градиента стрессовых напряжений. Длительное пребывание их в «запертом» состоянии и перегрев способствуют обогащению рудными компонентами. «Застойный» характер флюидов считается благоприятным фактором для обогащения их рудным веществом [Рыженко, 2008; и др.]. Как показали исследования В.В. Холоднова и И.Н. Бушлякова [2002], для синклинорных структур характерен хлор, а для антиклинорных – фтор. Роль хлора в транспортировке рудных элементов хорошо известна и изучена экспериментально [Белевцев, 1979; Маракушев, 1979; и др.].

Из изложенных представлений о блоковой складчатости отчетливо видно, что в этих схемах присутствуют многие элементы, традиционно используемые при прогнозировании разных эндогенных месторождений полезных ископаемых. В процессе изгиба коры и в период посттектонической релаксации системы активно функционируют *структуроподготовительные, рудогенерирующие и рудолокализирующие* области. Рассмотрим их положение в разрезе коры и специализацию на разные полезные ископаемые в зависимости от условий деформирования.

Блок отрицательного изгиба. Прогрессивный этап. На верхних горизонтах коры реализуются условия горизонтального сжатия, вызванные изгибом. Действует обратный градиент стрессовых напряжений. Резко преобладают хрупкие деформации. Верхние горизонты испытывают брекчирование и мегабрекчирование, что сопровождается резким увеличением *пустотного пространства*. Толщина зоны брекчирования составляет 1,5–2,0 км. Этот, доступный для промышленной отработки интервал глубин. Возникает система тектонических клиньев, тяготеющих к осевой части структуры. Острия наиболее крупных клиньев располагаются вблизи нейтральной повер-

ности. Напомним, что нейтральная поверхность при блоковой складчатости сильно смещена в пользу увеличения толщины зоны сжатия, т. е. острия тектонических клиньев достигают нижней части упругой коры. Тектонические клинья состоят из множества подобных клиньев разной величины. Специфика их развития в градиентном поле стрессовых напряжений заключается в том, что их верхняя часть венчается зоной вертикального растяжения (горизонтальной зоной брекчий). Вертикальное растяжение проявлено во всем блоке отрицательного изгиба и способно самостоятельно формировать пустотное пространство путем отслоений, горизонтальных трещин растяжения, объемной трещиноватости и брекчирования. Общим итогом является образование трещинно-пустотного пространства, объем которого быстро возрастает к дневной поверхности (см. рис. 2.13 и комментарии к нему). В этом заключается структуро-подготовительная роль прогрессивного этапа деформаций в блоке отрицательного изгиба. Пустотное пространство, имеющее связь с дневной поверхностью, заполняется метеорными и захороненными морскими водами. Пустотное пространство, не связанное с дневной поверхностью, заполняется подземными водами, запертыми обратным градиентом стрессовых напряжений. Для них характерно аномальное пластовое давление, обусловленное тектоническим фактором.

А.И. Кудряшов [1991 и ссылки в этой работе] приводит пример аномальных давлений флюидов, установленных бурением в Западном Пакистане. На глубине всего 630 м давление флюидов составляло $170,8 \text{ кг/см}^2$ (около 1,7 МПа) при средней плотности пород 2,2. Давление флюида выше литостатического давления. Подобные факты обычно объясняются прочностью и непроницаемостью покрывающей породы. Однако от пород с плотностью 2,2 трудно ожидать особых прочностных свойств, особенно вблизи дневной поверхности. Обратный градиент стрессовых напряжений способен создать такие аномальные пластовые давления на небольшой глубине, если физические свойства пород не способствуют хрупким деформациям даже при низкой литостатической нагрузке (например, глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатные породы).

Стрессовые напряжения и деформации в зоне сжатия ведут к накоплению здесь и тепловой энергии, что может привести к метаморфизму пород в условиях низких температур и повышенных давлений, не превышающих зеленосланцевой фации. Это может иметь значение для областей захоронения органического вещества, особенно если принять во внимание принцип унаследованности: отрицательные изгибы коры часто наследуют депрессионные структуры. Условия метаморфизма за счет тектонического фактора могут существенно превысить условия ката- и метагенеза осадочных пород. Обратный градиент стрессовых напряжений способствует накоплению и сохранению жидких и газообразных полезных ископаемых.

Ниже нейтральной поверхности происходят уменьшение всестороннего давления (за счет горизонтального растяжения), слабый рост литостатического давления (за счет скупиванья осадков вверху) и повышение температуры (тектонический вклад и глубинное тепло). В результате этого система дестабилизируется по многим параметрам, что вызывает *низкобарический метаморфизм* пород (от зеленокаменного метаморфизма около нейтральной поверхности до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в нижней части коры). Увеличивается объем трещинно-порового пространства. Рост температуры ведет к возрастанию и флюидного давления. Прирост

объема трещинно-порового пространства при растяжении прямо пропорционален расстоянию до нейтральной поверхности. Действует *отрицательный, «запирающий» градиент* горизонтальных напряжений. В любом слое коры нижней части отрицательного изгиба флюидов по объему освобождается больше, чем может вместить вышележащий слой. Давление освободившегося флюида определяется тектоническим фактором, в котором главную роль играет градиентное поле напряжений. В итоге флюиды лишены возможности подниматься вверх. Это создает *аномальное флюидное давление* и в этой части коры.

Трансформация механической энергии в тепловую (на фоне температурного градиента) при отсутствии вертикального массопереноса (из-за запирающего градиента) *ведет к росту температуры в зоне растяжения прямо пропорционально расстоянию до нейтральной поверхности*. При благоприятных условиях в зоне растяжения на разных глубинах могут возникнуть *локальные магматические очаги*, также «запертые» обратным градиентом. Разгрузка их возможна либо при достижении некой критической массы, способной прорваться на верхние горизонты коры, либо при снятии или временном уменьшении тектонической силы, вызывающей изгибы коры. Интрузии магматического расплава на прогрессивном этапе деформаций осуществляются в условиях запирающего градиента. Следовательно, магматический очаг не исчезает и продолжает функционировать и интрузии должны быть многофазными, бескорневыми, типа лакколлитов, силлов, кольцевых даек. Наиболее подходящим местом локализации интрузий являются осевой тектонический клин (горст) и его ближайшее окружение. Магматический расплав в силу длительного вынужденного пребывания на глубоких горизонтах коры в условиях роста флюидного давления и температуры сильно насыщается флюидами, в том числе рудоносными. Рудная специализация их будет определяться сочетанием многих факторов: глубиной формирования магматического очага, температурой, петрохимическим составом вмещающих пород, геологической предысторией, скоростью деформации и прочими условиями. Весьма вероятно поступление рудного вещества и из мантии, поскольку в результате деформаций коры она также дестабилизирована. В этом заключается *рудоподготовительная* роль прогрессивного этапа деформаций.

Вместе с магматическим расплавом на верхние горизонты коры прорываются и рудоносные флюиды. Они локализуются в зоне брекчий и мегабрекчий, т. е. на самых верхних горизонтах коры. Здесь же осуществляется их циркуляция, поддерживаемая молодыми интрузиями магматических пород, создавшими локальные контрастные термальные аномалии. Представляется, что в этот период формируется основная масса скарнов, пока еще слабо рудоносных.

Регрессивный этап. Полная разгрузка магматических очагов происходит на данном этапе, и они перестают существовать, поскольку исчезли источники энергии. Гидротермальная деятельность в блоке отрицательного изгиба наиболее интенсивно проявится на регрессивном этапе, после снятия горизонтальных тектонических сил и запирающего градиента горизонтальных напряжений. Движение флюидов осуществляется в малоградиентном поле преимущественно за счет внутреннего давления флюида. Источниками рудоносных флюидов являются в основном нижняя кора с верхней мантией и нижняя часть упругой верхней коры. Наиболее глубокие разломы, об-

разовавшиеся на прогрессивном этапе, становятся флюидопроницаемыми и играют роль *рудоподводящих*. Приурочены они преимущественно к осевой части блока. Отложение рудного вещества наиболее облегчено в верхней части коры, в зонах брекчирования, мегабрекчирования и объемной трещиноватости, где имеет место резкое падение всестороннего давления и облегчена циркуляция подземных вод. Здесь же глубинные растворы смешиваются с метеорными водами и захороненными морскими водами, что может послужить причиной осаждения некоторых рудных минералов. Ранее образованное пустотное пространство становится *рудолокализирующим*. Достаточно благоприятные условия для рудоотложения имеются, вероятно, и в зоне пликативной складчатости, особенно в области осевого тектонического клина. Поздние магматические интрузии создают локальные градиенты температур, а также усиливают геохимические контрасты. К этому времени, возможно, относится и *рудная стадия* формирования скарновых месторождений (меди, железа и др.). Остывание интрузий ведет к возникновению свободного трещинно-пористого пространства, где одновременно может проходить отложение прожилково-вкрапленных руд.

На Урале таким представлениям отвечают Сафьяновское полиметаллическое сульфидное месторождение (см. главу 4), Воронцовское золоторудное месторождение, Магнитогорская и Высокогорская группы железоскарновых месторождений, Краснотурьинские медноскарновые месторождения и др.

Положительный изгиб. Прогрессивный этап. Здесь ситуация несколько другая. На верхних горизонтах коры реализуются условия растяжения. Это может привести к возникновению пустотного пространства, обеспечивающего свободную циркуляцию метеорных или морских вод. Изгиб создает контрастный *прямой стрессовый градиент*. Поэтому в процессе деформаций все вещество, способное к пластическому и квазипластическому течению, отжимается из зоны сжатия вверх. Сжатие, вызванное изгибом, приходится на нижнюю часть коры. Стрессовое давление повышается и всестороннее давление, что в свою очередь вызывает уменьшение объема трещинно-порового пространства, рост флюидного давления и упрочение пород. Трансформация механической энергии в тепловую вызывает разогрев пород и дальнейшее увеличение давления флюидов, которое может превысить литостатическое давление. Высокие температуры и всестороннее давление способствуют протеканию реакций дегидратации, ведущих к повышению плотности пород, с одной стороны, и дальнейшему росту флюидного давления – с другой. Несмотря на возможный значительный разогрев пород, магматический очаг здесь не образуется, поскольку еще до плавления вещества пластические потоки благодаря прямому градиенту отводят тепло вверх, в более холодные породы зоны растяжения. Таким образом, в зоне растяжения, на верхних горизонтах коры, появляются местные источники температур и стрессовых напряжений, определяющих здесь стиль деформаций. Они являются и причиной зонального высокоградиентного метаморфизма.

Нижняя кора, в которой прямой градиент сильно ослаблен, испытывает пластические деформации, укорачивается и утолщается; растут всестороннее давление и температура; протекает высокобарический метаморфизм при высоких температурах. Но пластические потоки здесь, вероятно, отсутствуют. За счет реакций дегидратации в нижней коре увеличивается и флюидное давление. Возможно поступление вещества

из дестабилизированной верхней мантии. Таким образом, на прогрессивном этапе флюиды из зоны сжатия упругой верхней коры вместе с пластичным и квазипластичным материалом отжимаются вверх, в зону растяжения. По составу они относятся к восстановленным флюидам, и транспортировка ими рудного вещества, скорее всего, незначительная. Наибольшее значение имеют, вероятно, процессы гранитизации, сопровождающиеся выносом многих химических компонентов, в частности золота. Но на данном этапе промышленных концентраций рудных минералов не образуется. Создастся только их повышенное содержание в зоне обрамления гранитогнейсовых массивов. Таким образом, прогрессивный этап деформаций в блоке положительного изгиба является рудоподготовительным (подробнее излагается в главе 3).

Регрессивный этап. Регрессивный этап блока положительного изгиба несет основную нагрузку в формировании здесь месторождений разных полезных ископаемых. Снятие горизонтальных сжимающих напряжений нивелирует контрастный прямой градиент напряжений и прекращает выжимание пластичного материала и флюидов из нижних горизонтов коры вверх. Нижние горизонты коры на предыдущем этапе оказались в значительной степени «осушенными». Метаморфизм пород, проходивший при высоких Р-Т условиях при активном участии флюидов, сменяется регрессивным метаморфизмом в условиях высоких температур и пониженных давлений при почти полном отсутствии флюидов. Но запасы тепловой энергии здесь накоплены значительные, что обеспечивает увеличенный тепловой поток в верхних горизонтах коры еще длительный период, создавая высокий температурный фон регрессивному метаморфизму в верхней части коры. Формирование месторождений происходит преимущественно в пневматолито-гидротермальную стадию. В главе 4 это показано на примере Кочкарского антиклинория.

Завершенная складчатость. Из сказанного следует, что наиболее благоприятные условия для образования МПИ связаны с *регрессивным этапом незавершенной* блоковой складчатости. Завершение общекоровой блоковой складчатости характеризуется сменой структуры тектонического поля напряжений.

Блок отрицательного изгиба. Клинодислокации и тектонические клинья вместе с приуроченными к ним месторождениями полезных ископаемых ко времени завершения блоковой складчатости выжимаются на дневную поверхность и подвергаются разрушению. Зона брекчий и мегабрекчий также формирует преимущественно денудационные формы рельефа и подвергается размыву. Напряжения сжатия на верхних горизонтах, вызывавшие зеленосланцевый метаморфизм, значительно ослабевают, что сопровождается зеленокаменным метаморфизмом пород. Этому способствует и смена обратного (запирающего) градиента горизонтальных напряжений на мало-контрастный, но прямой градиент. Следовательно, прежде запертые флюиды (во всем объеме блока, включая нижнюю кору) отжимаются вверх. Возникновение условий сжатия вместо растяжения в нижней половине блока отрицательного изгиба увеличивает и флюидное давление, которое может приблизиться к литостатическому давлению или даже превысить его. В условиях горизонтального стресса (даже слабого) движение флюидов осуществляется преимущественно за счет *гидроразрыва*. В отличие от схожего движения флюидов в блоке положительного изгиба коры на прогрессивном этапе, где флюид был рассеян во всем объеме пород (см. ранее), здесь он

представлен крупными объемами, которые и приходят в движение. Вместо диспергирования пород, т. е. раздвижения пород по микротрещинам и межзерновому пространству, происходят их брекчирование и мегабрекчирование. Под мегабрекчированием здесь понимается образование системы крупных трещин, по которым флюиды перемещаются на верхние горизонты коры. Хотя эти флюиды, особенно нижнекоровые, должны быть весьма богатыми разными рудными элементами, на пути их движения нет условий для рудоотложения. Только у дневной поверхности, где по причине недостаточной литостатической нагрузки стрессовое напряжение отсутствует, могут формироваться диатремы и трубчатые тела эруптивных брекчий. В них могут частично разгрузиться и глубинные рудоносные флюиды. В целом, вероятно, следует признать, что завершение общекоровой складчатости ведет к разрушению ранее образованных месторождений и потере рудоносных флюидов.

Блок положительного изгиба. Вращение блока после завершения общекоровой складчатости сопровождается разрушением зонального метаморфического комплекса, возникновением моноклиналиного залегания пород, образованием наложенной лежачей складчатости, мигматизацией. Имеет место регрессивный метаморфизм, который протекает в условиях «сухой» системы, поскольку флюиды были отжаты вверх на предыдущем этапе изгибной тектоники и контрастного прямого градиента горизонтальных напряжений. Поэтому на данном этапе метасоматические процессы и гидротермальная деятельность для блока положительного изгиба не характерны. Ранее образованные месторождения разрушаются, а для возникновения новых видимых причин, кажется, нет.

Выводы

1. Фактический материал и результаты экспериментов показывают, что деформации земной коры по модели блоковой складчатости вполне возможны. Для этого не требуется особых условий: достаточно одноосных горизонтальных сжимающих напряжений, формирования надвиговых структур соответствующего ранга, возможности горизонтального проскальзывания и невозможности возникновения пустотного пространства в подошве коры. Концепция реологической и тектонической расслоенности литосферы и земной коры хорошо подходит для теоретического обоснования деформаций коры по данному механизму.

2. Эксперименты показали принципиальные отличия блоковой складчатости от широко известной складчатости синусоидального типа. В результате сложных деформаций в блоке отрицательного изгиба кора утолщается за счет верхней части, а в блоке положительного изгиба – за счет нижней.

3. Благодаря тектонопаре «надвиг–продольный изгиб» кора приобретает блоковое строение. При этом сохраняется ее плитообразная форма, что позволяет передавать тектонические напряжения на расстояние. Деформации охватывают значительные по ширине области, а кора приобретает новую структуру.

4. Релаксация напряжений при блоковой складчатости осуществляется всеми возможными способами, что делает систему максимально энергоемкой. Тектоническая энергия сжатия фокусируется изгибами на относительно небольшие объемы, что дестабилизирует систему и вызывает протекание разных геологических процессов, включая гранитизацию и рудообразование.

5. Модель блоковой складчатости может служить хорошей основой для прогноза разных эндогенных месторождений коллизионного и постколлизионного этапов.

ГЛАВА 3. ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛА КАК ПРИМЕР БЛОКОВ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ ИЗГИБОВ КОРЫ МОБИЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Основная цель данной главы заключается в том, чтобы на примере нескольких метаморфических комплексов восточного склона Урала показать признаки блоков положительного изгиба, синхронность деформаций, метаморфизма, магматизма и связь с ними разных месторождений полезных ископаемых, а также роль прогрессивного и регрессивного этапов развития блоковой складчатости в формировании минерагенической специализации блоков положительного изгиба, эволюцию процесса.

Ранее говорилось, что блоковую складчатость трудно выявить обычными методами структурной геологии, поскольку арка при изгибе практически не выражена. По этой же причине глубинные геофизические исследования оказываются малоэффективными. Как уже отмечалось, внешне **складки коры имеют больше сходство с крупными разнородными блоками**, нежели с волнообразными изгибами, обычными для осадочных толщ. Кроме того, общая картина осложняется геологической предысторией данного участка коры, претерпевшей изменения в различных геодинамических режимах, и существованием доскладчатых тектонических блоков, а также скудностью информации о геологическом строении ее глубоких горизонтов. Все это требует тщательного подбора, анализа и сортировки фактического материала, поиска и выделения тех фактов, которые могли бы интерпретироваться однозначно или при минимуме возможных вариантов.

Признаками блока положительного изгиба в мобильных поясах являются следующие:

- резко выраженная линейность региональных структур, обусловленная единым стилем и временем деформаций;
- границы блоков положительного изгиба представлены глубинными надвигами противоположной вергентности, падающими под смежные блоки;
- клинодислокации висячем боку граничных надвигов;
- разный уровень метаморфизма пород: более высокий в лежащем боку надвига и более низкий в его висячем боку;
- во внутренней части блока располагаются брахиантиклинали (купольные структуры), сложенные гнейсами, гранитогнейсами, гранитами и лейкогранитами;
- метаморфизм пород околокупольного пространства зональный высокоградиентный, достигающий эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций;
- однотипность магматизма, метаморфизма и минерагении;
- синхронность деформаций, метаморфизма и магматизма в пределах блока, совпадающие по времени с коллизионными процессами (режимом ориентированного горизонтального сжатия);
- признаки вертикального перемещения (выжимания) горных пород в виде пластичных и квазипластичных потоков;
- анатектические граниты и пегматиты.

3.1. Главный гранитный пояс Урала

На восточном склоне Урала, в Восточно-Уральской мегазоне находится субмеридиональная полоса широкого развития гранитоидного магматизма, известная как Главный гранитный пояс Урала (рис. 3.1). Данный пояс всегда привлекал внимание исследователей и поэтому широко освещен в научной литературе. Тем не менее многие вопросы геологии и образования этого пояса остаются дискуссионными и в настоящее время.

В.Н. Пучков [2008] выдвинул идею, что Главный гранитный пояс Урала фиксирует положение «горячего корня», впоследствии утерянного. Ранее в 1981 г. схожую по смыслу идею высказали В.А. Маркс и А.И. Русин [Русин, 2006], выделяя здесь Главную термальную ось Урала. Этим признается, что для формирования данного пояса необходим масштабный привнос энергии.

Происхождение пояса объясняется разными моделями. И.Д. Соболев с соавторами [Геология СССР..., 1969; Тектоническая карта..., 1986] здесь выделяют Восточно-Уральское поднятие как положительную структуру первого порядка, формирование которой произошло в раннем карбоне и завершилось в позднем палеозое. Поднятие расчленяется на систему *мегантклинориев* и *мегасинклинориев*, которые в свою очередь делятся на *антиклинории* и *синклинории*, структуры третьего порядка. Антиклинории вмещают гранитогнейсовые (гнейсово-мигматитовые [Кейльман, 1974]) комплексы и осложнены антиклиналями и грабен-синклиналями. К ядрам антиклиналей приурочены крупные и мелкие позднепалеозойские гранитные интрузии, которые, по мнению некоторых исследователей, метаморфизуют породы окружения [Львов, 1965; Кейльман, 1974; Ферштатер, Бородин, 1975; Сначев и др., 1989; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994; и др.].

Другие исследователи считают, что чередование положительных и отрицательных структур в верхних горизонтах коры возникло в результате рифтогенеза начальной стадии заложения Уральской эвгеосинклинали, которые привели к разрыву континентальной окраины Уральского палеоокеана и растаскиванию блоков [Формирование..., 1986]. По мнению Г.И. Самаркина и Е.Я. Самаркиной [1988], основной предпосылкой размещения синорогенных гранитоидных массивов явилось чередование положительных и отрицательных структур. По их представлениям, отрицательные структуры в силу распространения в них вулканогенно-осадочных толщ оказались малопроницаемыми для ювенильных флюидов, переносящих и тепловую энергию. Поэтому они перемещались в блоки положительных структур, породы которых были более трещиноватые. Этим объясняется возникновение здесь гранитных расплавов и процессы гранитизации. Такая трактовка не выглядит убедительной, поскольку месторождения гидротермального типа весьма распространены в отрицательных структурах, т. е. вулканогенно-осадочные толщи не могли играть роль флюидонепроницаемых горизонтов.

Иную точку зрения на происхождение Главного гранитного пояса Урала высказывает К.С. Иванов [1998 и др.]. В результате изучения Джабыкского массива (Южный Урал) он дает свое описание геологии района. Массив представлен тремя суб-

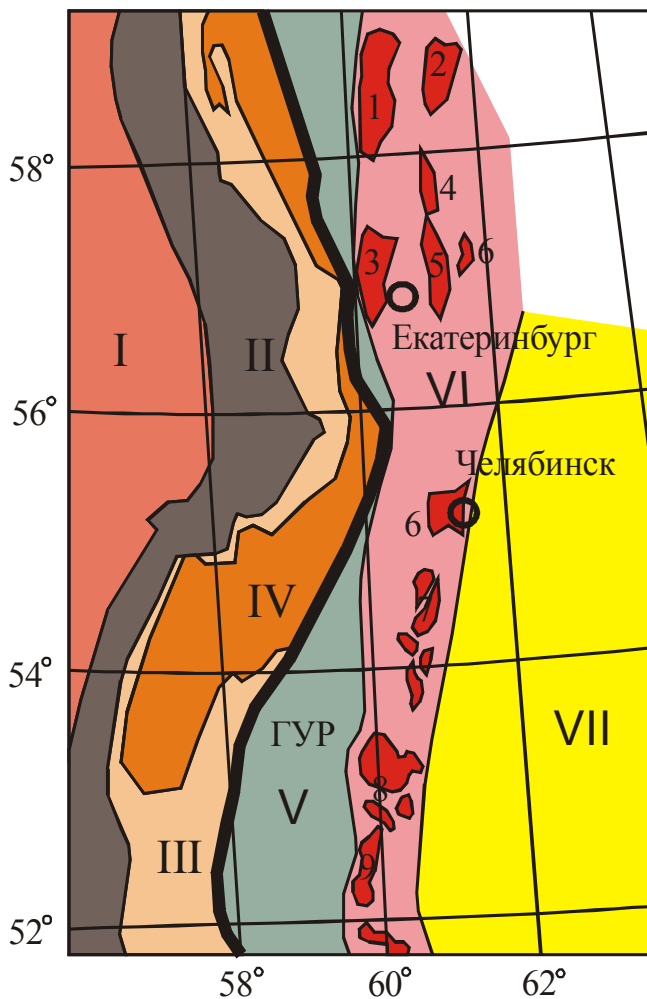


Рис. 3.1. Схема размещения гранитных и гранитогнейсовых массивов Главного гранитного пояса Урала.

Римские цифры: I – Восточно-Европейская платформа; II – Предуральский краевой прогиб; III – Западноуральская зона складчатости; IV – Центрально-Уральская зона; V – Тагило-Магнитогорская зона; VI – Восточно-Уральская зона; VII – Трансуральская зона. ГУР – Главный Уральский разлом.

Арабские цифры – массивы гранитогнейсов и гранитов: 1 – Салдинский; 2 – Гаёвский; 3 – Верхисетский; 4 – Мурзинский; 5 – Адуйский; 6 – Красногвардейский; 7 – Челябинский; 8 – Кочкарский; 9 – Джабык-Карагайский; 10 – Суундукский.

комплексами: 1) Мочагинским монцо-диорит-гранитным, образующим внешнюю зону; 2) Ольховским адамеллит-гранитным (преимущественно восточная часть массива); 3) Джабыкским гранитным комплексом (западная часть массива). Объясняется это эволюцией состава магмы в процессе ее подъема. Деформации пород по площади неравномерные. Для центральной части массива отмечаются «слабовыраженные структуры магматического течения» и поздние хрупкие деформации. К краевым частям массива нарастает интенсивность «ранних пластичных и хрупко-пластичных деформаций, происходивших параллельно со становлением самого массива как геологического тела» [Иванов К., 1998, с. 222]. Контакты с вмещающими породами конформные. Восточная часть массива деформирована сильнее западной, «вплоть до превращения гранитов в бластомилониты и бластокатаклазиты» [Иванов К., 1998, с. 222]. Изотопное датирование показало для Мочагинского субкомплекса возраст 279 ± 8 млн лет, Джабыкского 267 ± 16 млн лет, бластомилонитов восточного контакта – 276 ± 8 млн лет. Изотопные стронциевые отношения интерпретируются в пользу того, что субстратом служили «палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы (со значительной долей океанического и островодужного материала), тектонически скученные и переплавленные в ходе позднепалеозойской коллизии Русской платформы и террейнов востока Урала; ... гнейсово-купольная структура... возникла в результате пластичес-

ких деформаций при внедрении самого Джабыкского массива» [Иванов К., 1998, с. 224]. В этом описании хорошо узнаются многие признаки блока положительного изгиба, перечисленные ранее.

В.В. Эз дает следующее определение: «гранитогнейсовыми куполами называют куполовидные складки, в ядрах которых среди разных метаморфических пород выходят гранитизированные породы – мигматиты и гранитогнейсы, вплоть до гранитоидов магматического облика» [1978, с. 82]. Под это определение хорошо подходят и уральские гранитогнейсовые комплексы, изучению которых много времени посвятил Г.А. Кейльман [1974]. Многие факты, отмеченные им, хорошо ложатся в модель блоковой складчатости. Приведем наиболее важные «Основные особенности тектоники гнейсово-мигматитовых комплексов – широкое развитие куполовидных структур, горизонтальное или близкое к такому положение осевых поверхностей изоклинальных складок течения и кристаллизационной сланцеватости в сводовых частях куполов, взаимоотношения гнейсовых ядер со сланцевым обрамлением и ряд других факторов свидетельствуют о ведущем значении... вертикального перемещения пластических масс... Центростремительная вергентность... складок, подчиненность контуров гнейсово-мигматитовых комплексов общему линейному структурному плану вмещающего их подвижного пояса и, наконец, надвиговые перемещения, направленные в сторону гнейсовых куполов, – все это указывает на существенную роль... горизонтальных сжимающих сил» [Кейльман, 1974, с. 182-183].

Метаморфические события в гнейсово-мигматитовых комплексах Г.А. Кейльман делит на два этапа. Ранний метаморфизм, который достигал *гранулитовой* фации, предполагается для гнейсового ядра. Последующие метаморфические события имели регрессивный характер и отвечали условиям амфиболитовой фации, «равномерно проявившийся в гнейсовых ядрах и во внутренних <прилегающих к ядру> зонах сланцевого обрамления». Он сопровождался «интенсивной гранитизацией, центрами которой служили отдельные... купола». «Существенной особенностью... комплексов, отличающих их от... комплексов кристаллических щитов, является относительно высокая степень индивидуализированности гранитоидного материала, находящая отражение в *чрезвычайно широком развитии на огромных территориях даек гранитов анатектического происхождения*. «С поздним этапом метаморфизма связано образование реоформических гранитов, образующих относительно крупные массивы, располагающиеся вдоль границ гнейсовых ядер и сланцевого обрамления. *Все гранитоидные образования изофациальны относительно метаморфизма позднего этапа*» [Кейльман, 1974, с. 183].

Как видим, приведенное краткое описание гранитогнейсовых комплексов Урала – оно почти полностью совпадает с описанием блока положительного изгиба. Однако Г.А. Кейльман объяснял это подъемом блоков «древних» гнейсов, несущих тепловую энергию и вызывающих контактный зональный высокоградный метаморфизм палеозойских пород. В блоке положительного изгиба вверх выжимается разогретый до пластичного состояния материал, представленный разными породами верхней коры, которые в результате гранитизации преобразуются в гнейсы и гранитогнейсы.

Теперь рассмотрим признаки блока положительного изгиба на конкретных примерах.

3.2. Кочкарский метаморфический комплекс

3.2.1. Общие сведения о геологическом строении Кочкарского антиклинория

По И.Д. Соболеву [1969], рассматриваемый район располагается в пределах Кочкарского антиклинория – структуры третьего порядка, осложняющей восточное крыло Восточно-Уральского поднятия (Восточно-Уральская мегазона). Протяженность антиклинория составляет около 140 км, при ширине – до 27 км. Ориентировка структуры общеуральская, субмеридиональная. На западе антиклинорий граничит с Заураловским синклинорием, а на востоке – с Еманжелинско-Бородиновским синклинорием (рис. 3.2). Западная граница антиклинория проводится по *тектоническому нарушению западного падения*. Угол падения сместителя около 50° . К тектонической зоне приурочены небольшие пластообразные тела ультраосновных пород, преобразованные в антигоритовые серпентиниты, талькиты и тальк-карбонатные породы, что объясняется глубинным заложением разлома. С учетом результатов сейсмического зондирования по субширотным профилям, прошедшим несколько южнее Кочкарского антиклинория (Троицкий профиль ГСЗ и УРСЕЙС-95), можно с большой долей вероятности предполагать, что данный разлом достигает, по крайней мере, кровли нижней коры. В лежащем его боку залегают раннекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения, а висячем – вулканогенно-осадочные образования возраста S_2 - D_3 , что указывает на его надвиговую кинематику. Восточная граница структуры почти на всем протяжении фиксируется трещинными интрузиями гранодиоритов и плагиогранитов (Коелгинский и Пластовский массивы). Почти на всем протяжении антиклинория эти массивы отделяют раннекаменноугольные отложения на западе от вулканогенно-осадочных пород позднего девона на востоке. Естественно предположить, что интрузия приурочена к зоне надвига (взброса) восточного падения. Небольшие тела серпентинитов наблюдаются иногда на границе или внутри данных гранитоидных массивов. Это позволяет считать, что надвиг достигал поверхности нижней коры.

Внутренняя часть антиклинория представлена несколькими купольными (брахи-антиклинальными) структурами: Варламовской, Борисовской, Ерёмкинской и Санарской. Купольные структуры окаймляются грабен-синклиналями: Светлинско-Котликовской, Демаринско-Михайловской, Чуксинско-Кучинской и Кочкарско-Черноречинской. В современном рельефе купольные структуры выражены небольшими поднятиями, а грабен-синклинали отмечаются незначительными понижениями. На карбонатных породах развиты карстовые явления.

Кочкарский метаморфический комплекс вполне удовлетворяет приведенным определениям В.В. Эза [1978] и сводному описанию Г.А. Кейльмана [1974]. Следовательно, он может быть отнесен к гранитогнейсовым комплексам с купольным тектогенезом, признаки которых видны уже при беглом анализе геологической карты (рис. 3.2). Массивы гранитогнейсов (Варламовский, Ерёмкинский, Борисовский и Санарский) имеют вид широких овалов с плавными очертаниями и рассредоточены по всей площади антиклинория. Гнейсовидность проявлена во всех перечисленных массивах, но она имеет различную интенсивность, в целом усиливающуюся к их грани-

цам. Углы падения гнейсовидности пологие в центральных частях массивов и более крутые в их краевых частях, погружаются под смежные породы метаморфического обрамления. В гнейсах отчетливо проявлены меланосома и лейкосома, из-за чего они нередко приобретают полосчатую текстуру. Полосчатость и гнейсовидность совпадают.

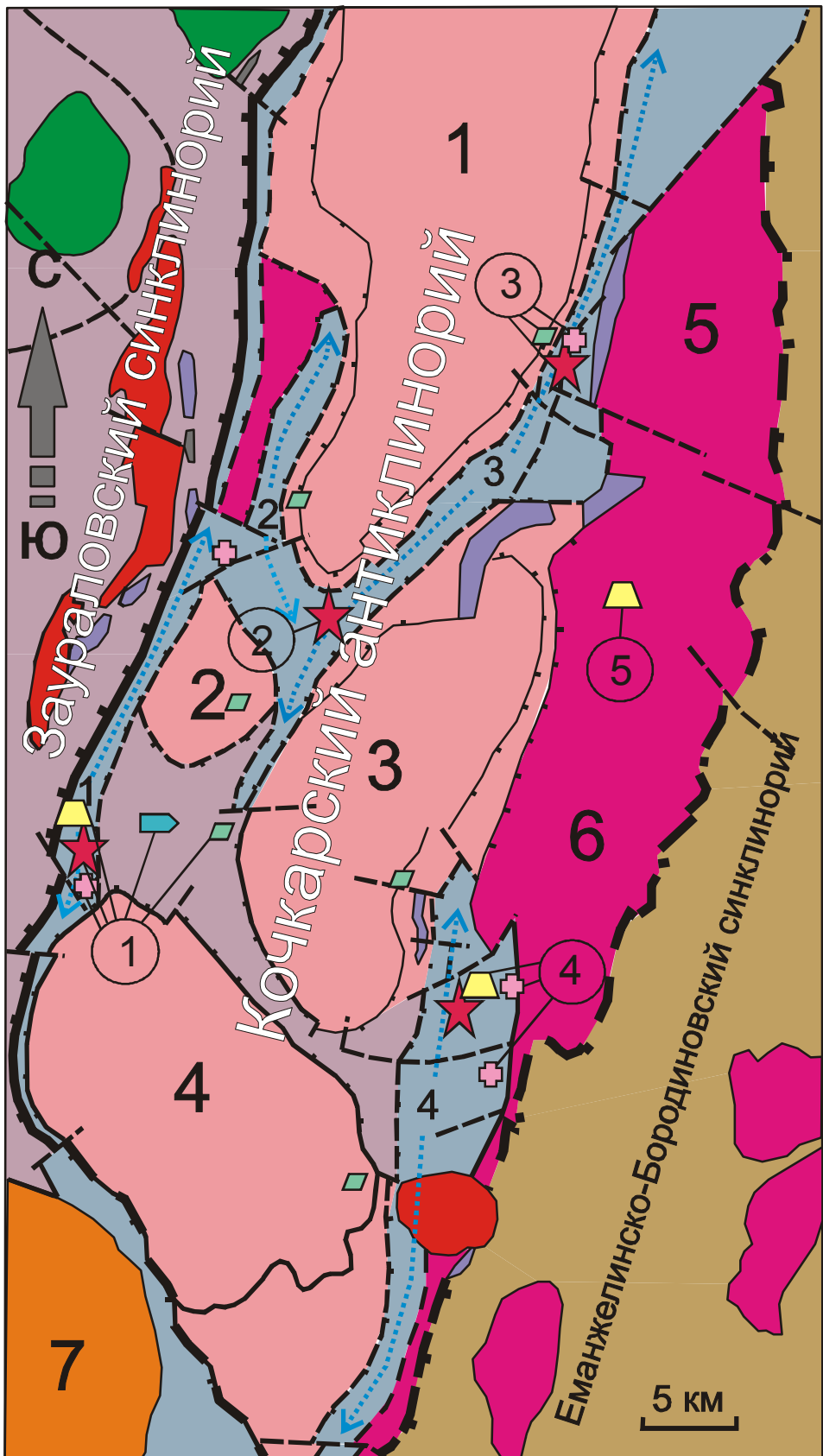
Породы меж- и околокупольного пространства представлены разными кристаллическими сланцами переменного состава (биотитовыми, мусковит-биотитовыми, обычно с кварцем, иногда с полевыми шпатами, амфиболами; иногда они содержат дистен, силлиманит, ставролит), амфиболитами и разными мраморами.

Контакты сланцевой толщи с гранитогнейсовыми массивами тектонические. Ввиду широкого развития линейных кор выветривания наблюдать зону контакта в обнажениях невозможно. Методами структурной геологии в контактовых зонах установлены складки волочения, указывающие на вертикальное перемещение гранитогнейсового материала в пластичном состоянии [Болтыров и др., 1973; Кейльман и др., 1973; Кейльман, 1974; Огородников и др., 2004]. В породах куполовидных структур широко распространены дайки гранитов и пегматитов, а в породах обрамления их количество быстро уменьшается по мере удаления от куполовидных структур. С пегматитами связаны мелкие месторождения берилла, топаза и полихромного турмалина. Уровень метаморфизма в куполовидных структурах отвечает условиям амфиболитовой фации, а в обрамлении – эпидот-амфиболитовой [Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Сначев и др., 1989; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994]. Тип метаморфизма разные исследователи определяют как контактовый в связи с внедрением гранитных массивов [Львов, 1965; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994] или диapiroидного перемещения пород нижнего структурного этажа [Кейльман, 1974]; 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 одни исследователи относят к рифею [Сначев и др., 1989], другие – к позднему палеозою [Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Кейльман и др., 1973; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994; Ферштатер, 2001].

3.2.2. Особенности геологического строения

Считается, что Кочкарский антиклинорий геологически хорошо изучен. Но в связи с тем что данный район перспективен на разные полезные ископаемые (золото, уран, редкие металлы, горный хрусталь, драгоценные камни), его изучали различные производственные организации разной ведомственной принадлежности. Соответственно, использовались различные методики, поисковые критерии, делались разные интерпретации и выводы, зачастую – полярно противоположные. Наиболее широкий обзор проблем геологического строения Кочкарского комплекса с упором на месторождения полезных ископаемых представили В.Н. Огородников с соавторами [2004].

В 70-х г. прошлого века на площади Кочкарского антиклинория проводились специализированные исследования по структурной геологии и метаморфизму, что отражено в ряде статей [Болтыров и др., 1973; Кейльман и др., 1973; Кейльман, 1974; и др.]. Результаты этих исследований актуальны и для наших целей.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19

Структурные особенности

По кинематике тектонические зоны, «ограничивающие метаморфический комплекс с запада и востока», отнесены к *взбросово-надвиговому типу*, которые «образовались до брахиформной складчатости и выполнены раннеорогенными дораннекаменноугольными основными и ультраосновными породами» [Кейльман и др., 1973, с. 42]. В качестве аргументов перечисляются: линейные коры выветривания большой мощности, многочисленные приразломные складки волочения, резкая литологическая смена пород, насыщенность основными и ультраосновными породами, а также наличие геофизических аномалий (четкой гравитационной ступени, электрические и магнитные аномалии), результаты дешифрирования аэрофотоснимков. К этому нужно добавить более молодой (C_1) возраст пород в лежащем боку по сравнению с породами висячего бока (S_2 - D_3). Породы висячего бока на западной границе антиклинория в современном рельефе выражены грядообразным поднятием с относительным превышением первые десятки метров. Данный надвиг, вероятно, является также областью разгрузки подземных вод, судя по тому что от него начинаются основные современные водотоки, пересекающие антиклинорий (реки Кабанка и Санарка).

В начале 80-х г. прошлого столетия Кочкарской ГРП в районе п. Светлый, в связи с разведкой одноименного месторождения золота было пройдено две глубоких скважины колонкового бурения в целях пересечения зоны данного надвига. По проекту зона надвига ожидалась на глубине около 500 м. Скважина № 1301 достигла глубины 1101,4 м (на забое биотит-серицит-кварцевые породы). Вторая скважина № 1001 расположена в 300–400 м к северу (по простиранию надвига). Она достигла глубины

Рис. 3.2. Схематическая геологическая карта домезозойских образований Кочкарского метаморфического комплекса [Государственная геологическая карта ..., 1981, с упрощениями].

Условные обозначения: 1 – мраморы, мраморизованные известняки (C_1v_3); 2 – порфириды базальтовые и андезит-базальтовые; туффиты, туфопесчаники; сланцы биотит-амфибол-полевошпатовые (S_2 - D_1); 3 – туфы, порфиры липарит-дацитовые; алевролиты, гравелиты, туфы базальтового состава (S_1l_3); сланцы углисто-кремнистые (O_3 - $S_1l_3?$); в *Кочкарском комплексе* – кристаллические сланцы, иногда с кианитом, силлиманитом, ставролитом ($S_1l_3?$); 4 – гнейсы, амфиболиты, граниты двуслюдяные (g_1C_3 - P_1); 5 – граниты биотитовые, лейкократовые (g_1C_3 - P_1); 6 – плагиограниты (g_2dD_3 - C_1); гранодиориты (g_1dD_3 - C_1); 7 – граниты (C_1); 8 – габбро (S_1); 9 – сиениты, граносиениты, щелочные граниты ($gxC_{1,2}$); 10 – ультрабазиты серпентинизированные ($yS_1?$); 11 – тектонические границы антиклинория с надвиговой кинематикой; 12 – границы куполовидных структур, сложенных гранитогнейсами с кристаллическими сланцами обрамления (Pz_3); 13 – тектонические нарушения; 14 – оси грабен-синклиналей (1 – Светлинско-Котликовская, 2 – Демаринско-Михайловская, 3 – Чуксинско-Кучинская, 4 – Кочкарско-Чернореченская); 15–19 – рудопоявления и месторождения (15 – рубинов, 16 – розовых топазов, 17 – берилла, 18 – золота, 19 – горного хрусталя).

Цифры (массивы): 1 – Варламовский, 2 – Еремкинский, 3 – Борисовский, 4 – Санарский, 5 – Коелгинский, 6 – Пластовский, 7 – Степнинский.

Цифры в кружках (названия участков): 1 – Светлинский, 2 – Кучинский, 3 – Чуксинский, 4 – Андрее-Юльевский, 5 – Пластовский.

Остальные пояснения см. в тексте

1003,1 м. На забое вскрыт серовато-белый кварцит с серицит-кварц-биотитовыми прожилками (данную информацию по скважинам любезно предоставил главный геолог Кочкарской ГРП в 80-е г. В. Федосеев). В период бурения скважин одному из авторов (А. К.) довелось находиться в п. Светлый на круглогодичных полевых работах и иметь возможность просматривать керн непосредственно на объекте. По керну скважин зона надвига представлена сильно катаклазированными гидротермально измененными кварцитами с обильными различно ориентированными кварцевыми прожилками, биотитом, серицитом и сульфидами. Нередко наблюдались зияющие трещины. Начинаясь зона дробления с глубины 400–500 м и продолжалась в таком виде до забоя. Верхние горизонты отличались от нижних только степенью катаклазированности и гидротермально-метасоматической переработки пород. Прожилки кварца расположены весьма хаотично, что больше отвечает дроблению, нежели деформациям сдвига, которые следовало бы ожидать при надвиге. Зеркала скольжения также оказались менее распространенными, чем можно было ожидать в зоне надвига такого масштаба.

На рис. 3.3 показан субширотный геологический разрез через Светлинское месторождение золота [Корово-мантийное оруденение..., 1989, с дополнениями]. Зона надвига отчетливо фиксируется телами тальцитов и метагаббро. Висячем боку скважинами вскрыты вулканогенно-осадочные отложения возраста S_1 - D_3 . В лежащем боку надвига залегают терригенно-карбонатные породы, датированные по фауне C_1 v. К востоку они быстро сменяются белыми средне-крупнозернистыми мраморами с рубиновой минерализацией. Еще восточнее находятся кварц-мусковит-биотитовые сланцы со ставролитом и местами с дистеном. Их контакт с мраморами также тектонический, что фиксируется кварц-флюорит-топазовой минерализацией, установленной непосредственно в Светлинском карьере [Новые находки..., 2015]. Ставролитсодержащие сланцы относятся к западному крылу небольшой куполовидной структуры, к апикальной части которой приурочено Светлинское месторождение горного хрусталя.

На основании изучения малых структурных форм Г.А. Кейльманом с соавторами [1973] сделали вывод о последовательности деформаций метаморфических пород. Все деформации в Кочкарском комплексе данные исследователи разделили на четыре этапа. К деформациям первого отнесены упомянутые *взбросо-надвиги*, время образования которых оценивается **поздним девон**ом и связывается с началом общей инверсии Уральской палеозойской геосинклинали (в современной трактовке – с началом коллизионных процессов). Широкое развитие крупных разломов, трассируемых телами основных и ультраосновных пород, связывается с блоковым характером движений. При этом предполагалось, что складчатые формы в метаморфическом комплексе «имели вид плавных открытых складок *продольного изгиба*...» [Кейльман и др., 1973. Курсив наш – А. К., В. К.]. В смежной синклинорной зоне в это время «развивались более сжатые (от открытых до изоклинальных) складки преимущественно субмеридионального простирания» [Кейльман и др., 1973, с. 44]. Не раскрываются и причины возникновения данной складчатости в синклинории.

Со вторым этапом деформаций связывается «оформление брахиформных складчатых структур района». «В этот этап наблюдается расчленение крупных положительных структур на поднятия более высоких порядков... *На фоне общего блокового воздымания и широкого площадного метаморфизма появляются участки повышен-*

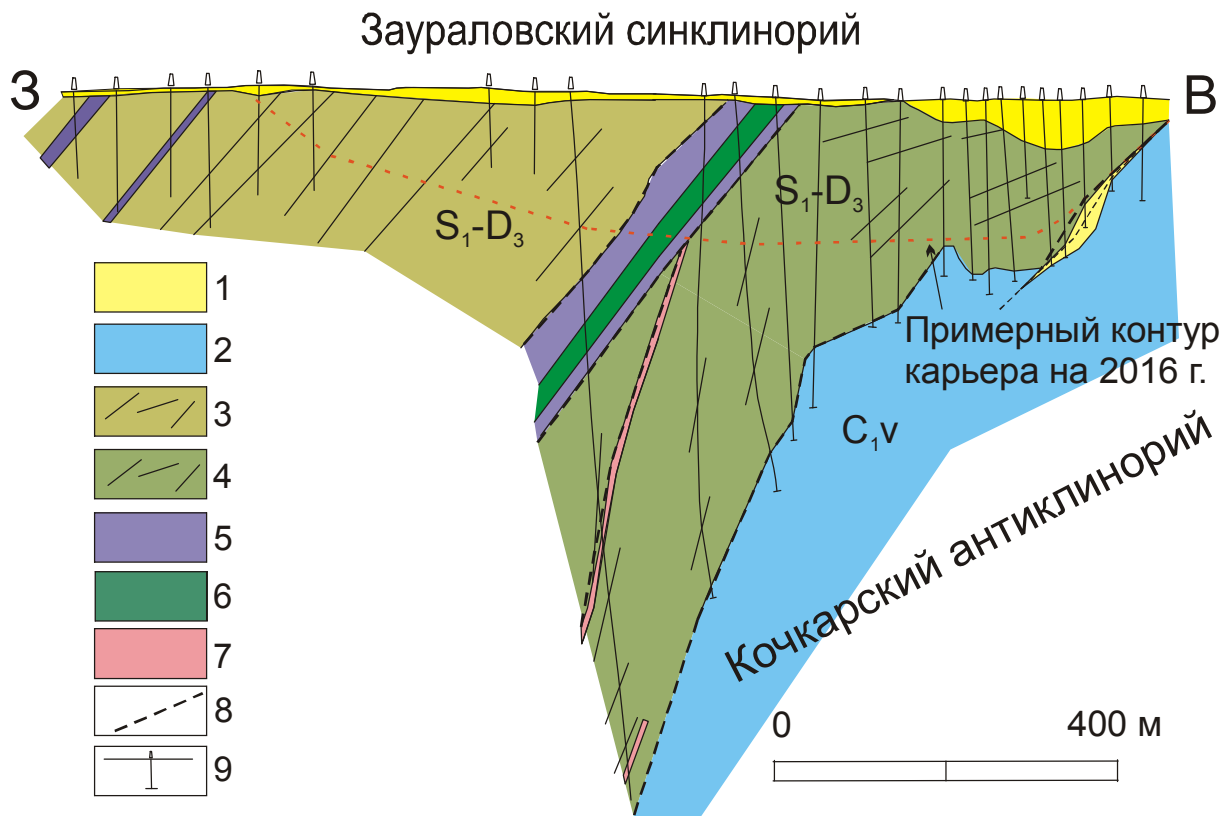


Рис. 3.3. Схематический геологический разрез зоны сочленения Кочкарского антиклинория и Заураловского синклиория в районе Светлинского месторождения золота (геологический разрез по скважинам колонкового бурения заимствован из [Корово-мантинское оруденение..., 1989, с изменениями]).

1 – делювиально-аллювиальные и карстовые отложения; 2 – преимущественно мраморы средне-крупнозернистые; 3–4 – вулканогенно-осадочная толща (S_1-D_3): 3 – амфиболиты аповулканитовые, туфа основного состава, кварц-углистые сланцы; 4 – метасоматиты переменного состава (кварц-альбит-биотит-серицитовые), линии показывают преобладающую полосчатость пород; 5 – талькиты, тальк-карбонатные породы, серпентиниты; 6 – габбро метаморфизованное (с наложенной амфиболитизацией, эпидотизацией и хлоритизацией); 7 – вторичные кварциты (кварц метасоматический); 8 – основные тектонические нарушения; 9 – скважины колонкового бурения

ных тепловых потоков с развитием в них раннекинematических гранитоидов и тенденция к смене линейной складчатости нелинейной, купольной. Куполовидные структуры развиваются не только в условиях *более интенсивных восходящих движений*, но и *тангенциального сжатия*, вследствие чего они приобретают некоторую вытянутость в субмеридиональном направлении, совпадающем с направлением ранних складчатых структур Кочкарского антиклинория. Деформации в породах метаморфического комплекса в этот этап носили исключительно *пластический* характер и сопровождалась образованием изоклинальных складок течения, кристаллизационной сланцеватости, полосчатости и линейности» [Кейльман и др., 1973, с. 44–45. Курсив наш – А. К., В. К.]. Мы неслучайно привели здесь столь длинную цитату, поскольку в ней в концентрированном виде приведены представления авторов об образовании гранитогнейсовых комплексов. Второй и третий этапы деформаций касаются преимущественно регрессивной ветви процесса.

Итак, из приведенного описания А.Г. Кейльмана складывается следующая картина. В позднем девоне геодинамическая ситуация кардинально меняется, что сопровождается масштабной структурной перестройкой площади. В результате субширотного горизонтального сжатия происходят блоковые движения и закладываются взбросово-надвиговые структуры субмеридионального (общеуральского) простирания. Блок метаморфических пород изгибается в плавную положительную открытую складку. Появляются участки повышенных тепловых потоков (тепловых антиклиналей), что ведет к возникновению очагов «раннекинематических гранитоидов» и формированию купольных структур. В смежной синклинорной зоне породы сминаются в линейные складки общеуральского простирания.

Метаморфизм

Теперь рассмотрим имеющиеся сведения о метаморфизме. На основании комплекса исследований, проведенных на площади Кочкарского антиклинория, В.Б. Болтыров с соавторами пришли к выводу, что региональный метаморфизм пород здесь «начал развиваться в *верхнедевонское время* и достиг своей кульминации в период общей инверсии палеозойской геосинклинали Урала в *среднем карбоне*. При этом наблюдается смена более глубинного, но менее интенсивного регионального метаморфизма первого этапа, менее глубинным, но более интенсивным, зональным региональным метаморфизмом основного второго этапа» [1973, с. 65]. Как видим, здесь имеется полная согласованность с результатами исследований Г.А. Кейльмана с соавторами [1973]. Далее уточнения касаются зонального регионального метаморфизма. «Конформность изограды силлиманита с куполовидными структурами, синтектоническая кристаллизация большинства минералов, входящих в парагенезисы регионального метаморфизма, свидетельствуют о том, что *региональный метаморфизм* рассматриваемого этапа *развивался сопряжено с формированием этих структур*. Перемещение метаморфического комплекса на более высокие гипсометрические уровни, образование купольных структур сопровождаются значительным снижением давления, что в свою очередь ведет к развитию в центральных частях поднятий *явлений ультраметаморфизма вплоть до анатексиса*» [Болтыров и др., 1973, с. 55. Курсив наш – А. К., В. К.]. Отмечается также, что в пределах смежного Заураловского синклинория региональный метаморфизм не поднимался выше уровня *фашии зеленых сланцев* (мусковит-хлоритовая субфация в центральной части структуры и биотит-хлоритовая – вблизи границы с антиклинорием) (рис. 3.4) .

Почти такой сценарий следует из модели блоковой складчатости (см. главу 2 и далее). Различие заключается только в том, что по нашим построениям на прогрессивном этапе давление в купольной структуре поддерживается стрессовыми напряжениями на глубоких горизонтах коры, вызванными изгибом. Падение давления происходит при переходе к регрессивному этапу, наступающему немедленно после снятия стрессовых напряжений. Регрессивный этап начинается с появления анатектических гранитов и становления дайкового комплекса.

Образование купольных структур В.Б. Болтыровым с соавторами не раскрывается, но подчеркивается, что они *являются центрами зонального метаморфизма* [1973]. К апикальным частям купольных структур приурочены явления ультраметаморфизма и анатексиса. Судя по приведенным высказываниям, общей *причиной ре-*

ионального метаморфизма стали увеличение теплового потока и пластическое течение пород глубоких горизонтов коры вверх. Г.А. Кейльман причиной пластического течения и куполообразования считает гравитационное диапироидное перемещение разогретых масс [1974].

В этих описаниях структуры и метаморфизма пород Кочкарского антиклинория видны все атрибуты блока положительного изгиба коры: *глубинные надвиги-взбросы, падающие под отрицательные структуры, образовавшиеся в результате позднепалеозойской коллизии; последующие воздымание и региональный метаморфизм пород; тепловые потоки, пластические деформации, формирование куполовидных структур, гранитоидный магматизм; завершается процесс регрессивным этапом.*

Иной подход к объяснению образования купольных структур показывают исследователи, считающие гранитный магматизм первопричиной метаморфизма [Львов, 1965; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994; и др.]. По мнению Г.Б. Ферштатера с соавторами, ядра «купольных структур» выполнены позднепалеозойскими гранитоидами. «Эти купольные структуры сохранились лишь фрагментами, но в детально закартированных участках купола выявляются по облеканию гранитных массивов вмещающими породами» [Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994, с. 145].

Судя по этим высказываниям, купольные структуры возникли в результате внедрения позднепалеозойских гранитоидов в ядра купольных структур и частично разрушили их. Граниты не связаны с деформациями коры и синхронны с региональным метаморфизмом. «Гнейсогранитная формация является синметаморфической, гранитная фиксирует затухание процесса регионального метаморфизма и вызывает наведенную метаморфическую зональность, а с внедрением лейкогранитной формации завершается формирование зонального метаморфического ореола вокруг массивов» [Ферштатер, 1987, с. 93. Курсив наш – А. К., В. К.]. Эту фразу практически без изменений можно было бы вставлять в описание модели блока положительного изгиба, но только если во главу угла поставить крупномасштабные деформации коры, сопровождаемые структурно-вещественным преобразованием пород, метаморфизмом и гранитоидным магматизмом.

Карбонатные породы

Карбонатные породы в Кочкарском антиклинории представлены различными мраморами и мраморизованными известняками (далее – известняки). Первые располагаются вблизи гранитогнейсовых куполовидных структур и в межкупольных синклинальных структурах; вторые распространены исключительно по границам метаморфического комплекса, на максимальном удалении от гранитогнейсовых массивов (см. рис. 3.2, 3.5). Мраморы не содержат фаунистических остатков, на этом основании некоторые исследователи отнесут их к нижнему или среднему рифею [Сначев и др., 1989]. Другие же исследователи района предполагают их позднепалеозойский возраст. В отличие от мраморов известняки обычно содержат обильную фауну удовлетворительной сохранности, и возраст их уверенно определяется как раннекаменноугольный (C₁t₁-v). Это дает уникальную возможность привязать разные этапы становления метаморфического комплекса к фаунистическим реперам. Известняки слоистые, мелкозернистые, битуминозные; окраска светло-серая до черной; состав существенно кальцитовый. От гранитогнейсовых массивов известняки везде отделены мраморной толщей.

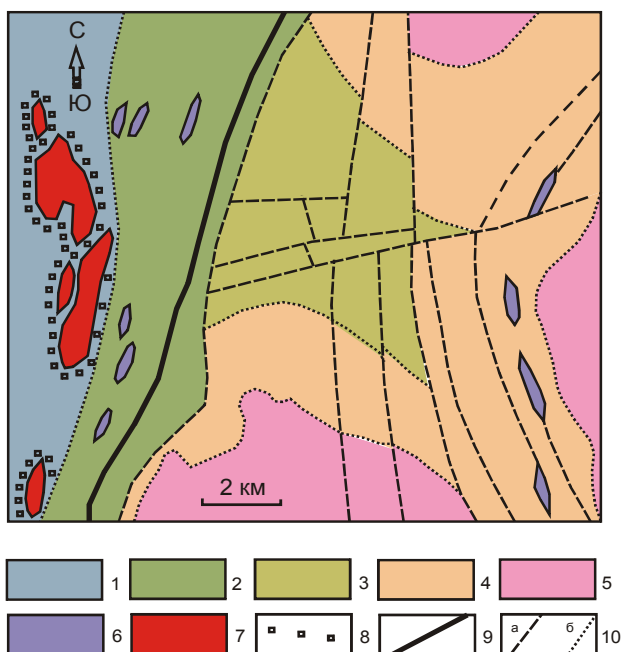


Рис. 3.4. Схематическая карта метаморфизма Светлинского участка и его окружения [В.Б. Болтыров и др., 1973].

1,2 – зеленосланцевая фация (1 – мусковит-хлоритовая субфация, 2 – биотит-хлоритовая субфация); 3 – ставролит-кварцевая субфация амфиболитовой фации; 4 – силлиманит-альмандиновая субфация амфиболитовой фации; 5 – раннекинематические граниты; 6 – серпентиниты и талькиты; 7 – позднекинематические граниты; 8 – роговики; 9 – границы Кочкарского антиклинория; 10 – тектонические нарушения (а) и фациальные границы (б)

Типы мраморов. На Кучинском проявлении рубинов, расположенном между Варламовским, Борисовским и Еремкинским массивами (см. рис. 3.5), выделены три основных типа мраморов [Кисин, 1991].

Кальцитовый мрамор. Светлые, массивные, среднезернистые породы (размер зерен 5–15 мм), состоящие из полиэдров кальцита. Структура полигональнозернистая. Кальцит полупрозрачный, полисинтетические двойники деформации наблюдаются редко. Содержание MgO менее 0,01%. Этот тип мрамора резко преобладает над двумя другими.

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 (рис. 3.6). Для него весьма характерны полисинтетические двойники деформации по 2–3 системам. Содержание MgO по массе составляет 0,1%.

Доломит-кальцитовый мрамор. Мелко-среднезернистая массивная порода белого цвета, обладающая повышенной вязкостью, обусловленной пойкилобластовой структурой мрамора (рис. 3.7, 3.8), выраженной в прорастании зерен магнезиального кальцита игольчатыми индивидами доломита (кальцит-доломитовая субграфика). Содержание MgO достигает 17–22 мас. %.

Эти же типы мраморов фигурируют на других участках Кочкарского антиклинория, а также во всех других метаморфических комплексах Главной гранитной оси Урала, но присутствие одновременно всех трех типов отмечается достаточно редко.

Особенности залегания мраморов. Кальцитовый мрамор разбит субвертикальными трещинами кливажа на плиты толщиной в среднем около 0,3–0,5 м (рис. 3.9); в центральной части плиты наблюдается укрупнение размеров зерен кальцита в 2–3 раза. Секущие, смятые в птигматитовые складки, будинированные и растащенные слойки кварцитов, иногда наблюдаемые в мраморе (рис. 3.10, 3.11), определяют данную систему трещин как *кливаж течения*. Это говорит о том, что кальцитовый мрамор испытал ориентированное горизонтальное сжатие. Азимут простирания кливажа в Кучин-

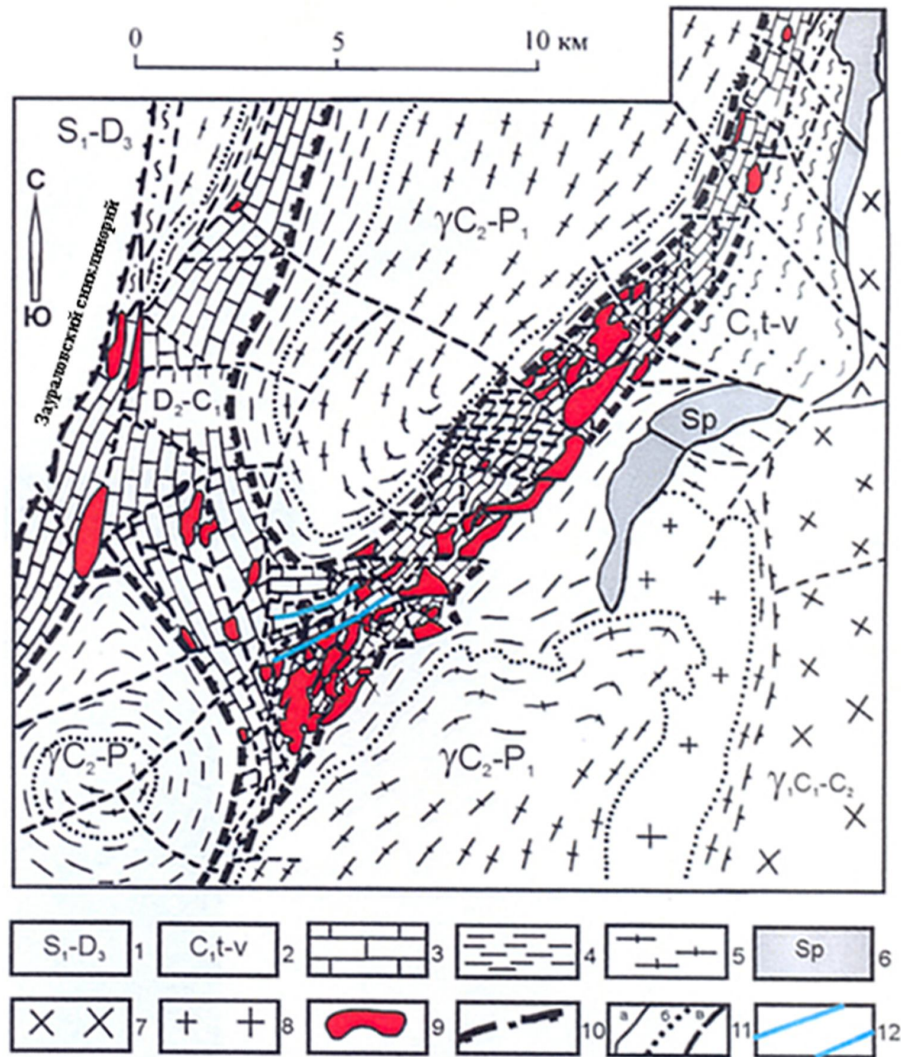


Рис. 3.5. Схематическая геологическая карта северной части Кочкарского метаморфического комплекса (составлена с использованием материалов В.П. Костырева с соавторами [Геологический отчет..., 1972 г.] и Ларинской ГРЭ).

1 – вулканогенно-осадочные породы Зауральского синклиория; 2 – терригенно-карбонатные породы, мраморизованные известняки; 3 – мраморы с прослоями кристаллических сланцев и амфиболитов; 4 – кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы; 5 – гранитогнейсы; 6 – серпентиниты, талькиты; 7 – гранодиориты и плагиограниты; 8 – анатектические граниты; 9 – дайковый (Кабанский) комплекс анатектических гранитов; 10 – зоны тектонического срыва; 11 – границы: а – геологические, б – фациальные, в – тектонические; 12 – границы осевого блока (Кучинское проявление рубинов)

ском карьере 45°СВ. Следовательно, источниками стресса здесь могли быть Варламовская и Борисовская купольные структуры (см. рис. 3.5). Гранобластовая структура кальцитового мрамора, почти полное отсутствие деформаций кальцита и развитый кливаж течения, контролирующий размер зерен кальцита, позволяют отнести этот мрамор к рекристаллизованному. Кливаж сечется системой редких субвертикальных (с шагом около 10 м) и субгоризонтальных трещин (с шагом 1,5–2,0 м), ориентированных почти перпендикулярно к его плоскости. Смещений пород по ним не наблюдалось, и на этом основании они отнесены к трещинам отдельности, сопровождающим кливаж.



Рис. 3.6. Деформации Mg-кальцитового мрамора.
Кучинский карьер, шлиф, ник. X, увел. 8

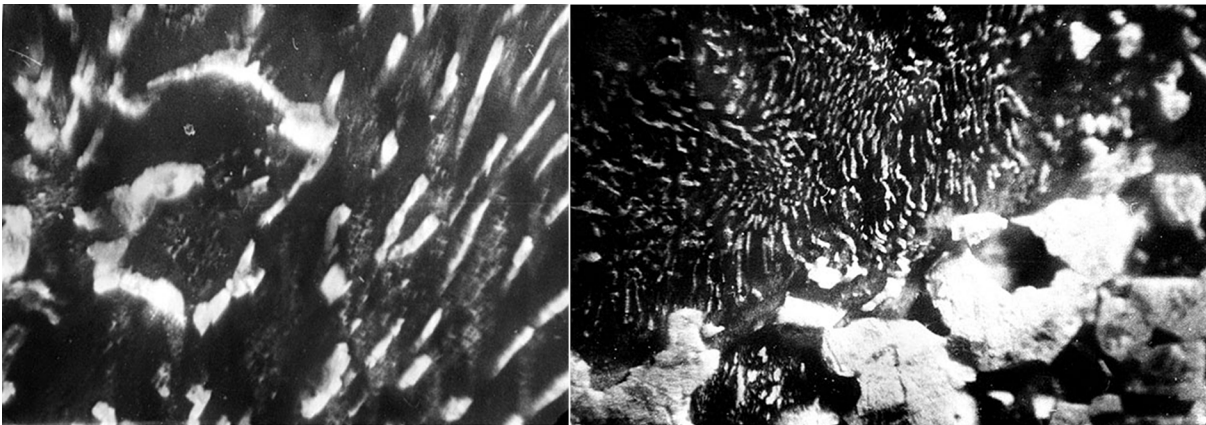


Рис. 3.7. Субграфическая структура доломит-кальцитового мрамора.

Поверхность распиленного образца обработана 3-м раствором соляной кислоты. Боковое освещение. Темный фон – кальцит, светлый – доломит. Ширина изображенных участков 10–15 мм.

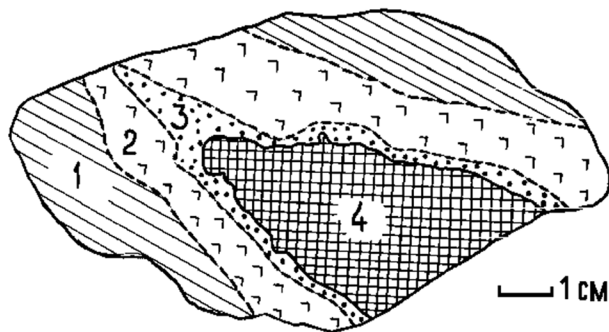
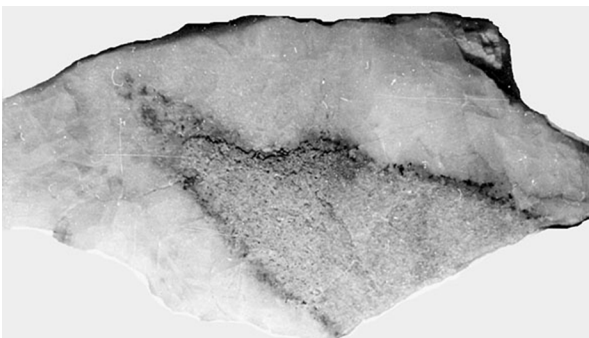


Рис. 3.8. Метасоматическая зональность при доломитизации кальцитового мрамора.

Слева распиленный образец, препарированный 3-м раствором соляной кислоты; справа зарисовка образца с выделением метасоматических зон: 1 – Mg-кальцитовый мрамор, 2 – зона субграфики, 3 – зона графитизации, 4 – доломит с примесью кальцита. В зонах 1 и 2 встречаются мелкие кристаллики рубина. В зонах 3 и 4 по рубинам развилась розовая шпинель, вплоть до полного замещения.

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 в мраморе сохраняются и частично залеченные трещины кливажа. Переходы к мрамору 1 типа размытые, неопределяемые. Наблюдения над мелкими телами магнезиально-кальцитового мрамора показывают, что форма их столбообразная, т. е. тела удлинены по вертикали.

Полисинтетические двойники деформации в кальците ориентированы близко параллельно к плоскости кливажа, а сама порода раздавлена стрессовым давлением вплоть до расщепления. 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 иного происхождения. Характерно, что гнезда рубиновой минерализации в трещинах кливажа имеют столбообразную форму: вертикальные размеры тел на несколько порядков превышают горизонтальные. Все перечисленные признаки свидетельствуют в пользу образования магнезиально-кальцитового мрамора 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 среди мрамора 1 типа. Тела доломит-кальцитового мрамора обычно имеют плитообразную форму и контролируются трещинами кливажа, которые в них угадываются по плоскопараллельным выдержанным узким зонам минерализации, расстояние между которыми хорошо согласуется с наблюдаемым 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, 1990], что близко к оценкам температур метаморфизма других исследователей района [Болтыров и др.,



Рис. 3.9. Кливаж течения в мраморах Кучинского карьера

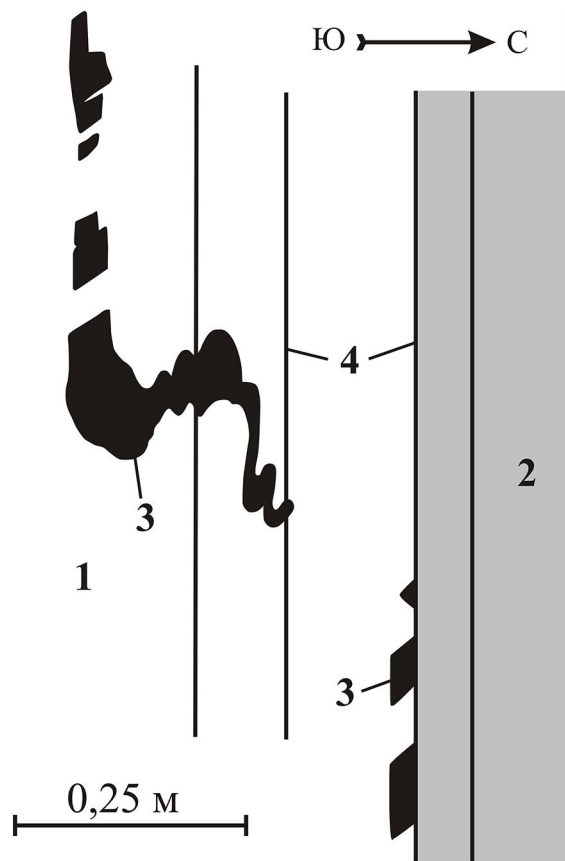


Рис. 3.10. Будинаж-структуры и птигмативная складчатость жильного кварца в мраморе (зарисовка обнажения).
1 – белый кальцитовый мрамор; 2 – то же, серый; 3 – кварц; 4 – трещины кливажа

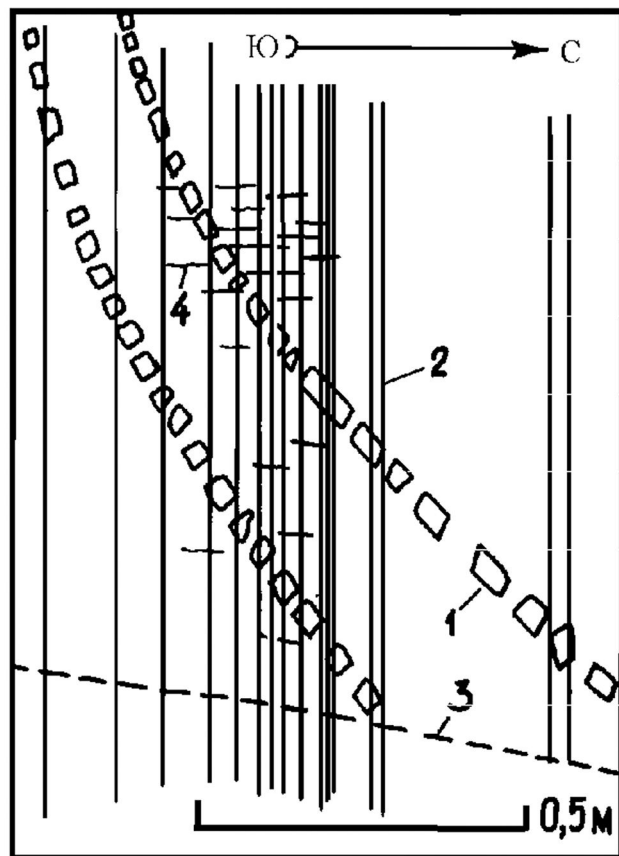


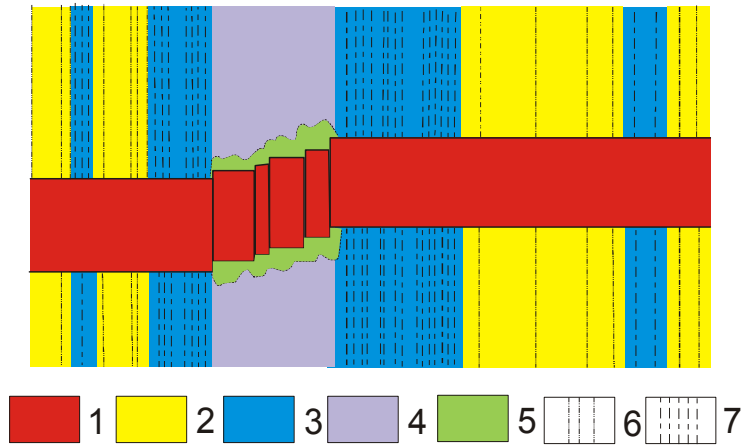
Рис. 3.11. Будинированные слои кварцита в кальцитовом мраморе (зарисовка обнажения).
1 – будины кварцита; 2 – трещины кливажа; 3 – трещина, ограничивающая слои кварцита; 4 – мелкие трещины растяжения

1973; Сначев и др., 1989; Ферштатер и Беа, 1996; и др.]. Перечисленные признаки однозначно указывают на образование доломит-кальцитового мрамора в результате магнезиального метасоматоза.

Дайки гранитоидов и пегматитов. Их взаимоотношение с мраморами. О времени образования мраморов разных типов позволяют судить их взаимоотношения с дайками гранитоидов и пегматитов. К трещинам кливажа приурочены мелкие дайки гранитоидов мощностью 0,5–5,0 см. Секущие кливаж дайки гранитоидов 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, наблюдаемые в мраморах 1 и 2 типов, в дайках не прослеживаются (рис. 3.12). Перекристаллизации мраморов в контактах с дайками гранитоидов также не отмечено. Редкие мелкие ксенолиты мраморов в гранитах по структуре и размерам зерен идентичны вмещающим дайку 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 клива-

Рис. 3.12. Характер взаимоотношений между мраморами разных типов и гранитной дайкой.

1 – гранит; 2 – кальцитовый мрамор; 3 – Mg-кальцитовый мрамор; 4 – доломит-кальцитовый мрамор; 5 – форстерит-кальцитовые скарны; 6 – кливаж; 7 – рассланцевание. Остальные пояснения см. в тексте



жа и отдельности в мраморе 1 типа (рис. 3.13, 3.14). Иногда сохраняется морфология зерен кальцита в их контактах (но чаще поздние слабые подвижки по этим трещинам вызывают незначительный катаклиз кальцита). Приведенные факты свидетельствуют о том, что мраморы 1 и 2 типов образовались в *додайковое время* и последующие события их почти не изменили.

Иначе выглядят контакты даек гранитоидов с мрамором 3 типа. В этих интервалах дайки разбиты многочисленными сближенными трещинами с зеркалами скольжения и со смещением на 1–2 см, а суммарным – 15–20 см (см. рис. 3.12). Ориентировка борозд на зеркалах скольжения близка к горизонтальной. Простираение поверхности зеркал скольжения совпадает с плоскостью кливажа. По кинематике данные тектонические нарушения здесь отвечают *левостороннему сдвигу*. Во вмещающем доломит-кальцитовом мраморе трещины сдвига не прослеживаются. В контакте с гранитами по мрамору развиваются зоны диффузионных форстерит-кальцитовых скарнов, иногда с флогопитом. Мощность зон скарнирования не превышает 2 см. Данные факты показывают, что мрамор 3 типа образовался в *постдайковое время* в результате магнезиального метасоматоза в зоне локализованного сдвига.

Итак, время образования мраморов разных типов уверенно разделяется на додайковое и постдайковое. Время внедрения даек гранитов и пегматитов все исследователи единодушно относят к позднему палеозою [Львов, 1965; Кейльман и др., 1973; Кейльман, 1974; Болтыров и др., 1973; Ферштатер, 2001; и др.]. Низкая вязкость гранитного расплава обеспечивалась повышенным содержанием флюидов. Отсутствие зон закалки можно объяснить высокими температурами среды в момент внедрения расплава, которые достигали 660°C [Кисин, Таланцев, 1986]. Отсутствие признаков воздействия стрессовых напряжений на дайки послужили основанием для *отнесения времени массового внедрения даек гранитного состава к границе прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма* (снятие стрессового давления). Разделение этапов образования разных типов мрамора внедрением даек гранитных пегматитов – весьма удобный и надежный репер, показывающий также *генетическую связь деформаций, мраморизации, метаморфизма, куполообразования и анатексиса*.

Взаимоотношения мраморов с гранитогнейсовыми массивами. Кальцитовый мрамор в Кочкарском антиклинории распространен наиболее широко, слагая обширные поля, например, к востоку от Борисовского и Санарского массивов (Кочкар-



Рис. 3.13. Гранитный прожилок в крупнозернистом Mg-кальцитовом мраморе.

1 – гранит, 2 – мрамор. Хорошо видно отсутствие зон закалки в граните и зон перекристаллизации в мраморе. Горизонтальные размеры образца 11 см

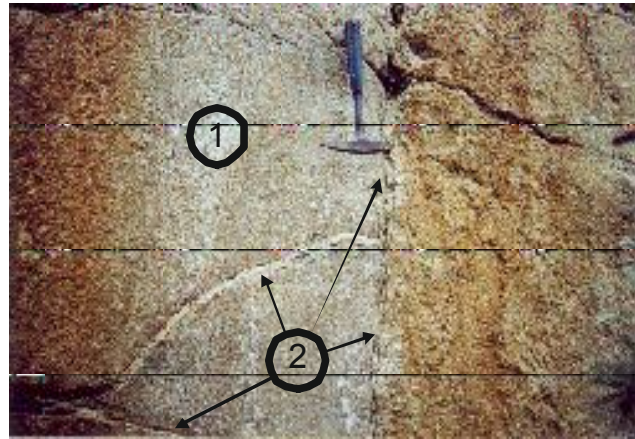


Рис. 3.14. Гранитные прожилки (2) в мраморе (1).

Изображение вертикальной стенки в плоскости трещины кливажа. Прожилки приурочены к вертикальным и горизонтальным трещинам отдельно, а также к трещине скалывания. Большинство прожилков приурочено к трещинам кливажа

ско-Чернореченская грабен-синклираль), в обрамлении Варламовского и Еремкинско-Кучинского массивов (Чуксинско-Кучинская, Демаринско-Михайловская и Светлинско-Котликовская грабен-синклинали) (см. рис. 3.2, 3.5). Однако кливаж течения в мраморе наблюдается не повсеместно и проявляется обычно вблизи гранитогнейсовых массивов на расстояние до 1 км. Углы падения плоскости кливажа всегда больше 45° , они закономерно возрастают по мере удаления от массива, вплоть до вертикальных. Некоторые типовые геологические разрезы показаны на рис. 3.3, 3.15, 3.16. Наблюдаемая слоистость (полосчатость) мраморов вторичная, кристаллизационная, обусловленная пластическим течением, перекристаллизацией и метасоматозом исходных карбонатных пород. Их минеральный состав и распределение акцессорной минерализации не могут быть объяснены первичным составом субстрата, поскольку они контролируются кливажом, а морфология тел доломит-кальцитового мрамора столбообразная. Аналогичную форму имеют и зоны шпинель-рубиновой минерализации. Стабильный состав мрамора 1 типа, независимый от места отбора проб (в том числе в других метаморфических комплексах), можно объяснить сбросом примесей в процессе пластического течения. Признаком такого течения является описанный кливаж, который показывает также, что причиной пластического течения послужили стрессовые напряжения. Как известно, плоскость кливажа течения ориентирована перпендикулярно вектору максимального сжимающего напряжения.

Кучинское проявление рубинов приурочено к осевому блоку метаморфической толщи, разделяющей Варламовский и Борисовский массивы (см. рис. 3.5 и 3.14а). В плане плоскость кливажа в мраморе в равной степени субконформна границам обоих этих массивов. В 80-х гг. прошедшего столетия Ларинской экспедицией ПО «Уралкварцсамоцветы» от южного окончания Варламовского массива был пройден профиль

колонкового бурения, ориентированный на СЗ–ЮВ и пересекающий рубиноносные мраморы. Профилем вскрыта метаморфическая толща, разделяющая Варламовский и Борисовский гранитогнейсовые 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 юго-востоку от него кристаллизационная полосчатость (связанная с кливажем) в карбонат-эпидот-амфиболовых породах падает под углом 10–15° к оси зерна уже от Борисовского массива. Таким образом, кливаж в межкупольной структуре образует веер, раскрытый кверху (см. рис. 3.15а). Данные факты показывают, что Кучинское проявление рубинов располагается в зоне динамического влияния этих двух массивов. В осевом блоке преобладали деформации чистого сдвига, что и обусловило субвертикальный кливаж течения. По мере удаления от осевого блока возрастала роль деформаций простого сдвига в комбинации с чистым сдвигом. В восточном экзоконтакте Варламовского гранитогнейсового массива, в 1 км севернее д. 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 она составляет 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 скрыт глубокими линейными корами выветривания и карстовыми явлениями; вскрыть его скважинами не удалось. Восточнее были вскрыты мраморы, представленные всеми тремя типами с преобладанием Mg-кальцитовых мраморов. Повсеместно проявлен отчетливый кливаж с закономерным увеличением углов падения от 45° вблизи гнейсов до 80° на противоположном конце профиля (см. рис. 3.15б). 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 трещин кливажа. Контакт мраморов со слабометаморфизованными известняками скважинами не вскрыт. Расположен он в 5–10 м восточнее крайней скважины. На дневной поверхности зоне контакта соответствуют многочисленные высыпки окварцованных известняков (вторичные кварциты по известнякам). Окварцевание наложено только на матрикс, а фауна полностью растворена с сохранением скульптуры поверхности до мельчайших деталей. Ширина зоны окварцевания, судя по высыпкам, составляет 10–20 м, местами достигая 80 м. Для нее характерны мелкие щетки горного хрусталя, иногда с розовым топазом, зеленым турмалином, рутилом и флюоритом, что свидетельствует о тектонической природе данной зоны. Гидротермальная минерализация отмечается иногда даже в полосках от растворения фауны.

Таким образом, в данном пересечении контакт мраморов с известняками оказался тектоническим. Предполагается, что и с гнейсами их контакт также тектонический, о чем свидетельствует угловое несогласие между гнейсовидностью-сланцеватостью, с одной стороны, и трещинами кливажа в мраморе, с другой. Шлиховым опробованием здесь также выявлено наличие розовых топазов. Тектонические контакты мраморной толщи предполагают и другие исследователи.

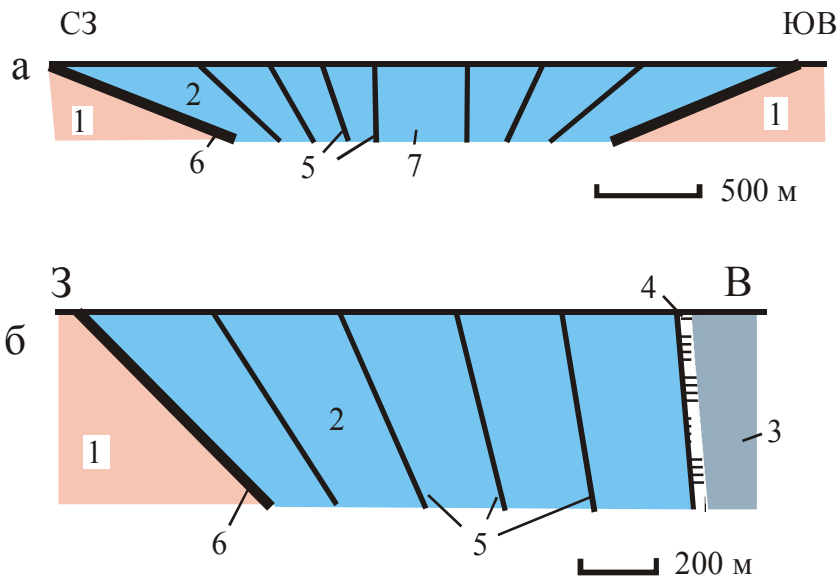


Рис. 3.15. Схема строения межкупольных (а – Кучинский участок) и околокупольных (б – Чуксинский участок) грабен-синклиналей.

1 – гранитогнейсовые куполовидные структуры; 2 – породы метаморфического обрамления; 3 – слабометаморфизованные породы; 4 – зона брекчирования с кварц-турмалин-флюорит-топазовой минерализацией; 5 – тектонические нарушения (зоны локализованного простого сдвига, иногда с кварц-турмалин-флюорит-топазовой минерализацией); 6 – зоны тектонического срыва, обусловленные ростом куполовидной структуры; 7 – осевой блок с преобладанием деформаций чистого сдвига

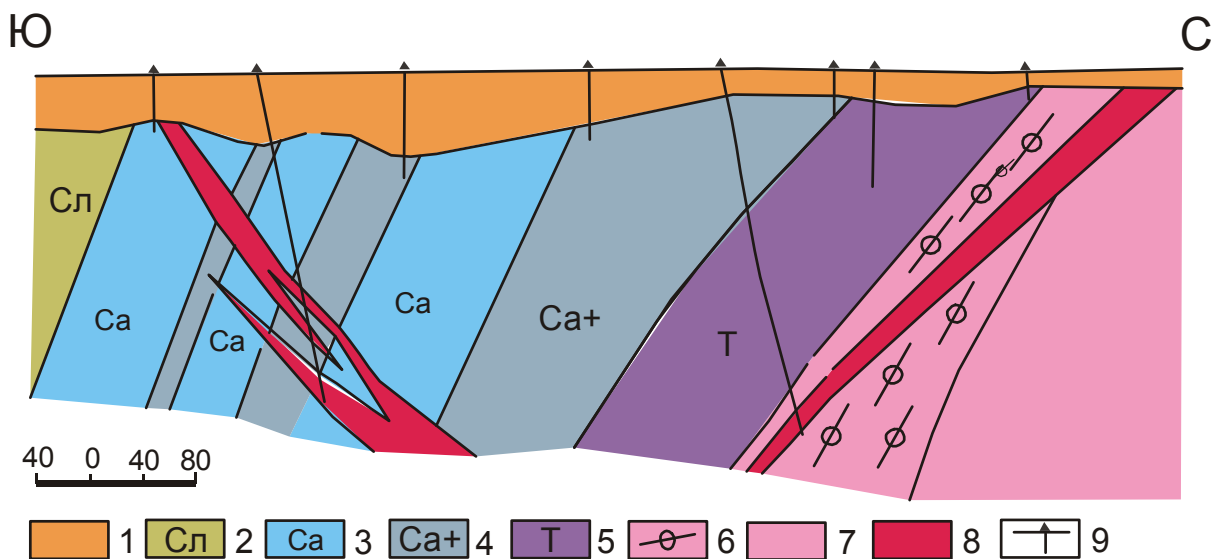


Рис. 3.16. Схематический геологический разрез зоны метаморфического обрамления на южном окончании Борисовского массива [Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994].

1 – рыхлые отложения; 2 – кристаллические сланцы; 3 – мраморы; 4 – мраморы с примесью силикатов; 5 – талькиты; 6 – гнейсы; 7 – гранитогнейсы, жильные граниты; 9 – скважины колонкового бурения

Совершенно аналогичная картина наблюдается и в западном обрамлении того же массива по широтному буровому профилю Пластовского ГСО (д. Демарино - д. Котлик), но падение кливажа здесь, соответственно, западное. Причем в западной части профиля близость Котликовского массива не изменила общую тенденцию возрастания углов падения кливажа по мере удаления от Варламовской купольной структуры, 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 приводят Г.Б. Ферштатер с соавторами [Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994] (рис. 3.16). Эти же авторы показывают быстрое убывание количества даек гранитоидов в метаморфическом обрамлении по мере удаления от массива и понижения уровня метаморфизма пород до эпидот-амфиболитовой фации. Этим подчеркивается связь высокоградиентного метаморфизма, гранитного магматизма и структурообразования. По крайней мере, нет серьезных аргументов для того, чтобы разрывать их парагенетические связи.

Взаимоотношения между мраморной толщей и фаунистически охарактеризованными известняками

К востоку от Борисовского массива, южнее широты д. Борисовки, расположено обширное поле мраморов, протягивающееся почти до восточной границы антиклинория, которая здесь фиксируется трещинной интрузией плагиогранитов (см. рис. 3.2). 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. Установлено, что минерализация фиксирует тектоническую зону. Судя по разрозненным естественным и искусственным обнажениям, на площади распространены светлые средне-крупнозернистые мраморы 1 типа. Благодаря полигональнозернистой структуре порода легко подвергается физическому выветриванию вплоть до дресвянистого состояния и любые неоднородности в мраморе хорошо препарируются. Mg-кальцитовый мрамор отмечен лишь в крайней западной части поля, вблизи Борисовского гранитоидного массива. Ранее описывалось обнажение блока карбонатных пород с нижнекаменноугольной фауной, залегающего в центральной части поля мраморов (рис. 3.17) [Кисин, Таланцев, 1990; Кисин, Милицина, 1990]. Оно стало доступно для исследований благодаря тому, что рыхлые отложения были удалены при отработке золотоносных россыпей. Обнажения расположены за пределами зоны 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 мас. % (табл. 1). Фауна выполнена крупнозернистым кальцитом. В породе на-

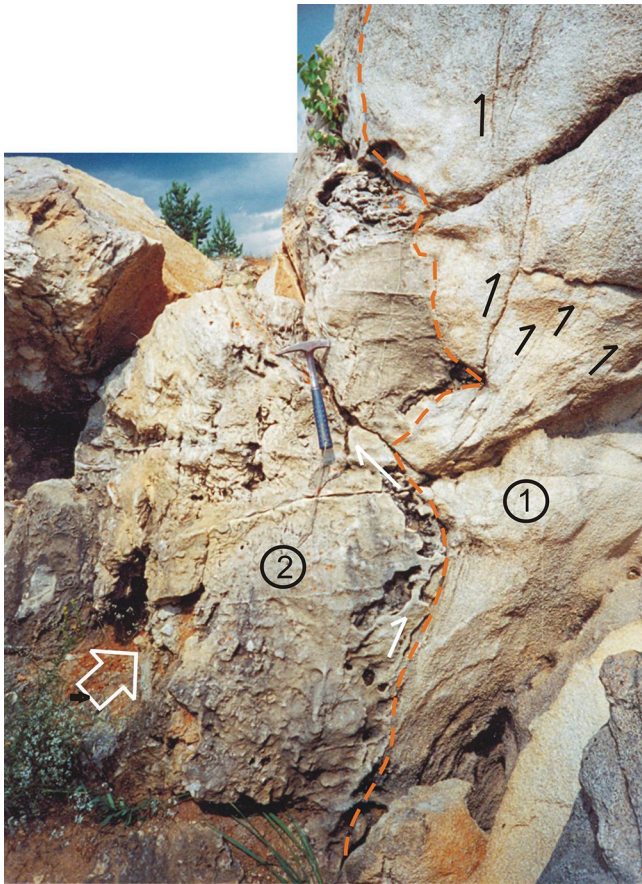


Рис. 3.17. Крутопадающее тело Mg-метасоматитов (2) в кальцитовом мраморе (1)

Красная штриховая линия – граница тела. Полустрелками показано относительное смещение бортов трещин. Большая стрелка показывает предполагаемое движение материала в период деформаций. Андрее-Юльевский участок. Остальные пояснения см. в тексте

блюдаются многочисленные трещины сколового характера, образующие несколько систем (рис. 3.18). Все они заполнены белым крупнозернистым кальцитом, по химическому составу и структуре отвечающему мрамору 2 типа. Мощность жил достигает 10 см. В нерастворимых остатках одного из прожилков найдены рубины.

Наличие нижнекаменноугольной фауны в мраморах мы объясняем *дометаморфическим околотрещинным избирательным магниальным метасоматозом*, в результате чего субстрат приобрел доломит-кальцитовый состав, а фауна осталась кальцитовой. Но на той же площади в изобилии встречаются известняки, где окварцеванию подвергся субстрат, не затронув фаунистические остатки. В результате избирательного магниального метасоматоза при последующем метаморфизме породы фауна в основных чертах сохранилась. Главными аргументами для таких выводов послужили высокая магниальность метасоматитов (MgO около 12 мас. %, против 1,5–2,0% в известняках) и секущие метасоматиты кальцитовые жилки с корундовой минерализацией (см. рис. 3.18). Следовательно, Mg-метасоматоз имел место до образования корундов, но наложен на нижнекаменноугольные известняки с фауной. Магниальные метасоматиты нередко имеют весьма сложные контакты с вмещающим мрамором и выглядят на их фоне реликтовыми образованиями. Видно, что они подвергались хрупким деформациям в условиях горизонтального сжатия и вертикального растяжения. Одновременно формировались кальцитовые прожилки с корундовой минерализацией. Мраморы, вмещающие Mg-метасоматиты, Mg не содержат (отличительная особенность мраморов 1 типа), чем резко отличаются от метасоматитов и известняков. Фауна в известняках и метасоматитах аналогичная, и образование каль-

Химический состав карбонатных пород Андрее-Юльевского участка, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	Не обн.	Не обн.	4,30	Не обн.	1,37
TiO ₂	Не обн.	Следы	0,05	Не обн.	0,01
Al ₂ O ₃	0,31	0,26	0,74	0,16	0,22
Fe ₂ O ₃	0,04	0,12	0,36	0,25	0,10
FeO	–	–	0,058	–	0,13
MnO	0,01	0,08	0,02	0,05	0,01
CaO	56,48	41,62	49,81	54,71	52,54
MgO	Не обн.	11,78	2,25	0,47	1,29
Na ₂ O	0,017	0,014	0,058	0,023	0,10
K ₂ O	Следы	Следы	0,13	Следы	0,10
CO ₂	43,43	45,80	40,26	43,43	43,60
п. п. п.	42,93	45,04	40,58	43,22	43,62
Сумма	100,28	99,67	99,62	99,19	99,49

Примечание. 1 – вмещающий кальцитовый мрамор; 2 – мелкозернистая плотная карбонатная порода с фауной (доломитовый метасоматит); 3 – то же, сильно пористая; 4 – кальцитовый прожилок, секущий метасоматическую породу; 5 – мраморизованный битуминозный известняк (1 км восточнее). Анализы 1–4 выполнены в лаборатории химического анализа ИГГ УрО РАН, аналитик Т.В. Амелина. Анализ 5 выполнен в Полевской лаборатории ПГО «Уралгеология».

цитового мрамора по данным известнякам выглядит вполне естественно. Отсюда следует, что *мраморизация карбонатных пород данного участка могла иметь место только в постраннекаменноугольное время.*

Позднее были получены новые доказательства правомочности данных построений. На восточной границе того же поля мраморов (1 км к юго-востоку от обнажения Mg-метасоматитов), на левом берегу р. Каменки, непосредственно около дамбы нижнего пруда, старателями полностью вскрыт участок мрамора 1 типа площадью 100×100 м. Мрамор кальцитовый, крупнозернистый, сильно выветрелый и легко рассыпается на отдельные 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. 3.19, 3.20), содержащей раннекаменноугольную фауну удовлетворительной сохранности. Порода имеет существенно доломитовый состав и внешне похожа на описанные Mg-метасоматиты. Наиболее крупные блоки имеют ширину до 1,0–1,5 м и про-

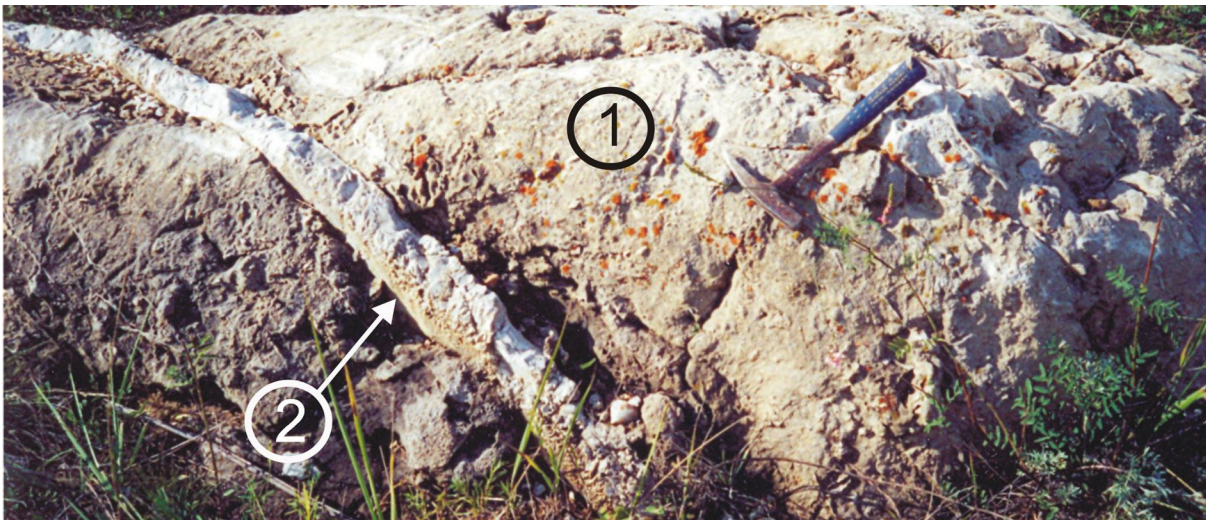


Рис. 3.18. Система трещин скальвания в Mg-метасоматитах (доломитах), залеченных жильным кальцитом (нижний снимок, горизонтальная площадка), и крупная жила голубоватого Mg-кальцита в Mg-метасоматите.

Появление таких жил кальцита объясняется хрупкими деформациями породы в условиях сложного поля нормальных и касательных напряжений (простой сдвиг в условиях горизонтального сжатия и вертикального растяжения)

тяженность до 10–15 м. Ориентировка тел субмеридиональная. Мелкие блоки в виде протяженных цепочек выглядят как естественное продолжение крупных блоков по простиранию. По краям эти блоки обычно рассланцованы, а внутренние их части нередко разбиты различно ориентированными трещинами, которые, как правило, не прослеживаются во вмещающем мраморе. Для данной породы характерны *псевдогалыки и псевдовалуны* – небольшие блоки округлой формы (см. рис. 3.19, 3.20), образовавшиеся в результате дедоломитизации их периферийных участков. Наблюдаются также в мраморе реликтовые в разной степени дедоломитизированные мелкие блоки данных пород. Они часто образуют скопления-полосы, по морфологии напоминающие их крупные тела. Изучение характера взаимоотношений этих образований с вмещающими мраморами, наличие фаунистических остатков показали, что *доломитизированная порода образовалась по органогенным нижнекаменноугольным известнякам.*

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 хрупкопластичным деформациям.* Пластическое течение кальцитового мрамора вызвало образование будинаж-структур в более вязких доломитизированных породах. В процессе деформации, вероятно, имела место частичная дедоломитизация метасоматитов, зат-

Рис. 3.19. Реликты доломитов пород в кальцитовом мраморе (левый берег нижнего пруда около дамбы).

1 – кальцитовый мрамор; 2 – доломит; 3 – корка не полностью доломитизированной породы на границе псевдогалек

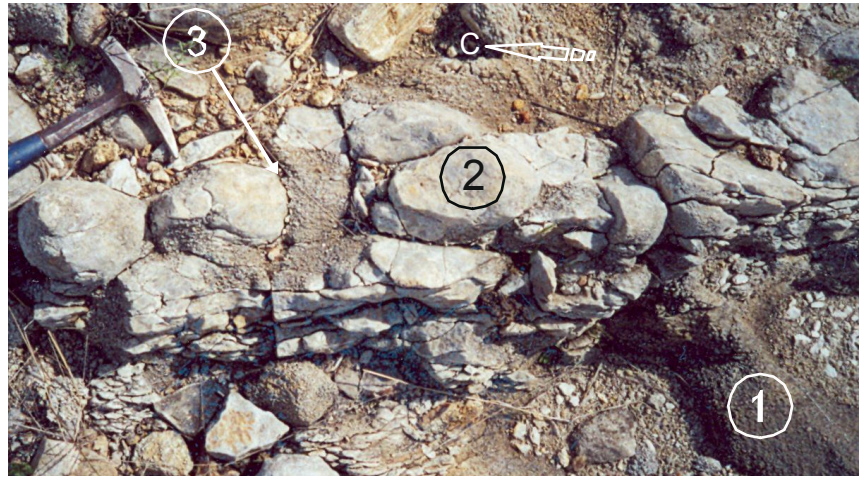
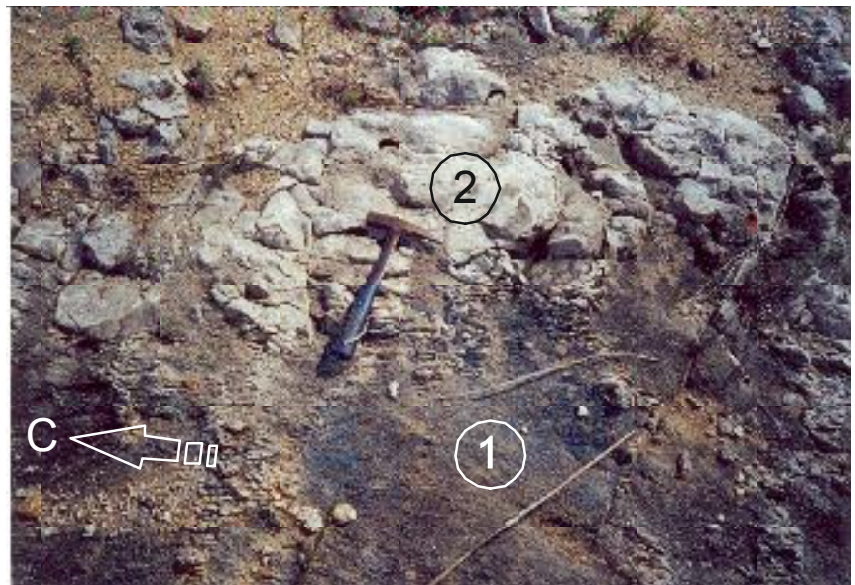


Рис. 3.20. Реликты доломитовой породы в кальцитовом мраморе.

1 – кальцитовый мрамор; 2 – доломит



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

Вертикальные сечения тел данных метасоматитов наблюдаются в частном 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 описанных доломитизированных пород, имеющих субмеридиональное простирание. В 10–15 м восточнее (за пределами карьера на момент посещения) отмечаются обнажения черных битуминозных известняков с нижнекаменноугольной фауной и сноповидными выделениями тремолита. На плоской поверхности спила мрамора хорошо видны разные детали его строения. На рис. 3.21 показаны два фрагмента одной вертикальной стенки карьера, секущей мраморы примерно под углом 45° к линии простирания полосчатости, т. е. по линии юго-запад – северо-восток. 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, размы-

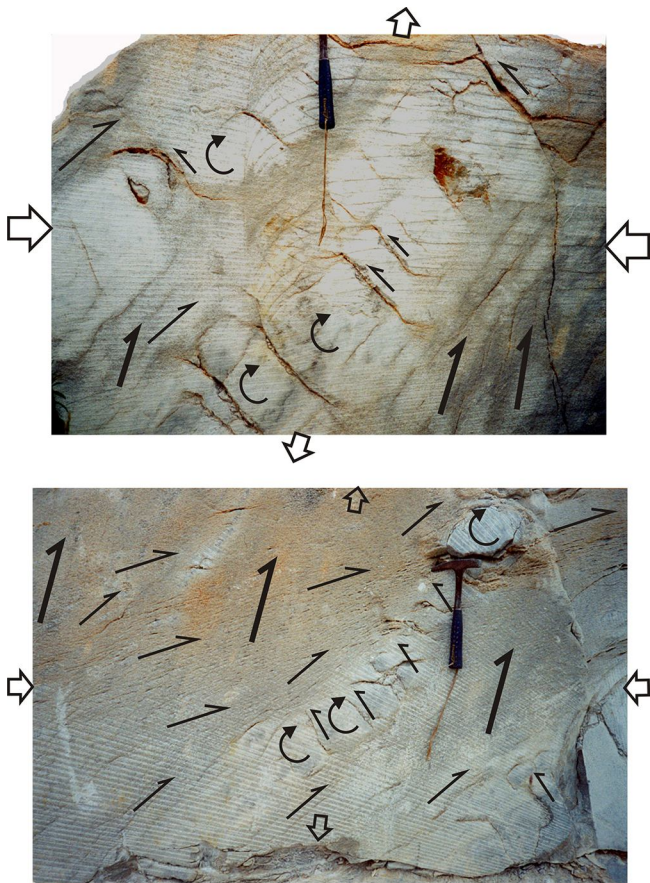


Рис. 3.21. Характер совместных деформаций доломитизированных пород (светлое) и кальцитового мрамора на вертикальной стенке в северо-западном борту мраморного карьера

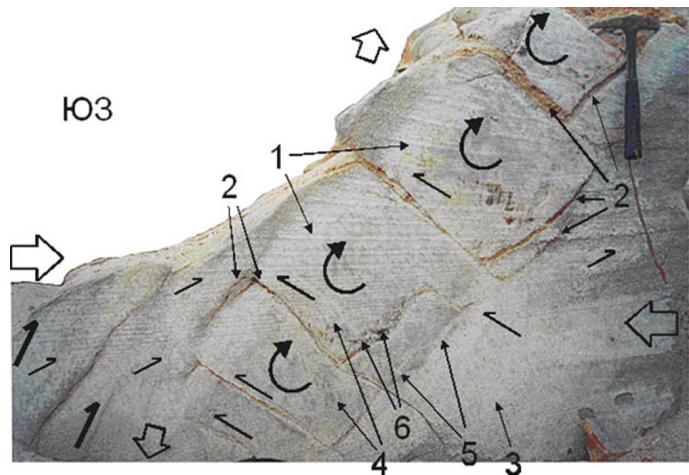
Большие стрелки – направление главных сжимающих и растягивающих сил. Большие полустрелки – направление главного сдвига. Тонкие полустрелки – вторичные сдвиги. Дуги-стрелки – направление вращения блоков. Видны трещины скалывания и растяжения

тые. Нередко они угадываются лишь по густой сети мелких трещин во вмещающем кальцитовом мраморе, ориентированных близко параллельно плоскости плиты и плавно огибающих выпуклости на ее поверхности, подобно сланцеватости. В доломитовой породе они проявлены слабо. Помогает в диагностике доломитовой породы и ее более высокая твердость по сравнению с таковой кальцитового мрамора, 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, рассекающие только доломитизированную породу и редко выходящие во вмещающий мрамор; на концах они нередко ветвятся и изгибаются. Изучение кинематики трещин показывает, что образовались они в результате растяжения и простого сдвига, в условиях неравномерных деформаций, связанных с различными реологическими свойствами пород и сложным полем касательных напряжений. Иногда наблюдается небольшое смещение выколотых ими блоков относительно друг друга с вращением по часовой стрелке. Направление основного сдвига угадывается по структурному рисунку и слабо проявленной полосчатости (над центром нижнего рисунка). Вторичные сдвиги наблюдаются в разных направлениях. Часть их связана с дальними источниками напряжений, находящихся за пределами показанных участков, а другая – с местными реологическими неоднородностями.

В совокупности эти факты свидетельствуют в пользу *пластического и катакlastического течения кальцитового мрамора вверх и на восток*; доломитовая порода в силу более высокой вязкости подверглась сжатию в горизонтальной плоскости и растяжению в вертикальной плоскости, что привело к формированию будинаж-

Рис. 3.22. Характер деформаций доломитизированных пород и кальцитового мрамора в борту мраморного карьера.

1 – блоки доломитизированной породы; 2 – трещины отрыва со сдвигом; 3 – кальцитовый мрамор; 4 – катаклиз доломитизированной породы залеченный кальцитом; 5 – система трещин скалывания связанная с вращением блока; 6 – то же, кулисообразные трещины и брекчирование



структур и вращению блоков. Это хорошо видно на рис. 3.22: 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 растяжения* на блоки, которые показывают признаки *вращения* по часовой стрелке. Отсюда можно сделать вывод, что породы висячего бока поднимались быстрее, чем породы лежачего бока, что привело к возникновению сдвиговых напряжений и вращению изометричных блоков более вязких пород. Последние испытывали боковое сжатие и растяжение по восстанию. Этим объясняется западное (в сторону гранитогнейсового массива) падение полосчатости в мраморе. Сама же полосчатость никоим образом не связана с первичной слоистостью осадочных пород, а обусловлена тектоническими процессами и дометаморфическим магнезиальным метасоматозом. Хотя все это можно трактовать в пользу существования здесь надвига западного падения, но в действительности это зона простого сдвига (в физическом смысле слова), охватывающая большие объемы пород.

Если ранее описывались породы с фауной, залегающие среди мрамора, то далее идет речь о мраморе, залегающем среди органогенных известняков. Такая ситуация наблюдается в 700 м южнее мраморного карьера, в логу на проявлении розового топаза. В западной части участка имеются многочисленные обнажения мрамора 1 типа. Порода массивная и здесь довольно плотная, образует чуть приподнятые гряды с азимутом простирания около 350° ССЗ. На восток обнажения мрамора прослеживаются до небольшой грунтовой дороги, пересекающей лог юго-западного простирания. По логу ниже дороги обнажены мраморы. По другую сторону дороги обнажаются уже известняки с нижнекаменноугольной фауной. Интервал без обнажений не более 5 м. Известняки плотные, мелкозернистые; местами осветленные, с проявлением укрупнения и грануляции зерен кальцита, что делает их похожими на соседние средне-крупнозернистые мраморы, но в них еще достаточно отчетливо видны членики криноидей. Наблюдаются также секущие прожилки белого кальцита с полигонально-зернистой структурой. Известняк слабо рассланцован. Азимут простирания сланцеватости 166° , угол падения 68° на запад. Другая группа весьма протяженных трещин имеет противоположное простирание и падает на восток под углом 28° . Местами по трещинам наблюдаются крупные сноповидные агрегаты тремолита, по кото-

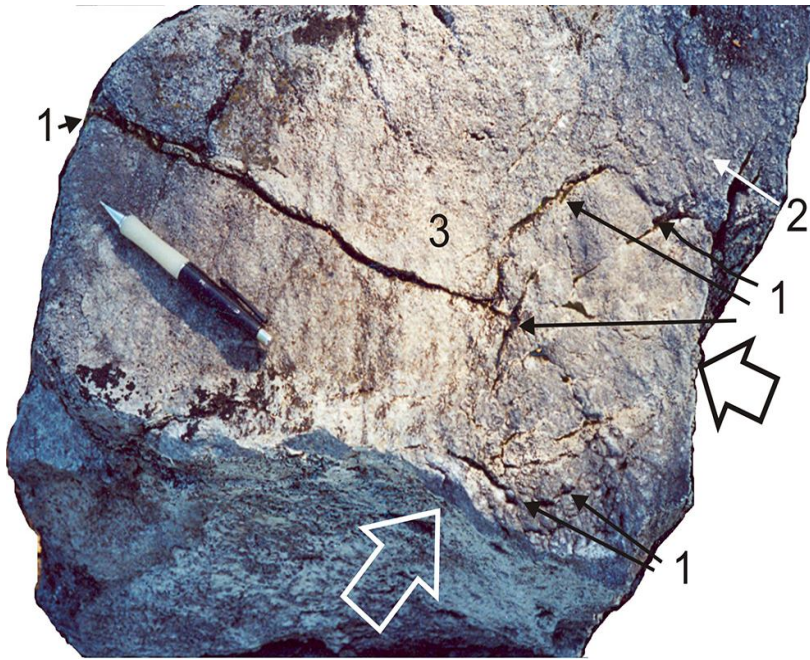


Рис. 3.23. Характер деформаций мраморизованного известняка в контакте с кальцитовым мрамором (Андрее-Юльевский участок, проявление розового топаза).

Лицевая сторона глыбы находилась в вертикальном положении (с поворотом по часовой стрелке на 45°). Затемненная сторона – поверхность контакта с мрамором. Положение и характер трещин растяжения (1) указывают, что данный блок известняков испытывал локализованное давление в двух местах (большие стрелки). В темной битуминозной части отчетливо видны многочисленные членики криноидей (2). Значительная часть блока подверглась мраморизации, проявленной осветлением и перекристаллизацией, с укрупнением зерен (3). Судя по структурному рисунку и кинематике трещин (левый сдвиг в плоскости самой крупной трещины), наибольшее давление было со стороны правой стрелки. Остальные пояснения см. в тексте

минеральной части отчетливо видны многочисленные членики криноидей (2). Значительная часть блока подверглась мраморизации, проявленной осветлением и перекристаллизацией, с укрупнением зерен (3). Судя по структурному рисунку и кинематике трещин (левый сдвиг в плоскости самой крупной трещины), наибольшее давление было со стороны правой стрелки. Остальные пояснения см. в тексте

рому развивается тальк. Среди темных известняков, в непосредственной близости от обнажений мрамора, имеется овальное 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 такого выступа в известняке отмечаются признаки хрупко-пластических деформаций. Деформированный блок известняка был извлечен из обнажения (рис. 3.23). В известняке вблизи контакта с выступом мрамора наблюдается концентрация зияющих трещин растяжения, слабое осветление и грануляция с сохранением органической текстуры. Другая система трещин растяжения связана с локальным участком давления с другого бока. Деформации носили хрупко-пластический характер со сдвиговой компонентой. Основная часть блока имеет темный цвет и содержит многочисленные членики криноидей. Центральную часть блока пересекает зона мраморизации, сопровождающаяся осветлением, перекристаллизацией и грануляцией кальцита. Членики криноидей здесь распознаются с трудом.

Залегание тела мрамора среди известняков, их взаимоотношения, мраморизация известняков однозначно свидетельствуют об образовании мрамора по известнякам и его тектоническом течении в пластическом состоянии. Локальность мраморизации показывает, что этот процесс больше зависит от динамического состояния системы, чем от температуры метаморфизма. Деформация известняка протекала по принципу выжимания клина, что и привело к образованию трещин растяжения. *Наличие зияющих трещин в известняке показывает, что деформации осуществлялись при весьма низкой литостатической нагрузке.* Напомним, что многочисленные зияющие

трещины наблюдались и в мраморе частного карьера. Все это ставит под сомнения оценки глубины эрозионного среза (7,5–9,0 км для Борисовского массива и 2–3 км для дайкового комплекса [Сначев и др., 1989]). Длительное существование зияющих трещин в известняках на глубине более 1 км представляется маловероятным. На соседней с востока (синклинойной) Увельской площади глубина становления одновозрастных субвулканических гранитоидных массивов, по оценке этих же исследователей, составляло 1,5–2,0 км.

Итак, приведенные исследования карбонатных пород в Кочкарском антиклинории показали следующее:

- мраморы образовались по раннекаменноугольным известнякам, имеющимся на площади антиклинория и отсутствующим в смежных синклиноньных структурах;
- мраморы формировались синхронно с возникновением куполовидных структур;
- мраморизации известняков предшествовал избирательный магнезиальный метасоматоз (доломитизация матрикса с сохранением фаунистических остатков), что обеспечило сохранность фауны при их метаморфизме;
- на прогрессивном этапе метаморфизма имела место дедоломитизация карбонатных пород с образованием обширных участков крупнозернистого кальцитового мрамора;
- в условиях стрессовых напряжений, создаваемых растущими купольными структурами, кальцитовые мраморы пластически деформировались и текли в направлении наименьшего давления (преимущественно вверх), подвергались кливажированию и перекристаллизации;
- доломит-кальцитовый мрамор образовался в результате магнезиального метасоматоза в постдайковый период.

В дополнение приведем некоторые данные по Светлинскому месторождению горного хрусталя и одноименному пегматитовому полю, что позволит получить более полное представление о геологическом строении района и особенностях становления метаморфического комплекса.

Светлинское месторождение золота

Светлинское месторождение золота является одним из самых крупных на Южном Урале и расположено в 30 км к западу от г. Пласт Челябинской области. Добыча золота велась здесь с середины XIX в. при участии иностранных концессий. Разработка месторождения осуществлялась несколькими небольшими шахтами глубиной до 40 м, остатки которых можно видеть в бортах карьера. Судя по расположению штольней, отрабатывались карстовые отложения и коры выветривания. Собственно коренное месторождение открыто и разведано в 70–80-х гг. прошлого столетия и в настоящее время отрабатывается карьерным способом. По результатам исследований, проведенных на стадии геолого–разведочных работ, издана коллективная монография [Корово-мантияное оруденение..., 1989], в которой отражены разные стороны геологии и генезиса данного месторождения. В ней большое внимание уделяется изучению вещества, геохимической и метасоматической зональности, стадийности формирования месторождения и проблемам его генезиса, что делает ее весьма актуальной и сегодня. Однако геологическое строение и структура месторождения описаны весь-

ма кратко и схематично, без связи с геодинамическими процессами, что объясняется сложностью геологического строения объекта, широким развитием глубоких линейных кор выветривания и карстовых образований, осложненных просадками. Глубокие горизонты месторождения изучены только скважинами колонкового бурения, которые без инклинометрии не позволяли получить достоверные представления об его структуре. К настоящему времени глубина карьера превысила 150 м, что дает замечательную возможность наблюдать реальную структуру месторождения и проводить ревизию сложившихся представлений.

Карьером вскрыта зона тектонического контакта Кочкарского антиклинория на востоке и Зауральского синклинория на западе (рис. 3.24). Таким образом, в карьере мы имеем следующие возможности: а) изучить границу блоков положительного и отрицательного изгибов коры, б) исследовать связи оруденения с блоковой складчатостью. Восточный борт карьера сложен мраморами, а западный – вулканогенно-осадочной толщей. Мраморы типичны для Кочкарского антиклинория, иногда содержат акцессорный корунд (рубин). Порода массивная или полосчатая; полосчатость вторичная, кристаллизационная, падающая под углом 40–45° на запад. Мраморы представлены тремя основными разновидностями: 1) мелкозернистыми желтоватыми доломитами, 2) крупнозернистым Mg-кальцитовым мрамором, 3) крупнозернистым полигональнозернистым кальцитовым мрамором. Доломитовый мрамор представлен реликтовыми блоками и будинами в Mg-кальцитовых мраморах. Образовался в результате дометаморфического Mg-метасоматоза. Часто содержит субгоризонтальные щелевидные полости, инкрустированные кристаллами доломита, кальцита, иногда кварца, розового топаза, лилового ангидрита, фиолетового флюорита, самородной серы. В породе обычны гнезда и жилы крупнокристаллического розоватого талька и крупные кристаллы паргасита, ориентированные в плоскости рассланцевания (кливажа).



Рис. 3.24. Общий вид Светлинского карьера в июне 2016 г.

Характер залегания вулканогенно-осадочной толщи на первый взгляд достаточно простой: грубослоистые желтовато-зеленовато-серые породы падают на запад под углами 40–50°, местами с мелкими складками волочения, указывающими на надвиговые деформации (рис. 3.25). Надвиг подтверждается возрастами пород лежачего и висячего боков тектонического нарушения: в лежачем боку закартированы органогенные мраморизованные известняки с визейской фауной, а породы висячего бока датированы S_1 - D_3 . Наблюдаемая слоистость пород частично обусловлена сдвиговыми деформациями (милониты, бластомилониты), а частично, возможно, первичная. Иногда отмечаются межслоевые тела тальцитов мощностью до 1 м. Но обычно талькиты и тальк-карбонатные породы образуют субмеридиональные крутопадающие, секущие слоистость тела мощностью до 30 м. Местами в них встречаются реликтовые серпентиниты. В целом вскрытые карьером породы можно отнести к зоне серпентинитового меланжа, в которой ультраосновные породы находятся в подчиненном виде.

Как следует из рис. 3.3, надвиг падает под углом около 50° на запад, что соответствует углам падения слоистости пород его лежачего и висячего боков. Однако в карьере западная граница мраморов субвертикальная ± 10 –15° (рис. 3.26). Породы в контакте с мраморами осветлены, каолиноподобные, с множеством разноориентированных зеркал скольжения. На поверхности мрамора часто наблюдается крупнокристаллический тальк, а в рыхлой массе обычны кристаллы кварца с включениями хлорита и амфиболов. Такой характер контакта можно было бы объяснить развитием карстовых явлений, но в мраморе вблизи контакта распространены субвертикальные параллельные трещины кливажа, минерализованные фукситом, пиритом, пирротинном, сфалеритом (рис. 3.27). Следовательно, наблюдаемый контакт мраморов с вулканогенно-осадочной толщей в карьере действительно субвертикальный. Однако по данным разведочного бурения этот контакт в целом имеет крутое западное падение (см. рис. 3.3). Это кажущееся несоответствие требует объяснения.

Как показывают наблюдения в Светлинском карьере, месторождение характеризуется очень интенсивными и сложными объемными деформациями сколового характера. Чрезвычайно широко развиты разрывные нарушения различного типа и масштаба, с многочисленными разноориентированными кварцевыми жилами, что прежде всего свидетельствует о малоуглубинных условиях формирования месторождения с синтетектоническим гидротермальным процессом.

Рудная зона представлена пирит-кварц-плаггиоклаз-биотитовыми метасоматитами, залегающими среди вулканогенно-осадочных пород [Корово-мантийное оруденение..., 1989]. Золотоносные метасоматиты в западном борту карьера (основное рудное тело) образуют линзовидную зону субмеридионального простирания мощностью около 10 м и протяженностью 80–100 м. На месторождении известно еще несколько небольших таких зон. Границы рудной зоны неотчетливые, и рудничными геологами определяются по результатам эксплуатационной разведки. В карьере данные метасоматиты наблюдаются в виде сильнотектонизированных, вплоть до рассланцевания, пород. Азимут простирания (здесь и далее – магнитный) сланцеватости 170–180°, угол падения 62–65° (на глубине 60 м) и 80–85° (на глубине 100–150 м) на запад. Таким образом, от верхних горизонтов к нижним отмечается постепенное увеличение углов падения рассланцевания рудного тела. Аналогичная картина отражена и на рис. 3.3.



Рис. 3.25. Милониты по вулканогенно-осадочной толще в южном борту Светлинского карьера.

Отчетливо видны мелкие складки волочения, указывающие на надвиговый характер деформаций. Ширина изображения 10 м



Рис. 3.26. Контакт (штриховая линия) мраморов (Ca) с вулканогенно-осадочной толщей



Рис. 3.27. Крутопадающие минерализованные трещины кливажа в мраморе в 1 м от контакта

В центральной части тела золотоносных метасоматитов наблюдается кварцевая жила («кварцитовидного кварца» – по терминологии рудничных геологов) мощностью около 0,5–1,0 м (в раздувах до 6–8 м и более) (рис. 3.28). При внимательном рассмотрении выяснилось, что это свита сильно сближенных, вплоть до совмещения

контактов, кварцевых жил мощностью до 10–15 см. Кварц мелкозернистый, белый, сероватый или желтоватый. Ширина целиков вмещающих пород между ними не превышает 2–5 см, реже до 10 см. Порода осветлена и напоминает сильновыветрелый пиритизированный березит.

Жильный кварц и пирит-кварц-биотитовые метасоматиты подверглись интенсивному катаклазу. Судя по ориентировке трещин скалывания в жиле кварца, имеют место правый сдвиг и почти вертикальный взброс восточного борта (рис. 3.29).

Вторая система кварцевых жил представлена множеством субширотно ориентированных субпараллельных тел, секущих рудную зону. Форма жил линзовидная. Азимут простирания $270\text{--}280^\circ$, угол падения около 70° на север. Средняя мощность жил 10–15 см, расстояние между жилами от 15–20 см до 1 м (рис. 3.30), редко более. Максимальное количество субширотных жил наблюдается в пределах рудного тела. К участкам его выклинивания размеры кварцевых жил и их количество быстро уменьшаются. По отчетливо выраженной линзовидной форме жил предполагается, что кварц здесь выполнял трещины скалывания с растяжением, связанные, вероятно, с малоамплитудным взбросом северного борта. Субширотные жилы кварца секут субмеридиональные жилы рудной зоны. Но и сами они подвергались деформациям субмеридионального сдвига и рассекаются трещинами взбросовой кинематики. Часто отмечается наложение на субширотные жилы новых кварцевых жил с теми же элементами залегания. Нередко встречается кулисообразное (в вертикальной плоскости) залегание кварцевых жил данной системы. По простиранию (на запад) жилы быстро выклиниваются. Кварц крупнозернистый, молочно-белый.

Третью систему образуют мелкие линзы кварца субмеридионального простирания, падающие на запад под углом $35\text{--}45^\circ$. Они появляются лишь на отдельных участках рудной зоны. Мощность их всего 1–2 см, а протяженность достигает 1 м. Форма отчетливо линзовидная (рис. 3.31), что позволяет отнести их к трещинам растяжения. Взаимоотношения с субширотными жилами не ясны. По внешним признакам кварц данных жил не отличается от кварца субширотных жил.

Таким образом, в Светлинском карьере отчетливо выделяются три системы кварцевых жил: 1) субмеридиональные, наиболее крупные жилы; 2) субширотные, самые многочисленные; 3) субмеридиональные мелкие. Судя по геологическим данным, это парные синтетектонические жилы. Золотоносные метасоматиты обычно сопровождают жилы кварца первой системы, а местами и жилы второй системы. Следовательно, кварцевые жилы и золотоносные метасоматиты сингенетичны. Встает вопрос о геотектонической обстановке, приведшей к формированию наблюдаемой структуры месторождения.

По мнению В.Н. Сазонова с соавторами [Корово-мантийное оруденение..., 1989], Светлинское месторождение золота относится к полигенным и полихронным и приурочено к зоне глубинного надвига. Месторождение формировалось в пять этапов: 1) накопление вулканогенно-осадочной толщи со слабозолотоносным пиритом ($O\text{-}D_1$); 2) формирование синклинальной структуры и зеленокаменный метаморфизм с концентрацией золота ($D_{1,2}$); 3) становление тоналит-гранодиоритовой формации, образование кварцевых жил и лиственитов-березитов ($D_3\text{-}C_1$); 4) приразломный метаморфизм и метасоматоз под воздействием мантийных растворов, формирование богатых руд с тел-

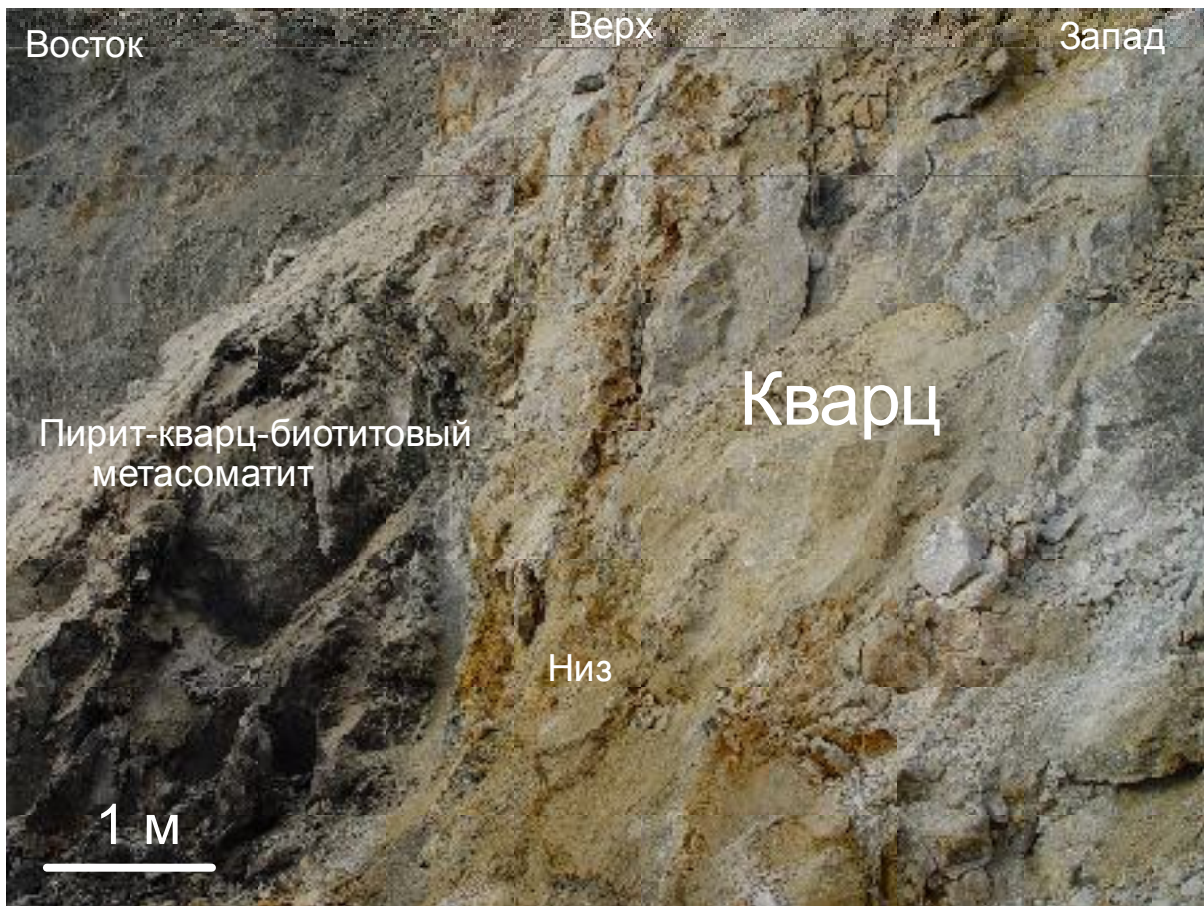


Рис. 3.28. Жила кварцитовидного кварца в пирит-кварц-биотитовом метасоматите. Вид на юг



3.29. Трещины скалывания в кварцитовидном кварце (Q) и пирит-кварц-биотитовых метасоматитах (Vi).

Зарисовка по фотографии ориентированного образца: вид на юг. Сплошные линии – трещины, полустрелка – направление смещения (взброс)

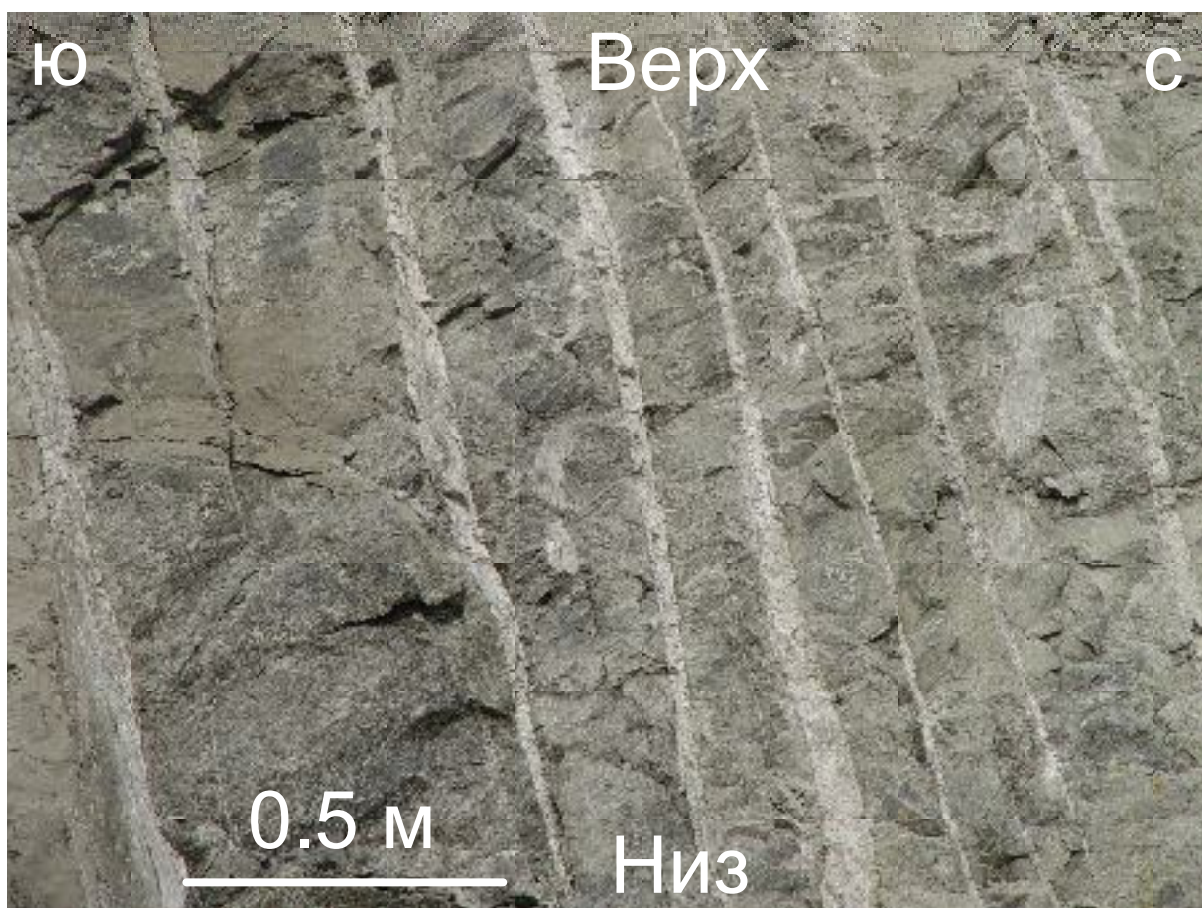


Рис. 3.30. Система субширотных кварцевых жил линзовидной формы (светлые) в западном борту карьера.

Ширина изображенного участка 2,5 м

луридной минерализацией ($C_{1,2}$); 5) гипергенные процессы. В структурном плане, по мнению данных исследователей, месторождение приурочено к зоне сочленения двух глубинных разломов: субмеридионального и северо-западного простираний.

Позднее основные положения этой работы вошли в другую коллективную монографию [Огородников и др., 2004], где была сделана попытка привязать выявленную стадийность формирования месторождения к геодинамическим процессам «ранней» и «поздней» коллизии. По мнению данных исследователей, месторождение контролируется субмеридиональной Кумлякско-Светлинской шовной зоной на участке сопряжения с Санарским глубинным разломом северо-западного простирания.

Карьером вскрыт субмеридиональный разлом (надвиг), который разделяет две крупные структуры: Зауральский синклиорий и Кочкарский антиклиорий (см. рис. 3.24). Согласно геологическому разрезу (см. рис. 3.3), построенному по результатам разведочного колонкового бурения, силур-девонские отложения синклиорной зоны надвинуты на раннекаменноугольные отложения Кочкарского блока. Данный надвиг достигает, вероятно, поверхности нижней коры или даже верхней мантии, поскольку к нему приурочена зона серпентинитового меланжа. Кроме того, имеется зона правого сдвига, пространственно совпадающая с основным рудным телом и субмеридиональной кварцевой жилой. В рудном теле и субмеридиональной кварцевой жиле на-

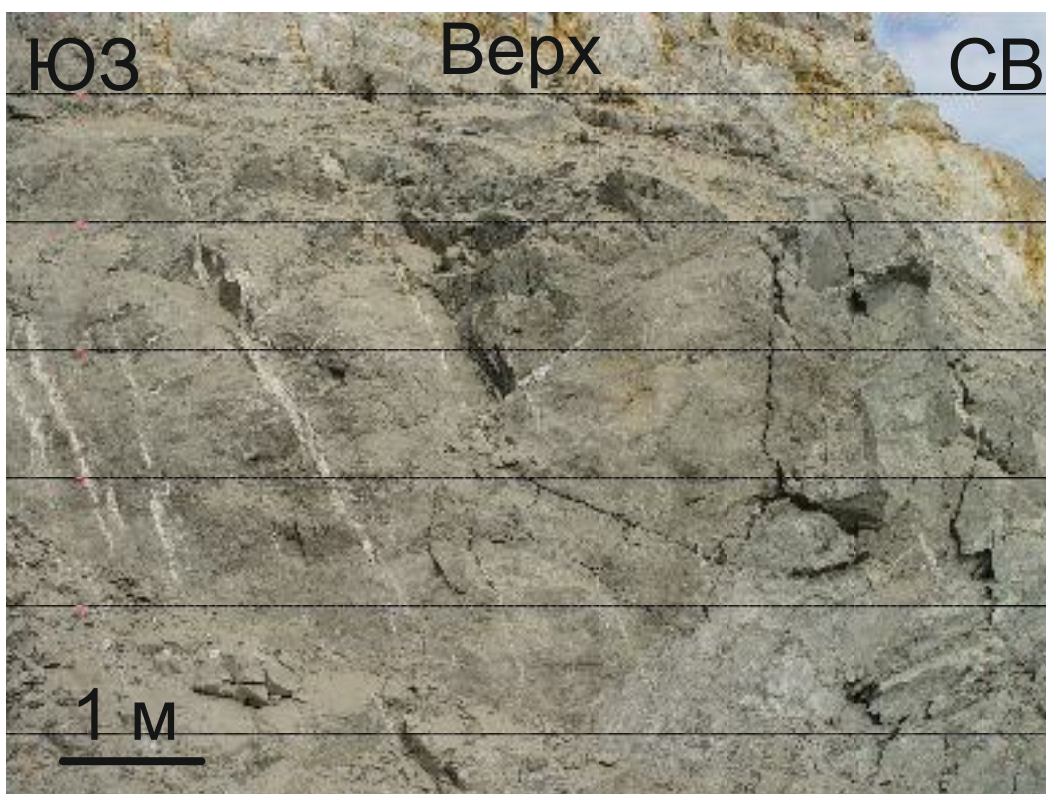


Рис. 3.31. Две системы кварцевых жил в западном борту карьера.

Относительно крупные жилы субширотного простирания и мелкие линзовидные жилы субмеридионального простирания

блюдаются признаки подъема восточного борта разлома. Разрывных нарушений северо-западного простирания, которые отвечали бы Санарскому разлому, нами в карьере не установлено. Рудное тело располагается непосредственно в зоне меланжа, имеет субмеридиональное простирание и очень крутое падение на запад. Отмечается тенденция увеличения углов падения рудной зоны и рассланцевания с 60 до 80°, с глубиной карьера. Это было замечено еще на стадии разведочного бурения, но объяснялось просадкой карстовых отложений, сопровождающейся выколаживанием вулканогенно-осадочной толщи. Такие большие углы падения отвечают взбросу. Однако оси главных напряжений и векторы максимальных касательных напряжений при взбросе-надвиге не обеспечивают возникновение трещинного пространства, соответствующего описанным системам кварцевых жил (рис. 3.32). Как следует из рис. 3.32, при надвиге активны трещины скалывания *R*- и *X*-типа, разрешены трещины в плоскости сдвига *Y*-типа, трещины растяжения *e* и стилолиты (*st*).

Как отмечалось ранее, в пирит-кварц-биотитовых метасоматитах и субмеридиональных кварцевых жилах проявлены признаки взброса восточного борта (см. рис. 3.28) и правого сдвига. Амплитуда правого сдвига была незначительной, поскольку смещения частей субширотных жил измеряются первыми сантиметрами.

Система субширотных кварцевых жил, круто падающих на север, и сопряженные с ними мелкие жилы третьей системы также не находят объяснения с позиций надвиговой тектоники или гипотического разлома С-З простирания. Жилы синтecto-

нические. Судя по суммарной мощности кварцевых жил второй системы, субмеридиональное растяжение местами составляло 15–20%. Частота нахождения, небольшие вариации в мощности жил, линзовидная форма, кулисообразное залегание и ряд других признаков указывают на локальное поле растягивающих напряжений; а при надвиге имело место субмеридиональное сжатие.

Одновременно с деформациями в трещины растяжения активно привносился кремнезем. Очевидно, что причинно-следственные связи тектонического режима и привноса вещества здесь едины. В.Н. Сазонов с соавторами образование жил кварца связывают со становлением тоналит-гранодиоритовой формации (D_3-C_1) [Корово-мантйное оруденение..., 1989]. Это время уральской коллизии и формирования надвиговой структуры. Наблюдения в карьере показывают, что кварцевые жилы постнадвиговые. Опираясь на эти данные, мы склонны считать время образования большинства кварцевых жил C_2 (завершение активной фазы коллизии).

Формирование месторождения в общих чертах нам представляется в следующем виде. Ордовик-средний девон – рифтогенный режим, накопление вулканогенно-осадочной толщи на сиалическом фундаменте. В позднем девоне, на раннем коллизионном этапе, в условиях субширотного горизонтального сжатия заложена зона глубинного надвига западного падения. Под тяжестью надвинутого с запада блока край смежного с востока блока прогнулся вниз и оказался перекрытым мелководным морским бассейном, в котором накапливались терригенно-карбонатные отложения (D_3-C_1v). Изгибающие моменты вызвали в висячем боку надвига формирование отрицательного продольного изгиба, а в лежащем боку – положительного. Концентрация механической энергии сжатия и разогрев пород в ядре блока положительного изгиба создали резко метастабильные условия, вызвавшие процессы гранитизации, а также восходящие потоки флюидов, переносящих тепловую энергию на верхние горизонты. В результате возникли термальные купола (антиклинали), явившиеся причиной раннего метаморфизма пород. К этому времени (пост- C_1v) относится и дометаморфический Mg-метасоматоз, установленный в мраморах (доломитовых мраморах с фаунистическими остатками). Дальнейший разогрев пород в ядре блока положительного изгиба привел к возникновению тектонических (катакластических и пластических) потоков, переносящих тепловую энергию, что вызвало формирование куполовидных структур с гранитогнейсовыми ядрами, ставших центрами высокоградного зонального метаморфизма (C_2). Этот этап ответствен за появление структуры месторождения. Стрессовые латеральные напряжения, вызванные растущим куполом, могли достигать больших значений, поскольку в пластическом потоке давление передается из корневой части в головную. Траектории главных касательных напряжений в околкупольном пространстве образуют веер раскрытый кверху. В случае близкого нахождения купольной структуры от зоны надвига последний должен подвергнуться динамическому влиянию растущего купола и деформироваться, как показано на рис. 3.33.

Ранее [Кисин, 1989а; 2009а; Кисин, Притчин, 2015] обосновывалось существование Светлинской купольной структуры, расположенной непосредственно к северо-востоку от месторождения. Светлинский купол отчетливо виден и на космоснимках (рис. 3.34). К его апикальной части и западному склону (до границы с мраморами) приурочено одноименное месторождение горного хрусталя, где зафиксировано по-

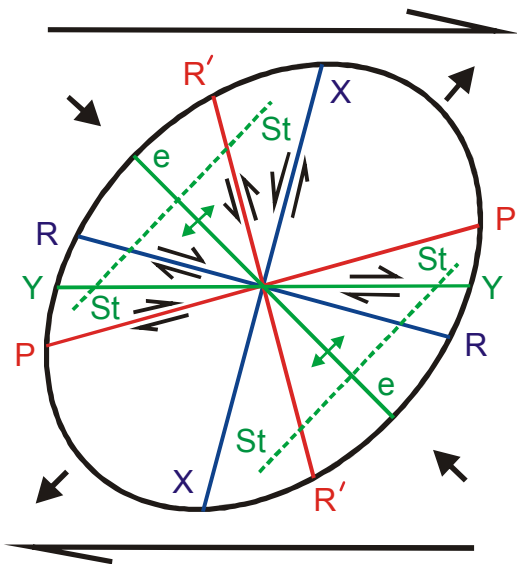


Рис. 3.32. Активные (синий), разрешенные (зеленый) и запрещенные (красный) разрывные нарушения в зоне простого сдвига в условиях сжатия [Яковлев, 2011]

вышенное содержание золота [Огородников и др., 2004]. Предполагается, что именно близость купольной структуры и морфология поверхности ее западного склона обусловили формирование месторождения: а) «отгонка» золота при гранитизации пород верхней коры; б) последующее перераспределение его гидротермальными растворами с формированием промышленных концентраций.

Кварцитовидный (метасоматический) кварц выглядит наиболее ранним, фиксирующим субмеридиональное тектоническое нарушение (тектонический срыв), обусловленное ростом купольной структуры с гранитогнейсовым ядром. Это нарушение контролирует и рудоносные пирит-кварц-биотитовые метасоматиты. Поскольку оно достигало поверхности купольной структуры, то служило проводником для метаморфогенных флюидов. В отношении источников рудоносных флюидов ясности пока нет. Гранитизация вулканогенно-осадочной толщи ведет к мобилизации и выносу многих рудных компонентов, включая золото. При большом объеме вулканогенно-осадочной толщи, подвергшейся гранитизации, вполне вероятно накопление промышленных концентраций золота в обрамлении купольной структуры. Свой вклад в формирование месторождения мог сделать и надвиг, контролирующий глубинные флюиды.

Пространственное совмещение рудного тела с многочисленными субширотными линзами кварца не выглядит случайным. Возникновение этих жил хорошо укладывается в околокупольный парагенез разрывных нарушений: оси максимальных растягивающих напряжений ориентированы субконформно поверхности растущего купола. Соответственно, трещины растяжения, вмещающие кварцевые жилы субширотного простирания, ориентированы перпендикулярно данной поверхности.

Таким образом, формирование и локализация Светлинского месторождения золота непротиворечиво укладывается в модель блоковой складчатости: надвиг, изгибающие моменты, накачивание тектонической энергии в нижнюю часть блока положительного изгиба, дестабилизация системы и ее релаксация. Предполагается, что гранитизация обусловила накопление золота в метаморфическом обрамлении купола, а гидротермальные процессы привели к перераспределению золота и образованию месторождения. Часть золота могла приноситься по зоне надвига из нижней коры и вер-

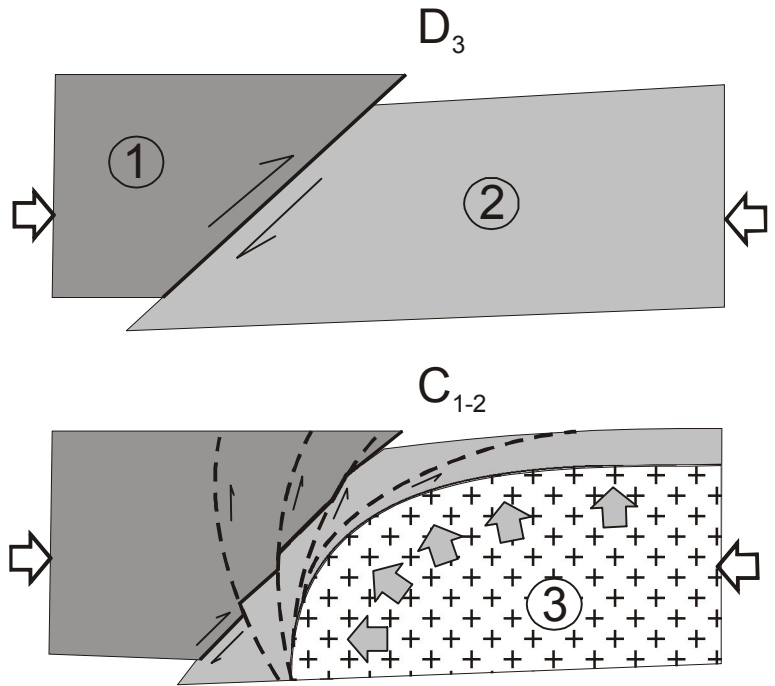


Рис. 3.33. Схема возможного влияния растущей купольной структуры на породы висячего бока надвига.

1 и 2 – висячий и лежачий бока надвига; 3 – гранитизация и формирующийся купол; сплошная линия – зона надвига, штриховая линия – зоны тектонических срывов, связанные с растущей купольной структурой; стрелки – направление сжатия

хней мантии, когда надвиговая структура стала флюидоподводящей. С этих позиций хорошо объясняется повышенная золотоносность пород метаморфического обрамления гранитогнейсовых массивов в Кочкарском антиклинории в целом. Генетическое сходство золотоносных «табашек» Кочкарского месторождения золота и золотоносных пирит-кварц-биотитовых метасоматитов Светлинского месторождения отмечали В.Н. Сазонов и В.В. Мурзин [1994].

Светлинское месторождение горного хрусталя

Светлинское месторождение горного хрусталя занимает апикальную часть одноименного купола и его западный склон (до карбонатной толщи) (см. рис. 3.34). К настоящему времени месторождение полностью отработано. Оно хорошо изучено с использованием геофизических и геохимических методов, горно-буровых работ и широко освещено в многочисленных публикациях (сводку можно посмотреть в работах [Огородников и др., 2004; Поленов, 2008]). На геологических картах и схемах здесь обычно выделяется Светлинский седловидный прогиб. Однако результаты исследований на Светлинском месторождении горного хрусталя и в его окружении привели к выводу, что здесь располагается небольшая куполовидная структура. Ее апикальная часть отчетливо просматривается в системе неоген-четвертичных логов с россыпями горного хрусталя (рис. 3.35). Как говорилось ранее, на площади развиты линейные коры выветривания, которые обычно контролируют современную гидросеть. На месторождении распространены кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы, иногда с мусковитом, кордиеритом, гранатом, реже амфиболовые сланцы и амфиболиты. Площадное распространение имеют ставролит и силлиманит (фибролит), а локальное – андалузит.

Сланцеватость пород отрисовывает асимметричную куполовидную структуру, слегка вытянутую в меридиональном направлении. В центральной части структуры углы падения сланцеватости весьма пологие. К востоку и юго-востоку углы падения быс-



Рис. 3.34. Дешифрирование космоснимка (Яндекс–карты) окрестностей Светлинского месторождения золота.

1 – граница Кочкарского антиклинория; 2 – зона тектонического срыва; 3 – зона тектонического срыва, ограничивающая купольные структуры; 4 – вулканогенно–осадочная толща; 5 – карбонатная толща; 6 – кристаллические сланцы и амфиболиты

тро возрастают до 60° . К западу они также возрастают, но более медленно, и достигают 45° только около контакта с мраморами. Логами отрисовывается система кольцевых разломов (тектонических срывов, см. рис. 3.33), фиксирующих апикальную часть структуры. Подавляющая часть кварцевых жил (всего их откартировано более 600) попадает на апикальную часть структуры и ее пологое западное крыло. Сводное описание жил дано в работах [Огородников и др., 2004; Поленов, 2008], и поэтому здесь не приводится. Укажем только, что преобладают жилы гранулированного кварца (жилы перекристаллизации [Огородников и др., 2004]). Хрусталеносные жилы составляют менее 15%. Наблюдается цветовая зональность кварца по площади: в западной части распространен только бесцветный горный хрусталь, а в апикальной части купольной структуры у кристаллов кварца преобладают дымчатые, цитриновые и иногда аметистовые окраски, что обычно объясняется температурной зональностью.

Связь месторождения с куполовидной структурой выглядит вполне естественной. В процессе роста купольной структуры с одновременным частичным замеще-

нием пород кровли в ее апикальной части возникают условия горизонтального растяжения с образованием трещин отрыва и синтетектоническим отложением кварца. На фронте растущего купола появляется сложное поле напряжений, особенно сдвиговых. В результате действия этих напряжений кварцевая жила, изначально ориентированная по нормали к поверхности купола, испытывает вращение, стремясь занять субконформное к ней положение. Приближение фронта гранитизации вызывает прогрессивный метаморфизм жильного кварца, будинирование и грануляцию. Одновременно формируются новые трещины растяжения, заполняемые кварцем, а затем также испытывающих вращение и динамотермальный прогрессивный метаморфизм. Только наиболее поздние кварцевые жилы, максимально удаленные или расположенные в стороне от фронта растущего купола, могли стать потенциально хрусталеносными.

Исходя из этих соображений, представляется, что жилы гранулированного кварца субконформны сланцеватости пород, а хрусталеносные жилы круто секут ее. Для проверки идеи использовался кадастр кварцевых жил (материалы Ларинской ГРЭ) и сетка Вульфа, по которой определялся угол между плоскостями сланцеватости кварцевой жилы. Оказалось, что 87% хрусталеносных жил образуют угол со сланцеватостью более 67° , а все жилы гранулированного кварца не выходят за пределы этого порога [Кисин, 1995]. Это хорошо подтверждает связь с куполообразованием обоих типов кварцевых жил. Хрусталеносные жилы фиксируют *регрессивный этап* процесса и формировались в спокойной тектонической обстановке. Этим объясняется нахождение здесь кристаллов горного хрусталя весом до 2,5 т.

По геофизическим данным «Башнефтегеофизики» (материалы Ларинской ГРЭ), под Светлинским месторождением горного хрусталя на глубине 400 м располагается кровля «гранитного» массива. Подъем поверхности гранитного массива предполагают здесь и В.Н. Огородников с соавторами [2004].

Светлинское пегматитовое поле

Данное пегматитовое поле расположено между Светлинской и Борисовской купольными структурами, непосредственно к востоку от одноименного месторождения горного хрусталя. Это позволяет выделять здесь отрицательную (межкупольную) структуру. Участок сложен разными кристаллическими сланцами и амфиболитами. Углы падения сланцеватости пород закономерно возрастают к центральной части месторождения, что характерно для всех межкупольных структур Кочкарского антиклинория. Уровень метаморфизма пород понижается к центру структуры от амфиболитовой фации до эпидот-амфиболитовой, что также типично для структур этого типа. Здесь закартировано множество даек лейкократовых гранитов, иногда содержащих пегматиты. Связь пегматитов с гранитами купольных структур достоверно не установлена, но предполагается. Максимальное количество даек наблюдается со стороны Борисовской купольной структуры, одной из наиболее крупных в районе. Относительно нее намечается и латеральная зональность дайкового комплекса (по мере удаления): биотитовые граниты – лейкократовые граниты – аплитовидные граниты с пегматитами.

Вблизи Светлинского купола дайки гранитоидов неизвестны. Возможно, что с ним связана аплит-пегматитовая дайка № 4, которая является наиболее близкой к нему (расположена на расстоянии нескольких сот метров от кольцевых разломов, показанных на рис. 3.35). Простирается этой дайки субмеридиональное, весьма выдержанное.

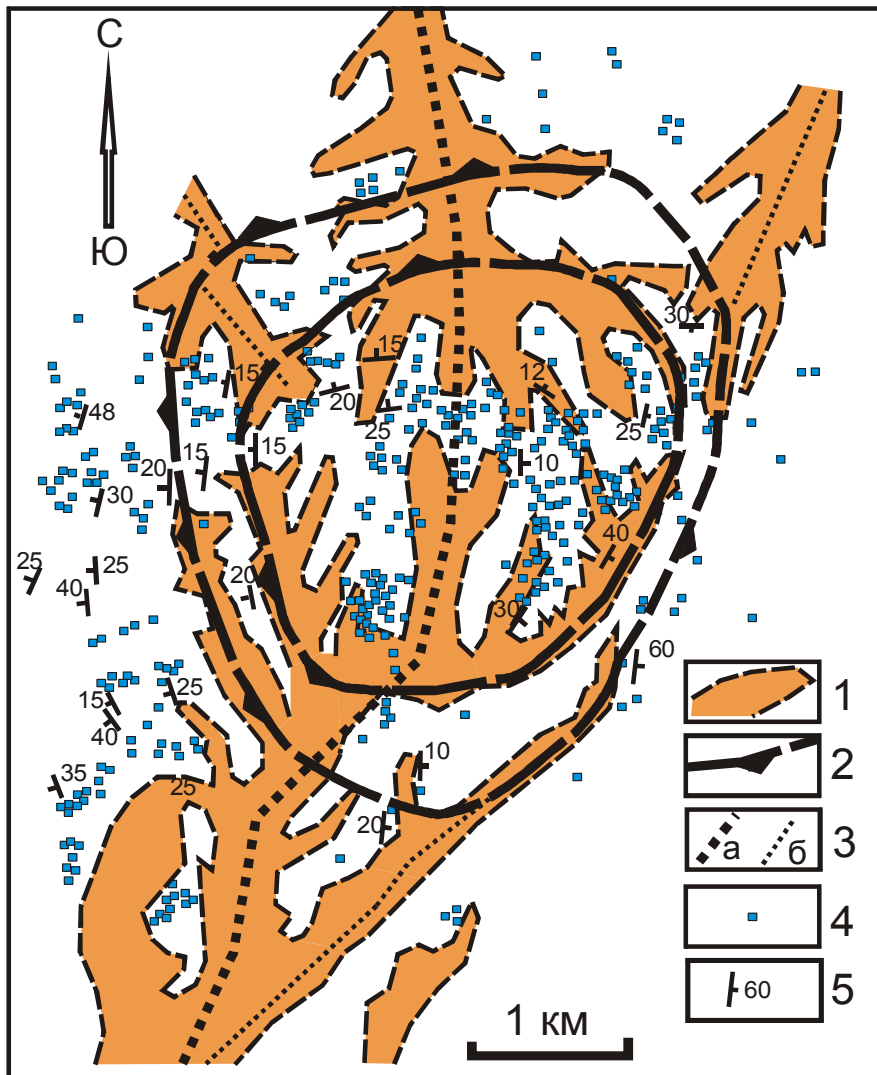


Рис. 3.35. Кольцевая структура на Светлинском месторождении горного хрусталя (по материалам Ларинской ГРЭ).

1 – неоген-четвертичные лога с россыпными месторождениями горного хрусталя; 2 – предполагаемые тектонические нарушения и направление их падения; 3 – зоны горизонтального растяжения (а – осевого, б – вспомогательных направлений); 4 – кварцевые жилы; 5 – элементы залегания сланцеватости пород. Остальные пояснения см. в тексте

Прослежена она на расстояние более 1 км. Мощность дайки также весьма выдержанная и составляет 1,5–3,0 м. Падение на запад, в сторону Светлинского купола, под углами 30–40°. Такие выдержанность простирания, мощности, углов падения позволяют считать, что дайка приурочена к крупной трещине скалывания, связанной с ростом Светлинской купольной структуры. В 1982 г. дайка была вскрыта по простиранию траншеей на 200 м, при средней глубине 3 м. В 1982–1983 гг. один из авторов (А. К.) проводил геологоразведочные работы на пегматитах Светлинского поля. Изучение внутреннего строения дайки № 4, характера распределения пегматитов, зональности, минерализации гнездового выполнения показывает, что внедрение аплит-пегматитового расплава произошло на регрессивном этапе куполообразования и мета-

морфизма. Минерализация пегматитов (морионы, микроклин, альбит, берилл, лепидолит, турмалин и др.) обусловлена теми флюидами, которыми был насыщен расплав во время внедрения. Признаков поступления минералообразующих флюидов из других источников (наложенной минерализации) не обнаружено. Все пегматитовые тела этой дайки тяготеют к ее висящему боку (около 0,5–1,0 м от контакта), что объясняется перераспределением флюидов в процессе кристаллизации расплава. В южной части траншеи дайка пересекается кварцевой жилкой. Здесь расположены гнезда с многоглавым дымчатым кварцем, иногда со слабой аметистовой окраской. На расстоянии около 3 м от кварцевой жилы пегматиты в дайке отсутствуют полностью. Вероятно, трещина, выполненная кварцем, нарушила равновесие системы и спокойную кристаллизацию расплава, потерявшего часть флюидов на данном интервале. Аналогичную ситуацию довелось наблюдать на гранит-пегматитовом теле № 2, о котором речь идет ниже. В борту карьера, сланцах кровли дайки, на участке выхода субвертикальной трещины (без кварцевой жилы) наблюдалось пламевидное по форме изменение пород, выраженное в их резком осветлении шириной около 1 м и высотой 1,5–2,0 м. В гранитном теле, в ближайшем к трещине интервале, пегматиты полностью отсутствуют.

Гранит-пегматитовая дайка № 2 расположена почти в центре отрицательной структуры. В процессе поисково-оценочных работ в 1982–1983 гг. дайка была отработана по простиранию карьером глубиной до 7 м и протяженностью 400 м, что позволило хорошо изучить ее строение. Эта дайка является полной противоположностью дайки № 4. Залегание ее плащеобразное, крайне неровное (рис. 3.36). Мощность тела невыдержанная. Распределение пегматитов, минерализованных гнезд и их минерализация контролируются морфологией контактов дайки [Кисин, 1991]. Вынесенные на рис. 3.36 пегматитовые тела реальные, выявленные при проходке карьера или в результате бурения. Но минерализация их разная. Есть гнезда с топазовой или турмалиновой минерализацией (зеленый полихромный турмалин), либо с аквамаринами. Есть гнезда с гелиодорами или гошенитами (бесцветный берилл). Дайка одна, состав ее не меняется, а минерализация пегматитов разная. Когда была установлена связь этого явления с морфологией контактов гранитного тела, то дальнейшая проходка карьера координировалась опережающим прогнозом, получившим высокую подтверждаемость. Для этого и была отрисована поверхность кровли дайки, показанная на рис. 3.36.

Суть такого контроля заключается в следующем. Расплав внедрился в разогретые породы, и температура его лишь незначительно превышала температуру среды. Этим обусловлено появление маломощных (первые сантиметры) зон закалки. Возникновение зон закалки обусловило и формирование первых трещин, параллельных контакту, к которым приурочены ранние прожилки пегматитов; мощность их обычно не превышает 10 мм, но прослеживаются они на десятки метров по всей дайке. Полезной минерализации эти пегматиты не содержат. Далее идет медленная кристаллизация расплава с тенденцией накопления флюида в остаточной фазе. Здесь начинает функционировать эффект термостатирования. Расплав-раствор накапливается на участках наиболее медленного остывания. На выпуклых контактах дайки объем «холодных» вмещающих пород больше объема расплава и он охлаждается быстрее. Остаточный расплав-раствор накапливается на удалении от контакта. На вогнутых контактах дайки ситуация противоположная и расплав накапливается вблизи контакта. Одновременно

идут медленная потеря флюида и его эволюция. В результате этого при плащеобразном залегании дайки, осложненной многочисленными перегибами и раздувами, конечный состав флюида в разных частях дайки различен. Этим и объясняется различная минерализация гнезд.

Данная дайка выполняет трещину растяжения, обусловленную ростом Борисовского купола или его совместным действием со Светлинским куполом: горизонтальное сжатие и вертикальное растяжение. Этим обусловлены ее плащеобразное залегание и сложная морфология контактов. Внедрение расплава могло быть на *раннем регрессивном этапе* становления Кочкарского метаморфического комплекса. Об этом свидетельствуют высокие температуры вмещающих пород и длительная кристаллизация расплава-раствора в спокойной тектонической обстановке с образованием минерализованных гнезд. Здесь добыты кристаллы мориона до 0,6 м в длину, а кристаллы берилла достигали 15 кг. Минералообразующие флюиды уже были в составе расплава на момент его внедрения, обеспечивая ему высокую подвижность. Именно этот фактор обеспечил перемещение расплава на максимальное расстояние от материнских пород. Он же, вероятно, определяет структурный контроль миароловых пегматитов с драгоценными камнями переходной редкометалльно-хрусталеносной субформации (по классификации А.И. Гинзбурга с соавторами [1979]). В случае перемещения расплава вверх от материнских пород (от апикальной части массива) происходят падение всестороннего давления, дегазация расплава и возрастание его вязкости. Следовательно, перемещение гранитного расплава вверх физически затруднено. Напротив, внедрение расплава в боковые породы, с сохранением величины всестороннего давления, ведет к сохранению его высоких флюидонасыщенности и подвижности. Этим, скорее всего, объясняется отсутствие гранитных даек на Светлинском месторождении горного хрусталя, но проявление сильного диафтореза. В согласии с этим находится и факт приуроченности пегматитового поля к межкупольной депрессии.

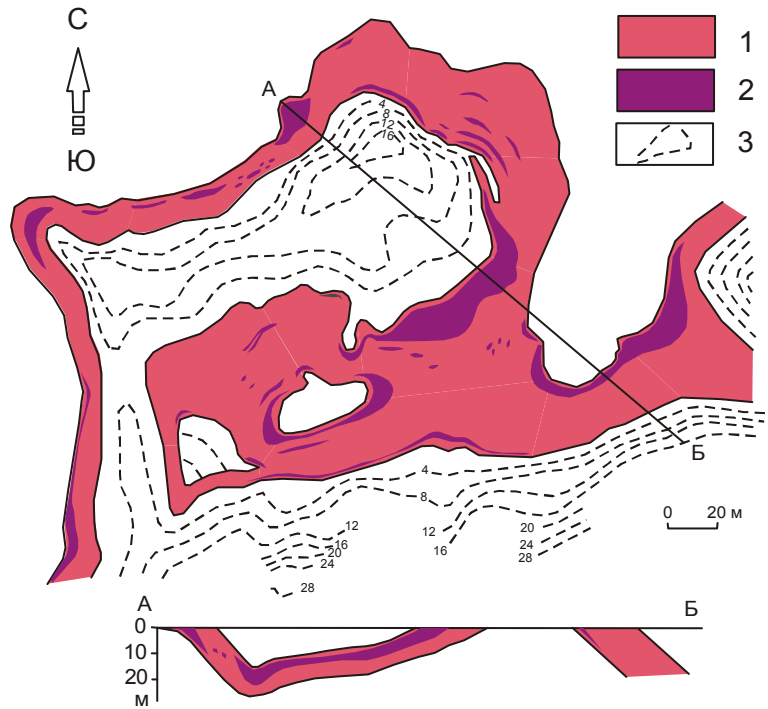
Таким образом, Светлинские месторождения золота (на западе), горного хрусталя (в центре) и пегматитового поля (на востоке) хорошо согласуются с выделяемым Светлинским куполом, образованным по модели блоковой складчатости.

Обсуждение геодинамических условий образования Кочкарского комплекса

Ранее были рассмотрены основные особенности геологического строения Кочкарского комплекса, взаимоотношения между мраморами и известняками, деформации пород и некоторые другие вопросы. Структура антиклинория линейная, вытянутая согласно уральским простираниям. Границы тектонические с надвиговой кинематикой и падением под смежные структуры. К ним приурочены протрузии серпентинизированных ультраосновных пород и тальцитов, что указывает на большую глубину их заложения и условия горизонтального сжатия. В то же время к ним приурочены мощные зоны брекчирования пород и интрузии гранодиоритов и плагиогранитов, что можно трактовать как отсутствие горизонтального сжатия либо существование его в сильно ослабленном виде. Это нехарактерно для типичных надвигов, сопровождаемых зонами милонитов и бластомилонитов. Такая ситуация неизбежно возникает в случае появления изгибающих моментов и вращения плоскости надвига, стремящейся принять вертикальное положение (см. главу 2).

Рис. 3.36. Гранит-пегматитовое тело № 2 Светлинского пегматитового поля (составлено с использованием материалов Ларинской экспедиции, А.С. Таланцева [1988] и собственных исследований).

1 – лейкократовый гранит (аплит); 2 – пегматиты; 3 – изогипсы кровли поверхности тела, м, отрицанные по результатам колонкового бурения. Остальные пояснения см. в тексте



В Кочкарском комплексе широко распространены раннекаменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, визейский возраст которых надежно определен по фаунистическим остаткам. Показано, что известняки граничат с мраморами и что, по крайней мере, часть мраморов образовалась по данным известнякам. На смежных с запада и востока площадях такие отложения неизвестны. Там широко распространены вулканогенно-осадочные отложения, датируемые силуром и девонем. Время заложения надвигов отнесено к позднему девону [Кейльман и др., 1973]. В лежачем боку надвигов находятся нижнекаменноугольные отложения. Следовательно, время их активности охватывает и этот период.

Особняком стоит вопрос о появлении раннекаменноугольных известняков в Кочкарском комплексе. Их отложение началось вскоре после заложения надвигов. Образование надвигов связано с режимом горизонтального сжатия. Следовательно, рифтовой структуры быть не могло. Можно предположить, что надвигание смежных блоков на Кочкарский блок привело к его некоторому погружению и заполнению образовавшейся депрессии морской водой (рис. 3.37б). Вертикальная нагрузка, созданная надвигами, сосредоточена на границах блока, что вызывает его опускание. На нижнюю часть блока действует выталкивающая сила, направленная вверх. Таким образом, в блоке возникают изгибающие моменты, вызывающие формирование положительного изгиба. Изгиб создает условия горизонтального растяжения в верхней части блока, что ведет к дополнительному опусканию его поверхности. Сочетанием этих двух факторов можно объяснить образование нижнекаменноугольных отложений в Кочкарском блоке. С позиций диапироидного всплывания разогретого глубинного материала или внедрения гранитной магмы эти факты не находят удовлетворительного объяснения.

Стиль деформаций пород в лежащих и висячих боках надвигов разный: в Кочкарском блоке развиты куполовидные структуры, а на смежных блоках получила развитие линейная складчатость. Последняя объясняется условиями одноосного горизонтального сжатия в верхней части блоков отрицательного изгиба. Образование куполовидных структур рассмотрим подробнее.

Г.А. Кейльман с соавторами [1973] выделяют несколько этапов деформаций в Кочкарском комплексе (см. ранее). Ранний этап включает возникновение «взбросо-надвигов» и «плавных открытых складок продольного изгиба преимущественно субмеридионального простирания». В наших построениях это отвечает опусканию блока под весом надвигаемых смежных блоков и возникновению в нем положительного продольного изгиба коры. На втором этапе, по цитируемым авторам, происходит «расчленение крупных положительных структур на поднятия более высоких порядков», «на фоне общего блокового воздымания и... площадного метаморфизма появляются участки повышенных тепловых потоков... и тенденция к смене линейной складчатости нелинейной, купольной». Купольный тектоногенез исследователи напрямую связывают с участками повышенных тепловых потоков и развитием в них «раннекинематических гранитов». Аналогичной точки зрения придерживаются и В.Б. Болтыров с соавторами [1973]. Далее мы неизбежно должны рассматривать деформации и метаморфизм совместно.

Данными исследователями установлено, что региональный метаморфизм в Кочкарском комплексе начал развиваться в позднем девоне, что по времени совпадает с заложением надвигов и «открытой пологой складчатости продольного изгиба». Кульминации он достиг в среднем карбоне. Интенсивность метаморфизма нарастала во времени. Одновременно менялись условия метаморфизма с более глубинных на менее глубинные. В раннем карбоне Кочкарский блок был погружен и в его пределах отлагались известняки. Глубина погружения, вероятно, была небольшая и не могла служить причиной регионального метаморфизма. В парагенезис раннего этапа В.Б. Болтыров с соавторами [1973] отнесли растащенные по сланцеватости зерна ставролита, зеленый биотит и плагиоклаз с обратной зональностью. Трудность выделения минеральных парагенезисов раннего этапа очевидна. Поэтому дополнительным аргументом в пользу выделения метаморфизма раннего этапа послужила статистическая обработка имеющихся к тому времени около 130 определений радиологического возраста метаморфических и магматических пород Кочкарского комплекса. Они дают три максимума: 360, 310 и 270 млн лет. Первая цифра связывается с позднедевонским (ранним) метаморфизмом, вторая отвечает по современной стратиграфической шкале позднему карбону, а третья характеризует время становления позднекинематических гранитоидов (дайкового комплекса). В смежном с запада блоке уровень метаморфизма отвечает мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и только в узкой зоне, прилегающей к Кочкарскому блоку, поднимается до биотит-хлоритовой субфации (см. рис. 3.4). Метаморфизм этого блока был синдеформационным. По мнению этих исследователей, он связан с «термальным воздействием перемещающегося на более высокие гипсометрические уровни более прогретого блока пород метаморфического комплекса» [Болтыров и др., 1973, с. 54]. С данным предположением можно согласиться только в отношении зоны биотит-хлоритовой субфации. Внутренняя часть этого блока слишком удалена от Кочкарского блока, и для мета-

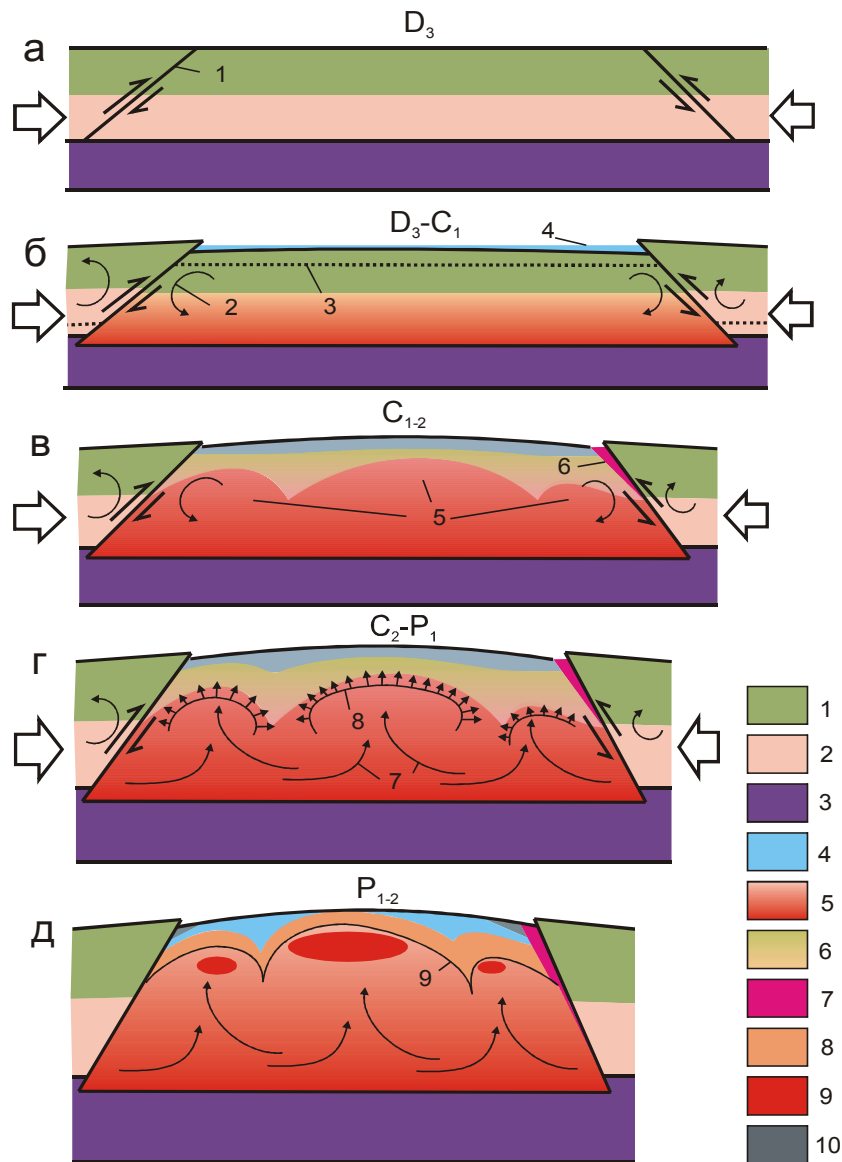


Рис. 3.37. Схема развития геологических процессов в Кочкарском блоке в позднепалеозойское время.

Условные обозначения: 1 – вулканогенно-осадочные палеозойские отложения; 2 – допалеозойский сиалический фундамент; 3 – нижняя пластичная кора предположительно основного и ультраосновного состава; 4 – морской бассейн (на рис. б), мраморы (на рис. д); 5 – термоградиентное поле, созданное деформациями коры; 6 – то же, для вулканогенно-осадочного комплекса; 7 – трещинные интрузии гранодиоритов и плагиигранитов, связанные с перегревом пород на границе верхней и нижней коры; 8 – кристаллические сланцы и амфиболиты метаморфического обрамления куполовидных структур; 9 – анатектические граниты; 10 – нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения.

Цифры на рисунке: 1 – тектонические нарушения с надвиговой кинематикой; 2 – вращающие моменты; 3 – примерное положение нейтральной поверхности в блоке положительного изгиба; 4 – депрессия, занятая морским бассейном, образованная в результате задавливания блока вниз; 5 – термальные купола; 6 – трещинные интрузии ранних гранитоидов; 7 – тектонические потоки разогретых пород; 8 – фронт разрастающихся ядер куполовидных структур; 9 – поверхность гранитогнейсовых массивов.

а-г – прогрессивный этап процесса, связанный с поступлением в систему тектонической энергии от внешних источников (большие стрелки); д – переход к регрессивному этапу процесса. Остальные пояснения см. в тексте

морфизма этой его части нужно искать другие источники энергии. В модели блоковой складчатости таким источником является горизонтальное сжатие на верхних горизонтах, вызванное изгибом коры. В согласии с этим находится и линейная складчатость, характерная для этого блока.

В раннекаменноугольное время (по визе включительно) в Кочкарском блоке еще шло накопление карбонатных и терригенно-карбонатных пород. Купологенез активно развиваться мог только в поствизейское время. Горизонтальное сжатие Кочкарского блока и продольный изгиб должны были вызвать его общее широтное сокращение и утолщение нижней части коры, прямо пропорциональное расстоянию до нейтральной поверхности. Поскольку толщина зоны сжатия при блоковой складчатости значительно превышает толщину зоны растяжения, поверхность блока должна была приподняться. Механическая энергия сжатия трансформируется в другие виды энергии, прежде всего в тепловую. Поскольку деформации сжатия охватывают весь объем этой зоны, то и разогрев происходит во всем объеме, но неравномерно, в соответствии с существующим полем напряжений. Максимальный разогрев достигается в подошве осевой части блока, т. е. наблюдается фокусировка энергии. Таким образом, в зоне сжатия блока положительного изгиба за счет тектонического фактора возникает стрессовое давление и отмечается разогрев пород.

Как говорилось в главе 2, в блоке положительного изгиба коры действует прямой градиент стрессовых напряжений, вызывающий отжимание флюидов вверх. Вместе с флюидами переносится и тепловая энергия, что создает условия для раннего регионального метаморфизма и образования термальных куполов – участков повышенных тепловых потоков (см. рис. 3.37в). Вовлекается в вертикальное движение и разогретый материал. Возросшее всестороннее давление и рост температуры способствуют пластическим деформациям пород. Наиболее интенсивные вертикальные течения происходят в ядрах термальных куполов. Возникновение тепловых потоков могло иметь место уже в раннекаменноугольное время. Но формирование куполовидных структур могло начаться только в поствизейское время. В чем причина такого запаздывания?

Разогрев пород мог быть весьма значительным, поскольку напряжения при изгибе прямо пропорциональны расстоянию до нейтральной поверхности. Максимальный разогрев, как говорилось ранее, достигается в подошве блока. Менее прогретые породы на более высоких горизонтах, находящиеся в условиях более низких всесторонних давлений, до какого-то времени служат упором для потоков уже достигших пластичного состояния пород глубоких горизонтов. Этим может быть обусловлен их дополнительный прогрев. Кроме того, часть разогретого пластичного материала при сильном горизонтальном стрессе отжимается вниз. Можно предположить, что при этом мог возникнуть магматический очаг. С ним мы связываем трещинные интрузии гранодиоритов и плагиогранитов Пластовского и Коелгинского массивов на восточной границе блока и Котликовского массива на его западной границе. Приуроченность этих массивов к границам блока (см. рис. 3.37в) объясняется наличием здесь тектонических нарушений, достигающих кровли нижней коры. Этим можно объяснить появление в зонах небольших массивов (протрузий) серпентинитов, а также многочисленных ксенолитов гнейсов, подробно описанных в Пластовском массиве А.П.

Смолиным [1975]. Данные массивы интрузивных гранитоидов относятся к тоналит-гранодиоритовой формации, сформировавшейся из маловодной андезито-дацитово́й магмы в гипо- и мезоабиссальных условиях глубинности [Ферштатер, Бородина, 1975; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994; и др.], что хорошо согласуется с излагаемой моделью. Гранитоиды данных массивов испытали бластокатаклиз, перекристаллизацию и гидротермально-метасоматическую переработку (микроклинизацию, альбитизацию, мусковитизацию и т. п.). На основании изучения расплавных включений в пороодообразующем кварце В.И. Сначевым с соавторами [1989] температуру расплава в момент внедрения гранитоидов первой и второй фаз оцениваем в 870° и 850°С соответственно. Для Коелгинского массива получены еще более высокие цифры: 900°С в момент внедрения и 850°С при начале кристаллизации расплава. Время внедрения данных массивов всеми исследователями принимается как раннекаменноугольное (граница девона–карбона [Огородников и др., 2004]). Принимая во внимание тот факт, что на Андрее-Юльевском участке (на проявлении розовых топазов) дайкообразное тело плагиогранитов разделяет вулканогенно-осадочные породы позднего девона и мраморизованные известняки с визейской фауной, время внедрения может быть только поствизейским. Вероятнее всего, внедрение интрузий гранодиоритов и плагиогранитов продолжалось весь раннекаменноугольный период, синхронно с деформациями и метаморфизмом раннего этапа.

По мере прогрева пород зоны сжатия повышается и пластичность пород на верхних горизонтах коры. Они сами начинают пластически деформироваться и больше не могут играть роль упора. С этого времени начинается куполообразование. Пластические потоки в ядрах термальных куполов перемещают разогретый материал на верхние горизонты коры (см. рис. 3.37г). Движение этого материала полностью обеспечивается стрессовыми напряжениями, в сравнении с которыми роль сил гравитационного всплывания ничтожно мала. С появлением пластических потоков должен прекратиться существование магматического очага, функционировавший до этого времени на границе верхней и нижней коры. Это объясняется тем, что пластические деформации пород при нагревании достигаются раньше, чем температуры их плавления, при том же всестороннем давлении.

При подъеме разогретого пластичного материала на верхние горизонты коры плавления пород также не происходит, поскольку он не утрачивает связь с глубинными участками, благодаря чему в нем поддерживается высокое давление. Поднявшись выше нейтральной поверхности и выйдя из зоны стрессовых напряжений, но сохраняя глубинный корень, горячая пластичная масса становится источником высоких температур и стрессовых напряжений для окружающих пород. Еще находясь в верхней части зоны сжатия (ниже нейтральной поверхности) и имея глубинный корень, пластичная масса уже обладала избыточным давлением по сравнению с тем, какое могло создать стрессовое напряжение изгиба на данном горизонте. Это вело к непрерывному увеличению ширины пластического потока. Выше нейтральной поверхности поток в горизонтальном направлении резко возрастает, что придает ему грибообразную форму (см. рис. 2.19, 3.37г).

Стиль тектоники на данном этапе определяет выжатая с глубоких горизонтов разогретая пластичная масса, не утратившая глубинный корень. Это ее главное отличие

от диапироидного гравитационного всплывания горячих масс, лишенных такого корня. Она становится источником тепловой энергии и стрессовых напряжений на верхних горизонтах коры. Существование глубинного корня обеспечивает непрерывное поступление материала и энергии в ядро купола. Оказавшись в зоне горизонтального растяжения и в окружении контрастных по температуре пород, она быстро теряет тепловую энергию и вязкость ее краевых частей резко повышается. Непрерывный подток новых порций разогретого пластичного вещества ведет к разрывам возникшей «зоны закалки», которые также закупориваются теряющим пластичность материалом, вновь взламываются и закупориваются. Это предотвращает появление анатектических гранитных расплавов на раннем (прогрессивном) этапе, но обеспечивает разрастание структуры. Породы окружения находятся в градиентном температурном поле и испытывают зональный метаморфизм. Поле напряжений этой растущей структуры более сложное, чем поле температур (см. рис. 2.19). Породы кровли испытывают всестороннее горизонтальное растяжение с доминантой по линии наименьшего радиуса кривизны поверхности ядра купола (разогретой пластичной массы, выжатой с глубоких горизонтов). Деформации пород кровли осуществляются как образованием трещин отрыва, ориентированных по нормали к поверхности ядра купола, так и деформациями простого сдвига, ориентированного по касательной к этой поверхности. По линии наименьшего радиуса кривизны поверхности ядра купола может образоваться зона осевого растяжения. По другим направлениям могут возникать радиальные зоны растяжения, как это показано в следующем подразделе.

По мере смещения к краям купольной структуры напряжения горизонтального растяжения постепенно сменяются напряжениями горизонтального сжатия, вызванного давлением со стороны растущего купола на боковые породы. Векторы давления такого поля ориентированы по нормали к поверхности купола, а величина напряжений зависит от сопротивления боковых пород этому давлению. Понятно, что в направлении кровли они не могут превышать массы вышележащих пород и их прочности на разрыв. Но с выполаживанием векторов давления к массе вышележащих пород добавляется прочность пород на скалывание (на сдвиг). Иначе говоря, напряжения сжатия находятся в прямой зависимости от наклона векторов к горизонтальной поверхности: чем меньше угол наклона, тем больше сопротивление пород на сжатие и тем выше возникающие напряжения. В горизонтальной плоскости напряжения определяются прочностью пород на сжатие. Здесь напряжения максимальные. Основным видом деформаций становится чистый сдвиг. Кливаж течения в мраморах, показанный ранее, является ярким примером таких деформаций. Напомним, что кливаж в мраморах наблюдался при углах падения более 45° , а наиболее интенсивный кливаж имеет субвертикальное падение. Можно указать также на распределение кианитсодержащих пород на площади Кочкарского метаморфического комплекса: все они располагаются на участках грабен-синклиналей, зажатых между куполовидными структурами и жесткой рамой обрамления (Борисовские сопки, Чуксинский участок, к западу от д. Михайловка, около д. Радиомайка). На межкупольных участках нам таких пород неизвестно (хотя только в период с 1979 по 1987 г. одним из авторов было просмотрено более 11 тыс. шлиховых проб с Кочкарского комплекса, в том числе из кор выветривания). На такую зависимость указывает и Г.А. Кейльман [1974]. Объясняется это килевидной формой межкупольных структур.

Только при переходе к *регрессивному этапу процесса* (снятие горизонтальных тектонических сил) давление в ядре куполовидной структуры падает до литосферного, что сопровождается процессами анатексиса и ультраметаморфизма (см. рис. 3.37д). Поступление глубинного пластичного материала прекращается. В грабен-синклиналях открываются прежде закрытые трещины, в том числе трещины кливажа. Гранитный расплав, обогащенный флюидами и обладающий высокой текучестью, внедряется в трещинное пространство. Высокая температура пород окружения способствует этому. Как говорилось ранее, в Кучинском карьере наблюдается много даек гранитов и пегматитов. Особенно много даек приурочено к трещинам кливажа в мраморе. Мощность таких даек обычно не превышает 10–20 мм, а прослеживаются они на многие десятки метров. Гранитные прожилки мощностью около 1 мм внедряются в межзерновое пространство мрамора. Все это указывает на очень высокую насыщенность гранитного расплава флюидами. Зоны закалки в дайках отсутствуют, что объясняется высокой температурой среды. По некоторым оценкам, объем дайкового материала на данном участке грабен-синклинали достигает 50% (см. рис. 3.5). В это время образовались и пегматиты Светлинского поля. Начинается активная дегазация внутренних частей куполовидных структур, вызывающих диафторез пород окружения и главным образом кровли. С ними связаны участки грейзенизации, выявленные геолого-съёмочными работами, например, на Варламовском массиве.

Гранитоиды Кочкарского антиклинория отнесены к гранитному формационному типу [Ферштатер, Бородин, 1975] и разделены на три комплекса: варламовский, санарский и кабанский. Все они часто локализованы в одних и тех же массивах и представляют стандартную последовательность водного гранитоидного плутонизма, отражая эволюционный ряд. Применительно к сказанному о развитии купольного тектогенеза варламовский комплекс может соответствовать поднятому с глубины пластичному материалу, испытавшему гранитизацию и потерявшему пластичность вследствие повышенного теплообмена, т. е. отвечает краевой части ядра купола. Санарский комплекс больше соответствует анатектическим гранитам, возникшим в результате снятия тектонических напряжений. Кабанский комплекс относится к анатектическим дайковым, локализованным в около- и межкупольном пространстве, а также в апикальной части куполов. Радиологические возрасты комплексов, определенные по цирконам, характеризуются следующими цифрами: варламовский 310–300 млн лет, санарский 288–290, кабанский моложе 285. Согласно этим данным, формирование варламовского комплекса отвечает позднему карбону, времени интенсивного метаморфизма и куполообразования [Болтыров и др., 1973; Кейльман и др., 1973; Кейльман, 1974; Огородников и др., 2004]. Время формирования санарского комплекса попадает на раннюю пермь, а кабанского – охватывает весь пермский период. Граница карбон–пермь – это время снятия тектонических напряжений. Гранитоиды кабанского комплекса имеют самый большой разброс цифр, что естественно для регрессивного этапа процесса. Г.Б. Ферштатер с соавторами отмечают, что «их формирование отвечает эпохе стабилизации, последовавшей за позднепалеозойской коллизией, с которой связано становление гранитов варламовского и санарского комплексов» [Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994, с. 165].

Таким образом, мы видим хорошую согласованность результатов исследований деформаций, метаморфизма и магматизма, проведенных разными исследователями в разное время: заложение надвигов и ранние деформации в позднем девоне и продолжавшиеся в раннем карбоне [Кейльман и др., 1973]; ранний региональный метаморфизм (ранний карбон) [Болтыров и др., 1973]; тепловые потоки и куполообразование [Кейльман и др., 1973]; интенсивный регионально-зональный метаморфизм, связанный с куполообразованием [Болтыров и др., 1973]; становление варламовского гранитного (гранитогнейсового) комплекса [Ферштатер, Бородина, 1975; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994] в позднем карбоне; стабилизация тектонической обстановки и становление санарского комплекса на границе карбона–перми. Завершает процесс становление дайкового комплекса и пневматолито-гидротермальные преобразования пород в пермский период. Продолжительность прогрессивной стадии охватывает весь карбон и часть позднего девона, что составляет 60–70 млн лет. Половину этого времени или несколько больше составляет ранний этап. На регрессивном этапе процесса идет медленное охлаждение всего блока коры, что сильно растягивает его во времени и завершается, вероятно, в мезозое (юре?).

Стиль тектоники Кочкарского антиклинория на современном эрозионном срезе определяют куполовидные структуры, являвшиеся источниками тепловой энергии и стрессовых напряжений для пород обрамления. В этом плане полезно привести результаты исследований Е.П. Васильева с соавторами [1999] по структурно-метаморфической зональности нескольких метаморфических комплексов южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Для слюдянского и хамардабанского комплексов: от периферии к центру – прогрессивный метаморфизм от хлорит-мусковитовой ступени зеленосланцевой фации до гиперстен-силлиманитовой ступени гранулитовой фации. Для Патомского нагорья зональность составляет последовательность от диагенеза до кианит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. В соответствии с этим выделяются пять структурно-деформационных зон (в той же последовательности): 1) складки продольного изгиба и послыйный кливаж; 2) продольное сплющивание и секущий кливаж (кливаж течения); 3) кристаллизационная сланцеватость, линейная складчатость с пластическим перераспределением вещества; 4) зона высоких температур, пониженной вязкости, палингенеза и гранитизации, зона формирования гранитогнейсового купола и «мигматитовой» складчатости; 5) зона гранулитовой фации и повышенной вязкости, преобладают складки продольного изгиба с послыйным течением, пересекающиеся складки, структуры гигантского отслаивания и мегабудинаяж. Здесь мы видим полное согласие с результатами исследований по Кочкарскому комплексу, за исключением пятой зоны. Интересны данные цитируемых авторов относительно латерального барического градиента, который местами достигает 0,4 кбар/км, что даже превышает литостатический градиент. Авторы объясняют это значительной или даже решающей ролью «тектонического сверхдавления (стресса) при формировании структурно-метаморфической зональности». Их вывод: «зональные метаморфические комплексы южного обрамления Сибирского кратона формировались под воздействием импульсов тангенциального сжатия» [Васильев и др., 1999, с. 117]. Именно это отражено в результатах исследований по Кочкарскому комплексу, приведенных ранее.

Е.П. Васильев с соавторами [1999] возникшую структурную зональность объясняют неоднородностью реологического поведения толщ при деформациях в условиях метаморфического Р-Т градиента. Это так. Но, по нашему мнению, главная причина не в этом, а в существовавшем поле напряжений в окружении растущего купола: под каким углом к горизонту ориентирована ось главного сжимающего напряжения купола и в результате какое сопротивление может оказать окружение этому давлению. Следствием является способ деформации пород. При горизонтальной ориентировке оси напряжение сжатия максимальное. При увеличении угла наклона этой оси к горизонту возрастает роль деформаций простого сдвига, проходящих при более низких напряжениях. Реальное поле напряжений осложнено реакцией различных по реологическим свойствам пород метаморфического обрамления на эти напряжения.

Рудоконтролирующая роль куполовидных структур

Куполовидные структуры определяют не только стиль деформаций, метаморфизм и магматизм, но и размещение всех месторождений полезных ископаемых, известных на рассматриваемой площади. Часть их показана на рис. 3.2. и неоднократно упоминалась в тексте. Здесь рудоконтролирующую роль этих структур рассмотрим на примере Светлинского купола, сохранившего надкупольную часть разреза. На рис. 3.38 схематично показан модельный субширотный профиль через месторождения и проявления золота, рубинов, розовых топазов, горного хрусталя и пегматитовое поле, включая западную границу метаморфического комплекса. В правом краю рис. 3.38 изображена западная часть Борисовского массива. Купольные структуры разрастаются за счет глубинного корня, обеспечивающего непрерывное поступление материала и энергии, а также за счет процессов гранитизации, охватывающих и породы кровли. Поле напряжений в ядре купола достаточно простое, изотропное, поскольку породы в нем обладают высокой пластичностью. Ближе к границе ядра в связи с повышенным теплообменом вязкость материала быстро возрастает и поле напряжений меняется. Здесь действуют силы сжатия, связанные с давлением в ядре купола, ориентированные по нормали к его поверхности; силы растяжения, ориентированные вдоль этой поверхности, достигающие максимума в направлении участка наиболее быстрого роста структуры; сдвиговые напряжения, достигающие максимума в том же направлении и связанные с течением пластичного материала в ядре купола. Процессы гранитизации и пластичный сдвиг способствуют гнейсификации пород ядра.

В кровле структуры действуют радиально ориентированные силы горизонтального растяжения и сдвиговые напряжения, обеспечивающие вертикальное перемещение пластичных пород ядра купола. Образуются трещины отрыва, ориентированные по нормали к поверхности ядра купола, синхронно заполняющиеся кварцем. В межкупольных пространствах преобладают силы горизонтального сжатия, вертикального растяжения и сдвиговые напряжения. Формируются горизонтальные трещины отрыва и трещины скалывания, впоследствии вмещающие дайки гранитоидов и пегматитов. Об образовании месторождений горного хрусталя и пегматитового поля говорилось ранее.

Характер положения касательных напряжений и трещин растяжения в окружении растущей купольной структуры показан на рис. 3.39. Максимальные сжимающие напряжения ориентированы по нормали к поверхности, а растягивающие напряжения

комфортны поверхности купола. При этом u_2 лежит в горизонтальной плоскости. Трещины растяжения ориентированы перпендикулярно границе купола. Возможно, что к таким трещинам растяжения приурочены субширотные кварцевые жилы в Светлинском карьере. В восточном обрамлении Борисовского купола, кальцитовых мраморах наблюдаются многочисленные протяженные щелевидные (ширина 1–2 м, протяженность до 100 м и более, глубина неизвестна) рвы, заполненные рыхлыми отложениями (рис. 3.40). Ориентированы перпендикулярно границе купола. Расстояние между рвами 2–4 м. Они полностью соответствуют трещинам растяжения, показанным на рис. 3.39.

Таким образом, наблюдается отчетливый контроль размещения месторождений и рудопроявлений разных полезных ископаемых куполовидными структурами. Хорошо известное Кочкарское месторождение золота расположено в северо-восточном обрамлении Борисовской куполовидной структуры. На плагиограниты Пластовского массива наложены метасоматическая биотитизация и гнейсовидность, субконформная поверхности Борисовского купола. Основная часть кварцевых жил Кочкарского месторождения ориентирована почти перпендикулярно границе купола и, вероятно, генетически связана с ним. Есть все основания предполагать и связь самого Кочкарского месторождения золота с Борисовской купольной структурой. Южнее, в восточном обрамлении той же структуры, известно Андреевское месторождение золота, локализованное в мраморах. Еще южнее, в восточном обрамлении Санарского массива, одним из авторов (А. К.) встречены биотитовые слюдиты с плагиоклазом, рутилом, комковатым арсенопиритом и самородным золотом (ассоциация золота с арсенопиритом характерна для Кочкарского месторождения).

Источниками энергии для структурно-вещественных преобразований коры, мобилизации и переотложения рудного вещества в Кочкарском антиклинории послужили деформации коры, начавшиеся с образования надвиговых структур. Геологическая предыстория площади здесь не рассматривается. Геологический разрез и петрографический состав коры в блоках отрицательных и положительных изгибов могли быть одинаковыми. Но в блоке положительного изгиба утолщение коры достигается за счет сжатия ее нижней части, расположенной ниже нейтральной поверхности: укорачиваются/утолщаются нижняя кора и гранитогнейсовое основание, а породы верхней коры подвергаются гранитизации. В блоке отрицательного изгиба укорачивание/утолщение испытывает верхняя часть коры, сложенная вулканогенно- и терригенно-осадочными образованиями. В результате этого смежные блоки после структурно-вещественных преобразований могут разделиться на фемический, салический и смешанный типы коры. Различный тип метаморфизма в этих блоках усиливает их контрастность. Но такое разделение могло быть и доскладчатым. Геологическая предыстория площади вносит корректировку в конечный результат деформаций.

Ситуация, подобная описанной для Кочкарского метаморфического комплекса, наблюдается и в других метаморфических комплексах Главного гранитного пояса Урала. Поэтому далее мы кратко привели результаты исследований по Суундукскому и Мурзинско-Адуйскому комплексам, чтобы обратить внимание читателя на некоторые их различия и дополнить изложенную модель. Здесь исследования связаны преимущественно с изучением карбонатных пород и их взаимоотношений с гранитогнейсовыми массивами, дайковыми образованиями, времени и последовательности минералообразования.

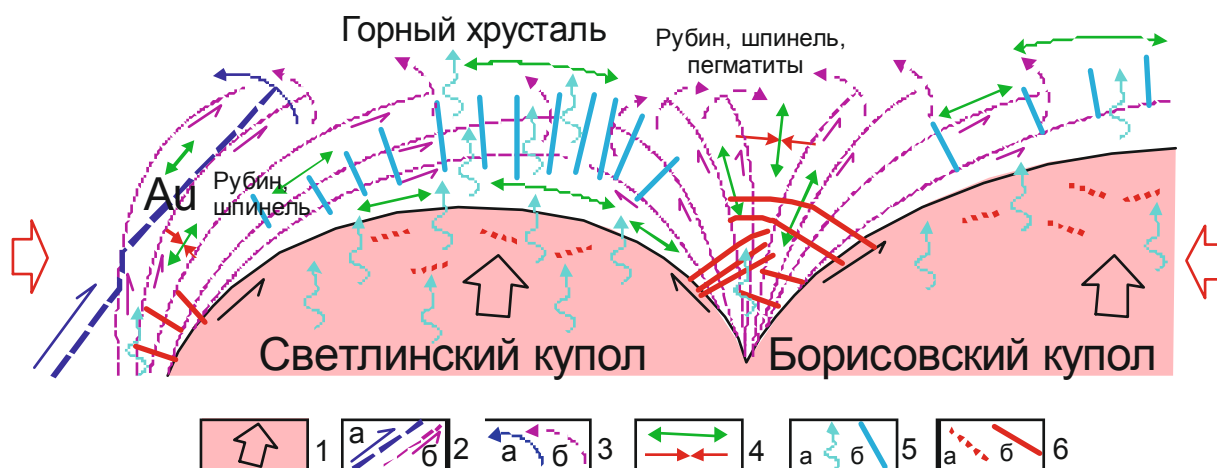


Рис. 3.38. Модель образования Светлинской куполовидной структуры и минерализации ее обрамления.

1 – гранитогнейсовый разогретый пластичный материал и направление его движения; 2 – тектоническая граница между блоками положительного и отрицательного изгибов с кинематикой надвига (а) и локальным сдвиговым течением пород (б); 3 – направление вращения (а – плоскости надвига, б – тектонических срывов); 4 – направление растягивающих и сжимающих сил; 5 – восходящие флюиды (а), кварцевые жилы (б); 6 – пегматиты (а – в ядре купола, б – в обрамлении купола. Остальные пояснения см. в тексте

3.3. Суундукский метаморфический комплекс

Не менее ярко пластические деформации карбонатных пород проявлены в Суундукском метаморфическом комплексе, расположенном примерно в 200 км южнее, в той же структурной позиции (см. рис. 3.1). В отличие от Кочкарского Суундукский комплекс характеризуется достаточно простым строением (рис. 3.41). Куполовидный массив, сильно удлиненный в меридиональном направлении, сложен плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и гранитоидами. На севере он смыкается с Джэбык-Карагайским комплексом. Все границы тектонические. Зона метаморфизованных пород относительно неширокая и измеряется первыми сотнями метров. Это позволяет отчетливее видеть связи между деформациями, метаморфизмом и куполообразованием. В массиве распространены дайки гранитов и пегматитов, в том числе и с бериллом. В южной и юго-западной частях 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 для наших целей оказались многочисленные обнажения карбонатных пород около п. Кировский, в юго-западном обрамлении массива (см. рис. 3.41). Здесь полоса мраморов и темных известняков с нижнекаменноугольной фауной, суммарной шириной более 300–400 м, прослеживается в северо-западном направлении на 1,5–2,0 км, согласно контакту с кристаллическими сланцами и гнейсами. Обнаженность достаточно высокая, но неравномерная. На данном участке карбонатная толща пересекается почти под прямым углом тремя небольшими логами, берущими начало на гнейсово-сланцевом массиве. Этими логами карбонатная толща

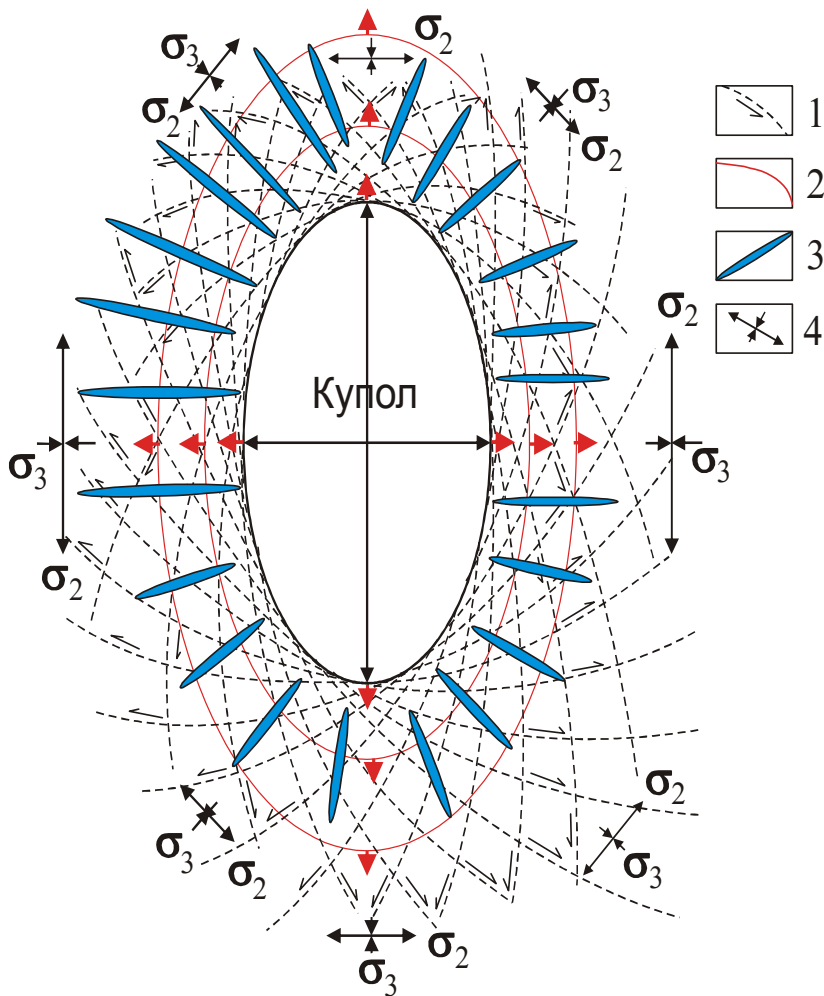


Рис. 3.39. Главные и касательные напряжения, создаваемые растущей купольной структурой.

1 – траектории касательных напряжений и направление смещения; 2 – то же, образующие веер, раскрытый кверху (красные стрелки – направление падения, см. рис. 3.38); 3 – крутопадающие трещины растяжения; 4 – оси главных напряжений



Рис. 3.40. Субширотные протяженные щели в мраморах Еленинского прииска, ориентированные перпендикулярно границе купола (восточное обрамление Борисовского купола)

вскрывается вкрест простирания почти на всю ширину. Самый крупный из логов находится в южной части участка, напротив п. Кировский. Контакт карбонатных пород с гнейсово-сланцевой толщей скрыт корами выветривания и карстовыми образованиями, формирующими депрессию шириной около 180 м. Карбонатная порода в крайнем северо-восточном обнажении представлена плотными белыми среднезернистыми кальцитовыми и доломит-кальцитовыми мраморами. Среди аксессуарных минералов в мраморах отмечены рубины, флогопит, графит, флюорит, зеленый турмалин, пирит и пирротин. Признаков кливажа, слоистости и полосчатости в мраморе не наблюдается. Мраморы слабо рассланцованы, что выражено повышенной трещиноватостью, субконформной контакту мраморов с гнейсово-сланцевой толщей. Ширина рубиноносных мраморов здесь составляет около 150 м. Далее к юго-западу в интервале около 200 м обнажаются преимущественно средне-крупнозернистые кальцитовые мраморы (1 типа). Затем они сменяются зоной чередования мраморов 1 типа и мраморизованных известняков. Ширина зоны составляет 200–250 м. Далее к юго-западу наблюдаются только известняки. Таким образом, в поперечном разрезе карбонатная толща представлена (от гнейсово-сланцевого массива) зоной мрамора (300–350 м), в том числе рубиноносного, 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 (рис. 3.42).

По простиранию карбонатная толща рассекается долиной р. Каменки, правого притока р. Суундук. На северо-запад от п. Кировский, в интервале протяженностью 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 (рис. 3.43). Ширина рва от 10 до 20 м. Высота бортов достигает 3–4 м, и в них наблюдаются многочисленные скальные выходы известняков, реже мрамора; причем мрамор отмечается только в левом, северо-восточном, борту. Тектоническая природа упомянутого 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 тектонической зоны 140° ЮВ. В днище депрессии местами обнажаются тонкозернистые белые сахаровидные доломит-кальцитовые мраморы с мелкоплитчатой (2–5 см толщиной) отдельностью того же простирания и падающей на юго-запад под углом 37 – 47° (рис. 3.44). На выветрелой, препарированной ветрами и дождями поверхности породы просматриваются многочисленные частично залеченные трещины еще нескольких систем. Аксессуарные минералы представлены пиритом, флогопитом, зеленым турмалином и *недеформированными* кристалликами графита. В лежащем северо-восточном боку тектонической зоны залегают темные известняки с тонкоплитчатой отдельностью (азимут прост. 140° , угол пад. 37°). Толщина плиток 10–20 мм. Данная отдельность больше всего отвечает кливажу сланцеватости. По трещинам кливажа иногда встречаются крупные сноповидные агрегаты бурого амфибола, вероятно, тремолита, час-

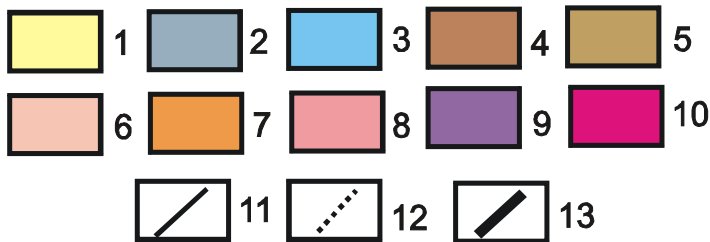
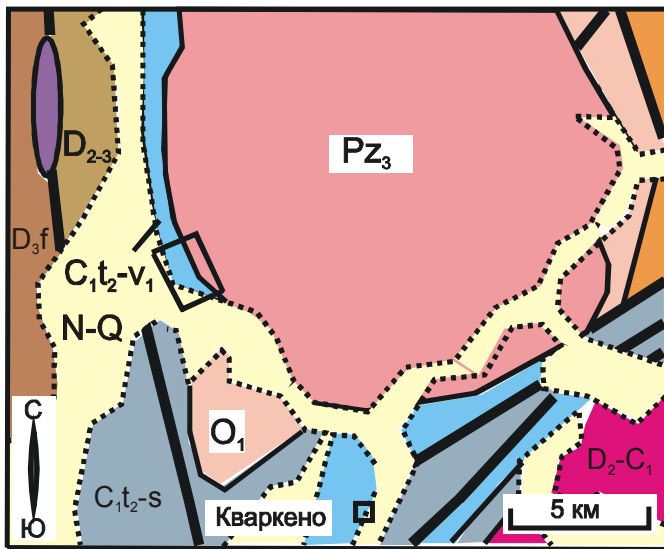


Рис. 3.41. Геологическая карта южной части Суундукского метаморфического комплекса [Геологическая карта Урала масштаба 1:500000, 1979 г., с упрощениями].

1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – терригенно-карбонатные породы ($C_1 t_2-s$); 3 – мраморы, мраморизованные известняки ($C_1 t_2-s$); 4 – вулканогенно-осадочные породы (D_3f); 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 – плагииграниты (D_2-C_1); 11 – геологические границы; 12 – границы распространения рыхлых отложений; 13 – тектонические нарушения. Прямоугольником показан участок исследований

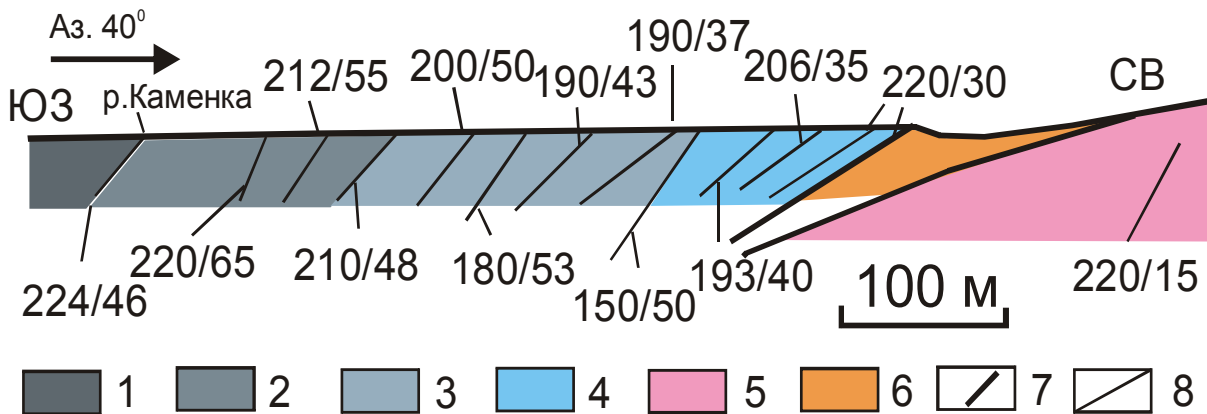


Рис. 3.42. Схематический разрез метаморфического обрамления Суундукского массива по логу, напротив п. Кировский.

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). Остальные пояснения см. в тексте

тично замещенного тальком. В противоположном, висячем боку, тектонической зоны также находятся темные известняки, но трещины кливажа в них отсутствуют, за исключением редких выдержанных по простиранию трещин, делающих породу толсто-плитчатой. В интервале 2–3 м от тектонической зоны известняки разбиты многочисленными крутопадающими трещинами на блоки сильно уплощенной клиновидной

(ромбовидной) формы (рис. 3.45), несколько осветлены и слабо гранулированы. Известняки висячего 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 висячий контакт зоны по простиранию неровный и изобилует многочисленными вздутиями, которым соответствуют увеличения мощности тел мрамора 1 типа (рис. 3.46). Линзовидные тела известняка отмечается и в полном окружении этого мрамора. В этих случаях они больше напоминают «ксенолиты», нежели «реликты», хотя признаки того и другого выражены недостаточно отчетливо.

По совокупности признаков можно предположить, что *активным был лежащий бок* тектонической зоны, перемещавшийся вверх и на юго-запад, одновременно испытывая вращение против часовой стрелки. Объясняется это ростом (объема) куполовидной структуры, в юго-западном крыле которой расположен описываемый участок. Об этом свидетельствуют кливаж сланцеватости в лежащем боку зоны и более пологие углы его падения в сравнении с кливажом тектонической зоны и плоскостными элементами пород висячего бока. Известняки висячего бока подверглись частичной грануляции и пластическим деформациям, но кливаж в них практически не проявился. Только в непосредственной близости к тектонической зоне в них проявилось интенсивное разлинзование (появление клиновидных форм). Кальцитовый мрамор несет все признаки *внедрения* в тектоническую зону в пластическом состоянии. Приуроченность его к висячему боку тектонической зоны свидетельствует о том, что именно здесь были *тени стрессового давления*. Об этом свидетельствует и присутствие здесь брекчий, а не милонитов. Пластическим течением мрамора, возможно, было частично снято горизонтальное тектоническое давление на породы висячего блока, что и объясняет более слабое развитие в них трещин кливажа. Доломит-кальцитовая порода, выполняющая тектоническую зону, имеет метасоматическую природу. Встречается в ней и доломит-кальцитовая субграфика, описанная ранее в мраморах Кучинского участка. Наличие в ней кливажа сланцеватости, аналогичного таковому в породах лежащего бока зоны, может свидетельствовать о том, что магнезиальный метасоматоз имел место на прогрессивном этапе метаморфизма. Однако исследования препарированных образцов показали, что распределение доломита в породе *контролируется* трещинами кливажа. Поэтому вероятное время проявления интенсивного магнезиального метасоматоза на данном участке относится к *раннему регрессивному этапу* метаморфизма. Наличие залеченных трещин других систем и присутствие акцессорного графита в доломит-кальцитовой мраморе можно объяснить ее подъемом по разлому в виде узкого тектонического клина, выжиманием под воздействием прямого градиента стрессовых напряжений. Принимая во внимание то, что плоскостные элементы в карбонатных породах вкрест простирания образуют веер раскрытый кверху, углы падения данной тектонической зоны с глубиной должны закономерно возрастать, а сама она может быть отнесена к тектоническому срыву в обрамлении куполовидной структуры (рис. 3.47).

Пластические потоки мрамора 1 типа наблюдаются не только в тектонической зоне. На левом, северо-восточном, берегу р. Каменки, напротив водопада, в 20–30 м



Рис. 3.43. Тектонический ров, фиксируемый долиной р. Каменки.

Вид на юг. Правый борт сложен известняками. Внизу озерко, образованное небольшим водопадом (справа за скалами). Точка съемки – восточный борт рва

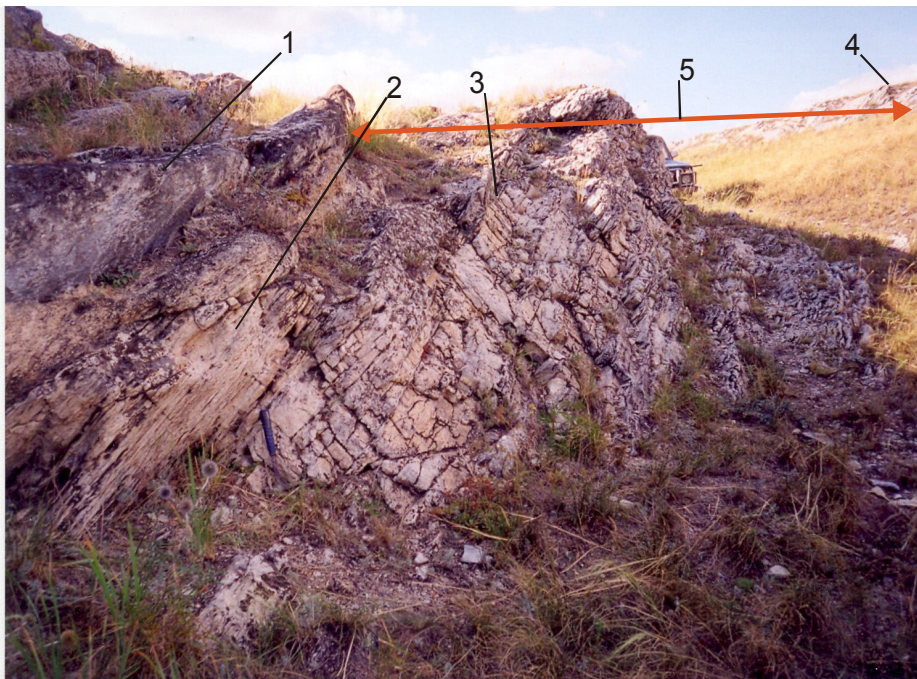


Рис. 3.44. Вид тектонической зоны по простиранию (на северо-запад) с берега озерка.

1 – известняк всячего бока, 2 – кальцитовый мрамор, 3 – доломит-кальцитовая порода, 4 – мраморизованные известняки лежачего бока, 5 – границы тектонической зоны. Остальные пояснения см. в тексте

восточнее описанного разлома, наблюдается крупный выход кальцитового мрамора (1 типа) в полном окружении темного битуминозного известняка (рис. 3.48). Форма тела овальная, вытянутая по простиранию пород на 25–30 м при ширине до 10 м. Известняки в западном контакте расланцованы и падают на юго-запад под углом около 70° . Сланцеватость субконформна границе мрамора. Восточный контакт мрамора скрыт

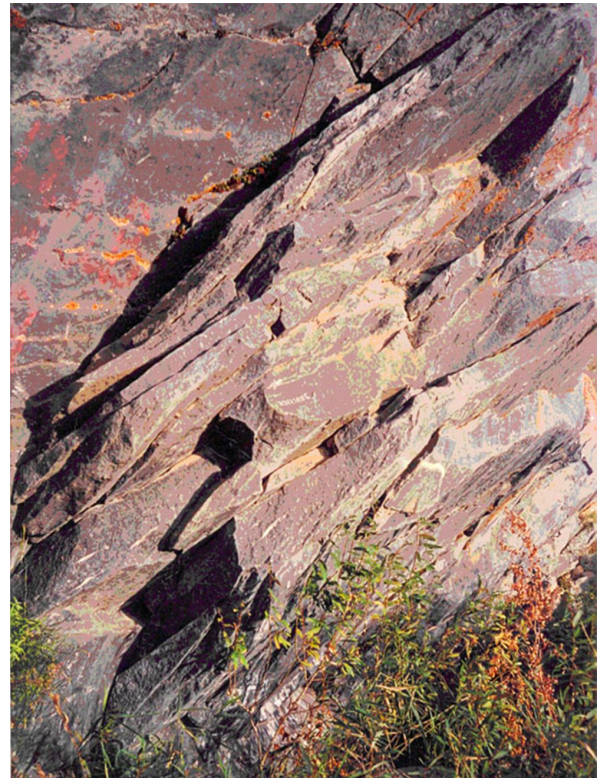


Рис. 3.45. Разлинзование известняка в
висячем боку зоны разлома.

Остальные пояснения см. в тексте

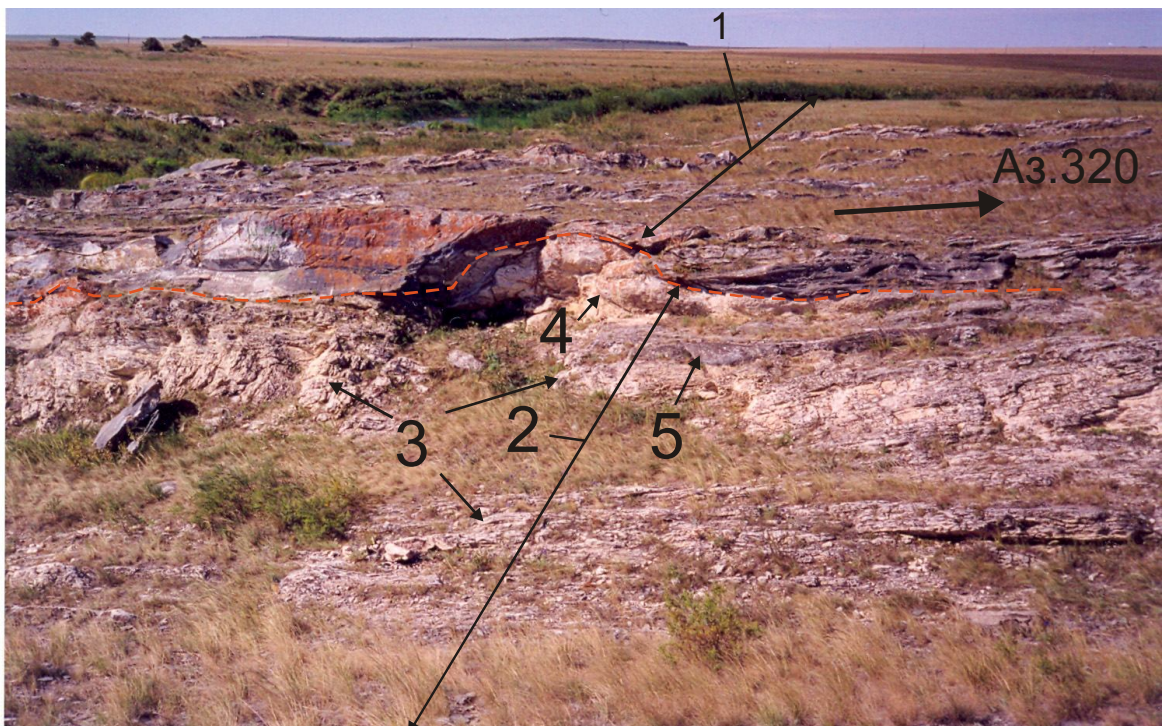


Рис. 3.46. Вид на тектоническую зону вкрест простирания на водоразделе (к северо-западу от озера).

1 – известняки висячего бока разлома, 2 – тектоническая зона (восточный борт не виден), 3 – доломит-кальцитовая порода, 4 – кальцитовый мрамор, 5 – ксенолит или реликт мраморизованного известняка в окружении мраморов. Красный пунктир – граница висячего бока зоны разлома. Видно, как кальцитовый мрамор (4) деформировал известняки. Для них он выполнял роль локального источника давления. В мраморе признаков деформации не сохранилось, что объясняется синдеформационной перекристаллизацией и рекристаллизацией

осыпью, отделяющей их от расположенных восточнее обнажений темных мраморизованных известняков, имеющих обычное для данного участка юго-западное падение. Мрамор содержит маломощные жилы крупнозернистого кальцита и небольшие линзы кварцита. Те и другие *смяты в птигматитовые складки* (рис. 3.49), а кварциты также *будинированы*, что свидетельствует о пластических деформациях и течении мрамора. Как видно на рис. 3.48, на первичной (не подвергнутой разрушению) поверхности мрамора наблюдаются наплывы, обращенные выпуклостями по восстанию, а также грубые борозды того же направления. Их мы также относим к признакам пластического течения кальцитового мрамора. Контакт мрамора с известняком хорошо обнажен в северной апикальной части тела (рис. 3.50). Во всем доступном для наблюдений интервале контакт резкий и довольно ровный. Первичная поверхность контакта сохранилась на значительной части обнажения мрамора. Изучение поверхности показало, что зеркала скольжения отсутствуют. В мраморе около зоны контакта видимых изменений не отмечено (нет перекристаллизации, не видно признаков деформации, нет изменения размеров зерен кальцита), за исключением неотчетливой скорлуповатой отдельности, ориентированной в плоскости контакта.

В известняках, напротив, отмечается ряд существенных изменений. В интервале до 50–60 см от контакта наблюдаются укрупнение размеров зерен кальцита, перекристаллизация, грануляция и некоторое осветление породы. 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. 3.50 справа от молотка виден светлый, среднезернистый гранобластовый (рекристаллизованный) кальцитовый мрамор, *сформированный непосредственно по известняку*. Представляется, что здесь мы видим результаты внедрения пластичного кальцитового мрамора в известняки. Органогенные известняки в контакте с мрамором подверглись пластическим деформациям и частичной рекристаллизации (вся осветленная и полосчатая часть на рис. 3.50). На структурный рисунок, обусловленный формированием гнейсово-сланцевой купольной структуры, наложен структурный рисунок локального поднятия (внедрения) значительного объема кальцитового мрамора. Часть органогенного известняка приобрела некоторое подобие кальцитового мрамора. Данный факт показывает, что кальцитовый мрамор в процессе движения, вероятно, наращивал 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 моноклиналильным 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 слабоэродированных гнейсово-сланцевых куполовидных структурах. Этим объясняются и значительные вариации углов падения плоскостных элементов в карбонатной толще, наблюдаемые в обнажениях по логам, пересекающим карбонатное обрамление купольной структуры, и показанные на рис. 3.42.

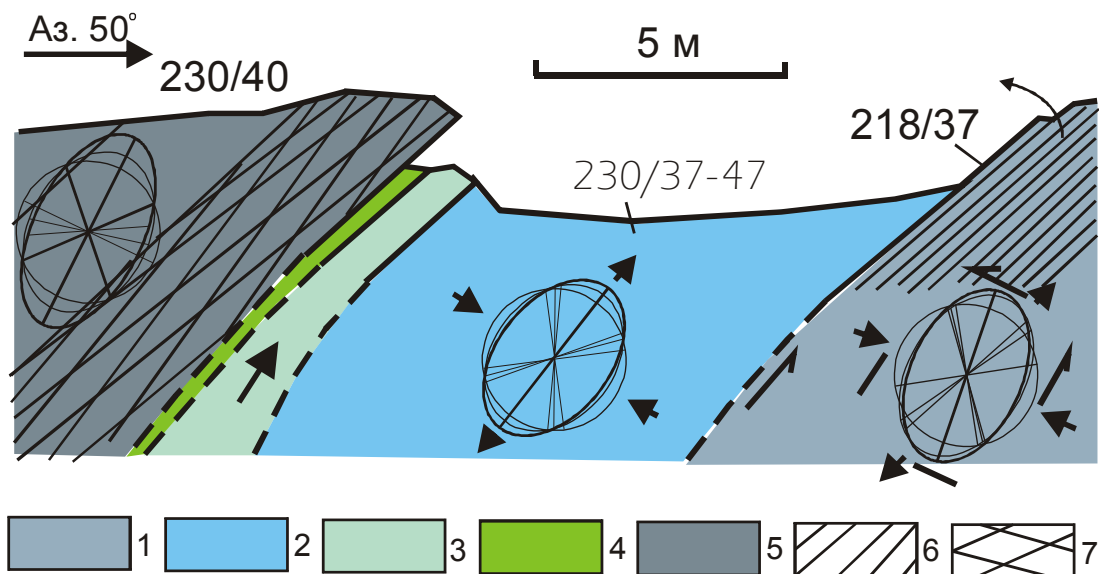


Рис. 3.47. Схематический разрез через тектоническую зону к северу от водопада.

1 – темные известняки, 2 – мелко-зернистая доломит-кальцитовая порода, 3 – мрамор 1 типа, 4 – брекчии, 5 – разлинзование, 6 – кливаж сланцеватости. Стрелки показывают направления перемещений, изогнутая стрелка – направление разворота. Остальные пояснения см. в тексте

Подводя итоги исследований по Суундукскому комплексу, следует отметить, что образование мраморов по раннекаменноугольным известнякам и связь их с куполовидной структурой здесь выражены более отчетливо, чем в Кочкарском комплексе. Связь рубиновой минерализации с позднепалеозойским метаморфизмом здесь также очевидна. На левом берегу р. Суундук, напротив устья р. Каменки, в скальных обнажениях наблюдаются брекчированные мраморы, в которых еще различаются членики криноидей. Данные образования обогащены флюоритом и мелкими кристалликами рубина.

В отличие от наблюдаемого в Кочкарском комплексе метаморфизм пород обрамления в этом комплексе более слабый, что объясняется, на наш взгляд, меньшим радиусом изгиба данного блока коры по сравнению с таковым Кочкарского блока. Процесс остановился, вероятно, на начальной стадии купольного тектогенеза. Об этом свидетельствуют и очень небольшие углы падения сланцеватости/гнейсовидности в краевых частях куполовидной структуры, обычно не превышающие 15° . Причина этого пока не понятна.

Золото при процессах гранитизации также отгонялось в породы обрамления, о чем свидетельствует повышенное содержание его в ложковых отложениях на описанном участке. Отмечалось золото и в нерастворимых остатках мраморов с этого участка. В обрамлении известны и россыпные месторождения золота, обрабатываемые старательскими артелями. Пегматитовых полей в обрамлении купольной структуры, вероятно, нет. Хотя в мраморах на левом берегу р. Суундук была встречена одиночная будина гранитного пегматита, вынесенная реоформическим кальцитовым мрамором. Пегматитовые жилы более вероятны в самой гнейсосланцевой куполовидной структуре. В апикальной части структуры можно ожидать нахождение сильно грейзенизированных пород.

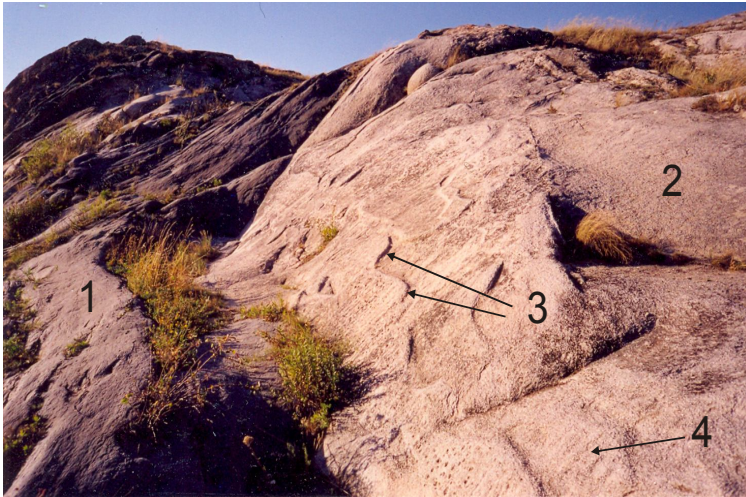


Рис. 3.48. Общий вид юго-западной части обнажения мрамора 1 типа, прорывающего известняки.

1 – мраморизованные известняки, 2 – крупнозернистый кальцитовый мрамор, 3 – наплывы на поверхности мрамора, 4 – борозды течения на поверхности мрамора. Остальные пояснения см. в тексте



Рис. 3.49. Птигматитовая складчатость кальцитовой жилы в мраморе 1 типа



Рис. 3.50. Внедрение пластичного кальцитового мрамора в мраморизованные известняки (фрагмент рис. 3.35). Вид на северо-запад.

1 – крупнозернистый кальцитовый мрамор, 2 – мраморизованный известняк с нижнекаменноугольной фауной. В верхнем левом углу снимка видна сланцеватость известняков (кливаж сланцеватости), почти параллельная поверхности контакта мрамора (на ней стоит молоток). Справа от молотка наблюдается интенсивная мраморизация известняка (осветление, укрупнение и грануляция зерен кальцита). Отчетливо видны признаки сдвиговых деформаций в известняке, связанные с внедрением кальцитового мрамора (система светлых кальцитовых прожилков, образующих с поверхностью мрамора угол около 45° и секущих сланцеватость известняков). Наблюдаются и волосовидные кальцитовые прожилки, образующие с поверхностью мрамора более острые углы. Их происхождение связывается с деформацией кливажа сланцеватости

3.4. Мурзинско-Адуйский метаморфический комплекс

3.4.1. Общие сведения о геологии района

Мурзинско-Адуйский метаморфический комплекс (рис. 3.51) расположен на восточном склоне Среднего Урала, в той же полосе, что и описанные Кочкарский и Сулдукский комплексы. Те или иные вопросы геологического строения Мурзинско-Адуйского комплекса рассматривали многие исследователи. В последние десятилетия геологические работы в районе связаны с именами Г.А. Кейльмана, Г.Б. Ферштатера, М.С. Раппопорта, А.В. Коровко, В.С. Попова и др. Много публикаций посвящено изучению разных месторождений, известных в данном комплексе и его обрамлении (Мальшевские изумрудные копи, проявления изумрудов и александритов, многочисленные пегматиты с бериллом, топазом, турмалином и морионом, месторождения аметистов и агат-переливта, Липовское месторождение силикатных никелевых руд, россыпи сапфиров и рубинов).

Мурзинско-Адуйский комплекс слагает одноименный антиклинорий. Границы структуры тектонические, местами трассируются небольшими массивами ультрабазитов, что позволяет предполагать их глубокое заложение. На западе Мурзинский разлом отделяет антиклинорий от Медведевско-Свердловского синклиория. На востоке тектоническое нарушение (на рис. 3.51 не показано) отделяет его от Алапаевско-Теченского синклиория. Судя по результатам сейсмических исследований (рис. 3.52), оба тектонических нарушения круто падают под смежные структуры, а сиалическая кора имеет местное утолщение [Кейльман, 1974; Кейльман и др., 1974]. По данным сейсмических исследований по профилю Камышлов – Асбест – оз. Таватуй, восточная граница комплекса представлена зоной меланжа, падающей на восток под углами 30–40° с тенденцией выполаживания [Минкин и др., 1973]. Однако судя по геологической ситуации и элементам залегания гнейсовидности-сланцеватости, угол падения этой тектонической зоны значительно больше. Данная зона прослеживается до глубины 30–35 км. Вдоль нее наблюдается смещение поверхностей «гранитогнейсового, промежуточного и базальтового слоев», что объясняется надвиговой кинематикой. Мурзинский разлом трактуется как зона сдвига, чем объясняется западный «холодный контакт» Мурзинско-Адуйского блока [Минкин и др., 1973]. Комплекс представлен двумя крупными гранитогнейсовыми массивами: Мурзинским на севере и Адуйским на юге с широким метаморфическим обрамлением. По данным Г.А. Кейльмана [1974], он характеризуется относительно небольшой средней плотностью пород и отрицательным гравитационным полем различного уровня. Породы с такой плотностью, по данным геофизических исследований, слагают верхние 10 км коры. Комплекс сложен преимущественно биотитовыми гнейсами (больше 50%) и гранитами. По характеру магнитных аномалий в зоне западного контакта предполагается, что гнейсовая толща полого падает под граниты. Уровень метаморфизма пород достигает амфиболитовой фации, а местами, возможно, – низов гранулитовой фации. Купольный тектогенез отчетливых признаков не имеет, но он предполагается по аналогии с другими подобными комплексами Урала [Кейльман, 1974; Минкин и др., 1973].

Г.Б. Ферштатер [Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994; Ферштатер, 2001] выделяет здесь три гранитоидных комплекса: южаковский мигматит-гранитный, ва-

тихинский адамеллитовый (нижняя часть массива) и мурзинский гранитный (верхняя часть массива). В той же последовательности в них возрастает парциальное давление воды, которое в гранитах мурзинского комплекса составляло не менее 3 кбар. Радиологические определения возраста разными методами варьируют в пределах 248–259 млн лет [Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994; Ферштатер, 2001; Попов и др., 2003]. Наиболее надежные цифры лежат в интервале 250–255 млн лет [Ферштатер, 2001]. В плагиогнейсах южаковского комплекса выявлено несколько возрастных групп цирконов [Краснобаев и др., 2005]. Возраст цирконов, определенный методами лазерной абляции (LA-ICP-MS) и классическим U-Pb, отвечает двум пересечениям дискордии: 370 ± 10 и 1639 ± 42 млн лет. Первую цифру цитируемые авторы интерпретируют как время раннего этапа гранитизации. Вторая цифра объясняется регрессивным преобразованием гранулитовых парагенезисов в условиях амфиболитовой фации. Предполагается их связь с фундаментом Казахстанского континента.

На площади широко распространены миароловые пегматиты с драгоценными камнями. Возраст пород, по Rb-Sr и Sm-Nd изотопным данным, составляет 230–200 млн лет [Попов и др., 2003]. Образование пегматитов должно отвечать регрессивному этапу процесса, т. е. снятию тектонических напряжений. Вероятнее всего, это время становления ватихинского и мурзинского комплексов. Чем объяснить такое отставание по времени пегматитового процесса, пока не понятно. Появление миароловых пегматитов с драгоценными камнями (что важно, с топазами) указывает на малоглубинные условия их образования. Кристалл топаза «Победа» из пегматитовой жилы Мокруша весит около 45 кг. Об условиях малых глубин формирования свидетельствуют и трещины скалывания с аметистовой минерализацией, широко распространенные в районе, и жилы агат-переливта. Существование зияющих трещин на больших глубинах кажется маловероятным.

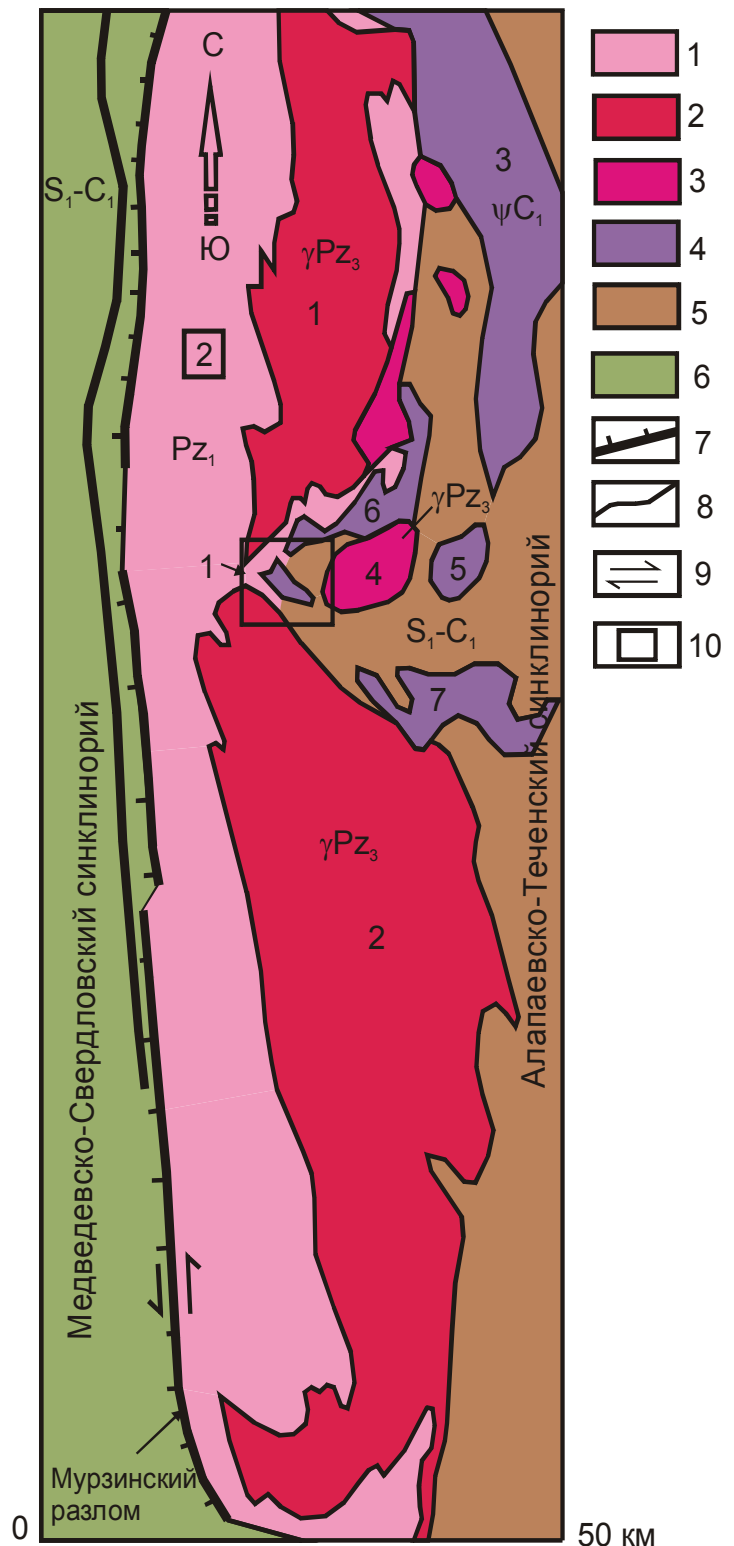
Далее кратко приведены некоторые результаты исследований карбонатных пород и их минерализации, известных на площади Мурзинско-Адуйского комплекса. Мраморы здесь выявлены в зоне внешнего обрамления гранитогнейсового массива и внутри него. Возраст пород неизвестен, разные исследователи оценивают его интервалом от раннего силура по средний девон. На смежных площадях известны фаунистически охарактеризованные карбонатные породы с возрастными от среднего девона по ранний карбон [Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение..., 1991]. С учетом времени метаморфизма и гранитного магматизма в антиклинории, а также в свете результатов исследований по Кочкарскому и Суундукскому комплексам возраст субстрата мраморов Мурзинско-Адуйского комплекса может быть и раннекаменноугольным.

3.4.2. Липовское проявление благородного корунда

Рубиновая минерализация здесь была выявлена нами в 1988 г., при проверке собственного прогноза. Пространственно данное проявление корунда совпадает с Липовским месторождением силикатных никелевых руд и расположено в восточной части выше упомянутого широтного пережима, в зоне сочленения Мурзинского и Адуйского массивов (рис. 3.53). Этим объясняется весьма сложная разрывная тектоника участка. Месторождение обрабатывалось несколькими карьерами в течение почти 30 лет, благодаря чему отдельные участки толщи хорошо обнажены до глубины 100 м

Рис. 3.51. Схематическая геологическая карта Мурзинско-Адуйского комплекса и его окружения [Геологическая карта..., 1979, с упрощениями].

Условные обозначения: 1 – преимущественно гнейсы; 2 – преимущественно граниты; 3 – гранодиориты, граниты; 4 – преимущественно серпентиниты; 5 – вулканогенно-осадочные породы Алапаевско-Теченского синклинория; 6 – то же, Медведевско-Свердловского синклинория; 7 – взбросо-сдвиг; 8 – геологические границы; 9 – направление сдвига; 10 – участки корундовой минерализации в мраморах (1 – Липовский, 2 – Алабашский). Массивы: 1 – Мурзинский, 2 – Адуйский, 3 – Алапаевский, 4 – Соколовский, 5 – Останинский, 6 – Точильно-Ключевский, 7 – Режевской



и доступны для исследований (после 1992 г. самый глубокий карьер был затоплен). Здесь метаморфическое обрамление гранитогнейсовых массивов представлено мощной (более 1 км) зоной мегамеланжа, состоящего из серпентинитов, мраморов, амфиболовых гнейсов, амфиболитов, гранитоидов и гидротермально-метасоматических образований. В западной части зона мегамеланжа разделяет Мурзинский и Адуйский

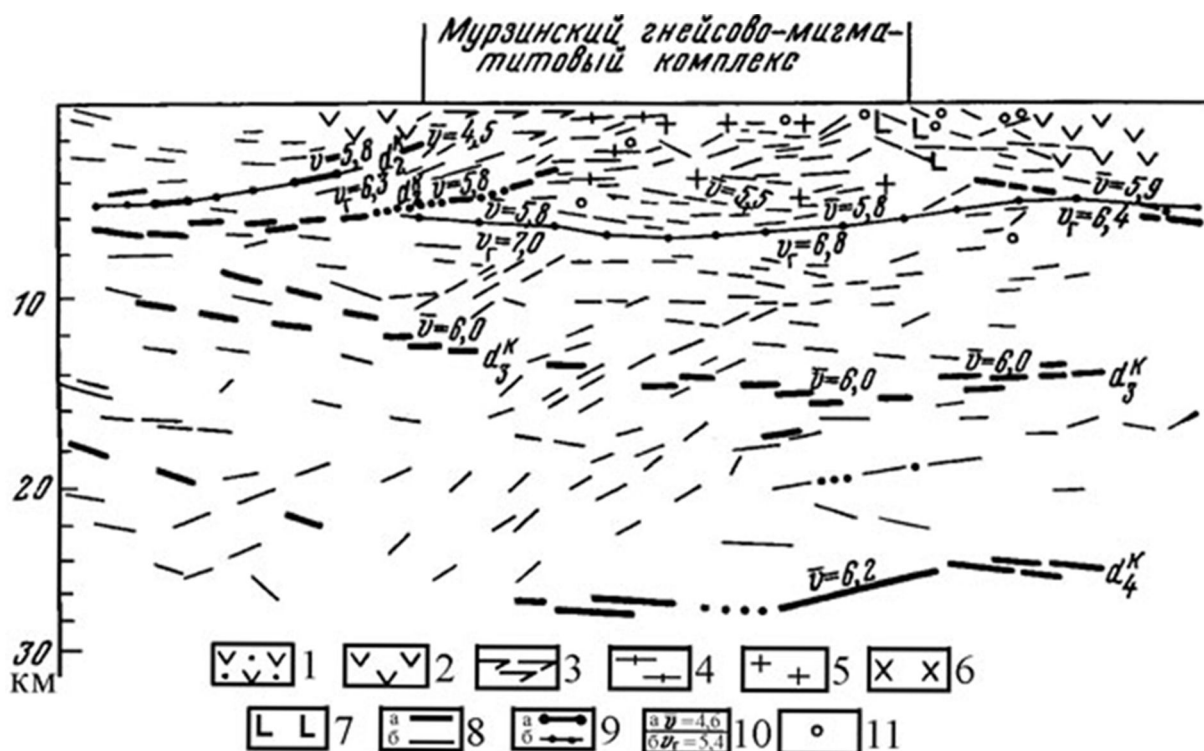


Рис. 4.52. Глубинное строение Мурзинско-Адуйского комплекса по результатам сейсмических исследований МОВ-КМПВ по профилю Камышлов – Асбест – оз. Таватуй [Кейльман, 1974].

1 – вулканогенно-осадочные породы; 2 – эффузивы; 3 – сланцы; 4 – гнейсы; 5 – граниты; 6 – диориты; 7 – габбро и гипербазиты; 8 – отражающие площадки, построенные по интенсивным (а) и умеренным (б) отражениям; 9 – границы, построенные по преломленным и отраженным (а) и отраженным (б) волнам; 10 – скорость сейсмических волн (а – средняя, б – граничная); 11 – точки дифракции. d_2^k – поверхность «гранитогнейсового» слоя, d_3^k – поверхность «промежуточного» слоя, d_4^k – поверхность «базальтового» слоя

массивы гранитогнейсов, а на востоке она разделяется на две ветви, следуя их контурам. Широко развиты дайки гранитов и пегматитов, в том числе миароловых с драгоценными камнями. Возраст пород обрамления условно отнесен к $O_3-D_2ef_1$, а гнейсов – к протерозою. Время проявления гранитоидного магматизма большинство исследователей оценивает поздним палеозоем и ранним мезозоем (см. ранее). Рубиновая минерализация приурочена исключительно к мраморам, изучению которых уделено основное внимание. Мраморы образуют крупные линзы и блоки от первых десятков до нескольких сот метров шириной. По петрографическим признакам выделяются *рекристаллизованные* и *перекристаллизованные* мраморы. К рекристаллизованным отнесены светлые средне-крупнозернистые кальцитовые мраморы с характерной полигональнозернистой структурой, аналогичные мрамору 1 типа с Кучинского участка. Зерна кальцита прозрачные и, как правило, не несут признаков механических деформаций, хотя, как показано далее, мраморы подверглись сильным деформациям и пластическому течению. Образование их связывается с *перекристаллизацией при пластических деформациях*. Порода обладает вторичной кристаллизацион-

ной слоистостью обусловленной кливажем течения, разбивающим мрамор на плиты мощностью от 1–2 см до нескольких метров. Размер зерен кальцита, как правило, увеличивается к центральной части плиты. В обрамлении Мурзинского массива кливаж течения в мраморах имеет азимут простирания 40° (западный край обнажений в карьере № 6) и $16\text{--}22^\circ$ в карьере № 8 (1,5 км к востоку); угол падения в обоих случаях $70\text{--}80^\circ$ ЮВ. В обрамлении Адуйского массива, в карьере № 4, азимут простирания кливажа течения 280° и угол падения 80° СВ. Таким образом, трещины кливажа течения в плане субконформны границам гранитогнейсовых массивов, круто падая от них. Источником стрессового давления здесь отчетливо выступают упомянутые массивы.

Перекристаллизованные мраморы также имеют кальцитовый состав, образуя зоны среди рекристаллизованного мрамора, контролируемые трещинами кливажа. Мрамор массивный, средне-крупнозернистый с характерной панидиобластовой структурой мрамора 2 типа. Текстура породы часто полосчатая, обусловленная акцессорной минерализацией (слюдами, амфиболами, диопсидом и др.), фиксирующей «залеченные» трещины кливажа. В большинстве случаев границы зон перекристаллизации в мраморе выражены неотчетливо. Судя по тому что данные мраморы имеют массивную текстуру, часто содержат «залеченные» трещины кливажа и рассеянную акцессорную минерализацию, логично объяснить их образование *по рекристаллизованным мраморам* (1 типа) *после снятия стрессового давления (регрессивный этап метаморфизма) при активном участии флюидов*. В результате этих процессов в мраморах сформировалась вторичная, кристаллизационная, полосчатость, контролируемая трещинами кливажа. От типичных мраморов 2 типа они отличаются главным образом высоким содержанием акцессорных минералов.

Кристаллизационная полосчатость мраморов сечется многочисленными дайками гранитоидов и пегматитов. Зоны закалки в дайках обычно отсутствуют. Наблюдается слабая перекристаллизация мрамора на глубину до 10 мм от контакта. Пегматиты обычно от крупно- до гигантозернистых, иногда представлены кварц-полевошпатовой субграфикой (при мощности дайки в 20–30 см!). Дайки гранитоидов трещинами кливажа не пересекаются, но иногда на них наложен катаклиз. В редких случаях наблюдаются явления будинажа. Это можно объяснить тем, что *массовое внедрение даек гранитоидов и пегматитов происходило после снятия стрессовых напряжений*. Пластические деформации пород к этому времени завершились, но температуры вмещающих пород и магматических расплавов были еще близки по величине. По времени это соответствует смене прогрессивного этапа метаморфизма – регрессивным. Аналогичная ситуация отмечается и в Кочкарском антиклинории на Южном Урале (см. ранее и [Кисин, 1991]). Время основного гранитного магматизма оценивается в 250–255 млн лет [Ферштатер, 2001]. Мезозойское время внедрения дайкового комплекса, предполагаемое В.С. Поповым с соавторами [2003] слишком сильно оторвано от времени метаморфизма и гранитного магматизма и, вероятно, требует подтверждения другими методами. В мраморах Липовского участка фаунистические остатки отсутствуют и репером отсчета времени могут служить пока только дайки гранитоидов.

Как и в других местах, на Липовском участке корундовая минерализация в мраморах показывает полную независимость от даек гранитоидов и пегматитов. В то же время она контролируется трещинами кливажа течения. В большинстве случаев ру-

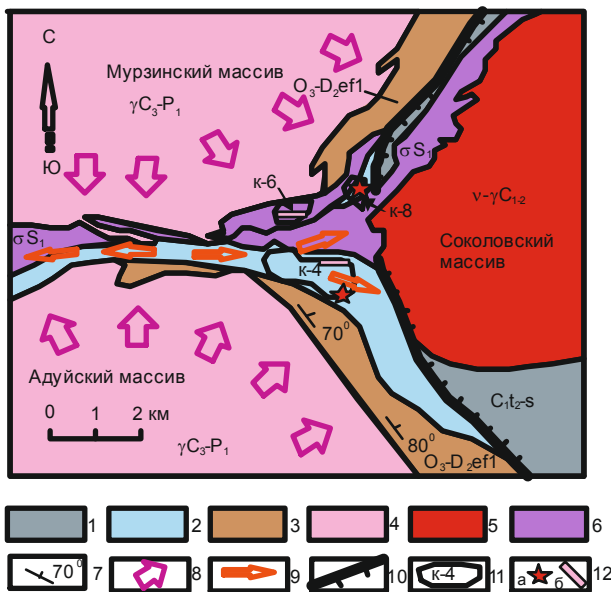


Рис. 3.53. Схематическая геологическая карта Липовского участка [Отчет..., 1986, с упрощениями и добавлениями].

1 – терригенно-осадочные породы; 2 – мраморы; 3 – терригенно-осадочные породы высоко метаморфизованные; 4 – гранитоиды Мурзинского и Адуйского массивов; 5 – гранитоиды Соколовского массива; 6 – ультраосновные породы; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – векторы латерального давления гранитогнейсовых массивов; 9 – направление латерального течения пород; 10 – зона надвига; 11 – карьеры и их номера; 12 – проявления драгоценных камней (а – рубинов в мраморах, б – полихромного турмалина и берилла в пегматитах)

биновая минерализация распределена в трещинах кливажа неравномерно, но образует субвертикальные прерывистые цепочки, приуроченные к бороздовидным неровностям на поверхности мрамора, напоминающим борозды тектонического скольжения. Ширина, глубина и частота появлений данных борозд на поверхности мрамора различны, но все они строго параллельны. Ориентировка их в пространстве настолько же стабильна, как и у трещин кливажа. При детальном исследовании установлено, что данные борозды являются следами пересечений главного кливажа течения с второстепенным, вызванным вторым главным сжимающим напряжением. Следовательно, эти борозды можно принять за ориентиры направления пластического течения пород (пересекающийся кливаж течения). Согласно принципу «вязкостной инверсии» [Паталаха, 1971], при совместной деформации горных пород в наименее вязких из них возникает избыточное давление, действие которого направлено на прорыв среды, т. е. в направлении снижения величины давления. В карьере № 4 (обрамление Адуйского массива) азимут падения борозд 280° , угол падения 80° ; в карьере № 8 (обрамление Мурзинского массива) азимут падения борозд около 200° , угол падения около 60° (рис. 3.54). Такие пологие углы падения осей пластического течения мраморов свидетельствуют и о значительном латеральном выжимании материала из зоны сочленения (горизонтального сжатия) Мурзинского и Адуйского массивов в зону тени тектонического давления (см. рис. 3.53), что хорошо согласуется с представлениями М.Л. Коппа [1997]. Это указывает также на то, что с востока мраморная толща давления не испытывала, хотя располагается в лежачем боку крупного надвига. Как и в Кочкарском комплексе, данный факт непротиворечиво объясняется вращением плоскости надвига (в данном случае по часовой стрелке). Радиальное стрессовое давление на окружающие породы способны оказывать только растущие куполовидные структуры, имеющие глубинные корни.

В некоторых случаях пересекающийся кливаж течения создает в мраморе специфическую столбчатую отдельность (рис. 3.55). Такие столбчатые образования имеют длину многие метры при крутом падении. Обычно они образуют относительно изо-

метричные в плане участки в первые метры или десятки метров в поперечнике. Пересекающийся кливаж – крайнее явление, когда напряжения сжатия в двух пересекающихся направлениях близки по величине. Чаще наблюдаются случаи, когда в одном направлении стрессовые напряжения значительно ниже, чем напряжения сжатия в другом направлении.

В карьере № 8 (обрамление Мурзинского массива) рубиновая минерализация наблюдается в обоих типах мраморов и приурочена к трещинам кливажа, заполненным небольшими линзами фукситового или флогопит-фукситового агрегата. Ширина рубиноносной зоны не превышает 5–10 м. По простиранию она прослеживается на короткое расстояние, не более 30–40 м. По падению минерализация вскрыта только одним уступом (5 м). В ассоциации с рубином здесь отмечены пирит, пирротин, рутил, флогопит, сфен и другие минералы. Рубины представлены мелкими (до 3 мм) плохо оформленными замутненными кристаллами темно-красного цвета. В мраморах, вблизи трещин кливажа, иногда наблюдается рассеянная вкрапленность более мелкого розового рубина, иногда сопровождающаяся той же аксессуарной минерализацией. Вблизи рубиноносной зоны в мраморах распространен хромсодержащий диопсид травяно-зеленого цвета, образующий маломощные слойки, обычно деформированные и будинированные. Судя по этим признакам, рубиновая минерализация формировалась позднее диопсида, в условиях *калиевого метасоматоза*.

В карьере № 4 рубиновая минерализация установлена в юго-восточной части. Мощность минерализованной зоны достигает 80 м. Границы неотчетливые. Минерализация наблюдается только в одном борту карьера. По полотну карьера (до его затопления) минерализованная зона прослежена по простиранию на расстояние 20–30 м. По падению она уверенно прослеживается на всю глубину карьера, достигающую 100 м. Таким образом, рубиноносная зона представлена *рудным столбом*. Признаков зональности в распределении корунда и других минералов не наблюдается. Минерализованная зона представлена множеством минерализованных трещин как с корундом, так и без него. Наиболее богатые участки минерализации связаны с участками пересекающегося кливажа.

Цвет корунда светло-розовый до красного, бледно-лиловый до темно-фиолетового и темно-синего. Окраска часто пятнистая, неравномерная. Встречаются полихромные камни с постепенным переходом от красного цвета к синему. Корунд обычно замутнен, хотя встречаются и совершенно прозрачные камни, лишенные каких-либо минеральных включений и дефектов. Самый крупный из ограненных рубинов с этого проявления, из тех, что нам довелось видеть, весил 2,03 карата (первоначальная масса около 1,5 г). В ассоциации с корундом обычны флогопит, мусковит, пирит, рутил. Иногда наблюдается крупночешуйчатый фуксит. Корунд образует бесформенные зерна и сростки с перечисленными минералами. Содержание корунда, его цвет, прозрачность, размеры и сопутствующие минералы меняются от одной минерализованной трещины к другой.

Судя по этим признакам, корунды данной зоны формировались на регрессивном этапе метаморфизма при активном участии флюидов. Высокое содержание флогопита и мусковита показывает, что корунд образовывался в условиях калиевого метасоматоза. Близость массивов ультраосновных пород никак не повлияла на характер ок-



Рис. 3.54. Линейность в мраморах в борту карьера № 8, лежащая в плоскости кливажа

раски корунда: в непосредственной близости от серпентинитов нередко встречаются почти неокрашенные камни, а на удалении от них могут находиться интенсивно окрашенные рубины.

3.4.3. Участок «Алабашка»

Данный участок располагается в северо-западной, внутренней, части Мурзинского массива, на площади хорошо известного Алабашского пегматитового поля. Площадь участка сложена метаморфическими породами различного состава: кварц-биотитовыми сланцами, амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, прорванными многочисленными дайками гранитов и пегматитов. Достаточно широко распространены мраморы в виде отдельных блоков и линз размерами до 100 × 500 м и более (рис. 3.56). Среди них преобладают светлые крупнозернистые рекристаллизованные кальцитовые мраморы (1 типа), разбитые трещинами кливажа течения на плиты мощностью от первых сантиметров до 1–2 м. Простираение трещин кливажа около 330° при субвертикальном или крутом (80°) восточном падении. На отдельных участках наблюдаются мелко-крупнозернистые перекристаллизованные мраморы (2 типа). К трещинам кливажа часто приурочены инъекции гранитов мощностью до 1–2 см. При контактовых изменениях в мраморах и гранитных прожилках не наблюдается. Следовательно, внедрение гранитных прожилков происходило сразу после снятия стрессовых напряжений. Реже мраморы секутся дайками гранитоидов мощностью в первые метры, приуроченных к трещинам скалывания. Азимут простираения даек около 340–345°, угол падения 50° СВ. Приконтактные изменения выражены в перекристалли-

Рис. 3.55. Столбчатая отдельность в мраморе, обусловленная пересекающимся кливажем течения (фрагмент образца шириной 8 см)



зации мрамора на глубину до 1 см. Признаков влияния стрессового давления на дайки не отмечено. Акцессорная минерализация мраморов представлена крупночешуйчатым *деформированным* графитом, рубином, красной шпинелью, несколькими разновидностями флогопитов, фукситом, паргаситом (в том числе хромовым), диопсидом, сфеном, апатитом, адуляром, скаполитом, пиритом, пирротинном. В нерастворимых остатках мраморов 1 типа отмечаются мелкие знаки золота. Часть минерализации носит рассеянный характер, а часть приурочена к трещинам кливажа, реже к секущим зонам трещиноватости (хромсодержащий паргасит, флогопит и пирит). Мраморы данного участка отличаются от мраморов Липовского участка лишь тем, что залегают *внутри* гнейсовой толщи и содержат более богатую акцессорную минерализацию. Каких-либо признаков отнесения данных мраморов к карбонатитам, как это предполагают некоторые исследователи, нами не обнаружено. Есть признаки пластического течения мраморов под влиянием стрессового давления (рекристаллизация, кливаж) и перекристаллизации отдельных участков под воздействием флюидов.

Разрывная тектоника на участке изучена слабо ввиду его плохой обнаженности. Отмечается система резко выраженных в рельефе прямолинейных логов с азимутом простирания около 60° . По одному из них имеются обнажения выше описанных мраморов с дайками гранитоидов. Данный лог, вероятно, фиксирует разлом сколового характера, о чем свидетельствуют находки в нем крупных кусков кварца с зеркалами скольжения и друз горного хрусталя, несоответствие пород на противоположных бортах лога, показывающее признаки правого сдвига, наличие коры выветривания. Предполагается, что на данном участке и другие лога такого же простирания фиксируют тектонические нарушения сколового характера.

На левом борту описанного лога, в непосредственной близости от мраморов, в 2000–2001 гг. шнековым бурением выявлен участок с богатой рубиновой минерализацией в корях выветривания каолинового профиля. Поисковые работы проводило ЗАО «ТЕРРА-97». По результатам бурения предполагалось, что это россыпь карстового типа. По одной из линий скважин была пройдена траншея 10×20 м и глубиной до 7 м. Выяснилось, что рубиновая минерализация приурочена к мощной *зоне брекчирования* с наложенной корой выветривания. Видимая мощность зоны брекчий достигает 4 м. На основании переинтерпретации результатов бурения предполагается несколько

таких участков брекчирования. Азимут простираения зоны в траншее около 360° , угол падения около 70° на восток (возможно, что это частный случай, наблюдаемый только в траншее; в северном конце траншеи отмечается слабый поворот зоны к востоку, возможно, локальное осложнение). Границы зоны неотчетливые (рис. 3.57).

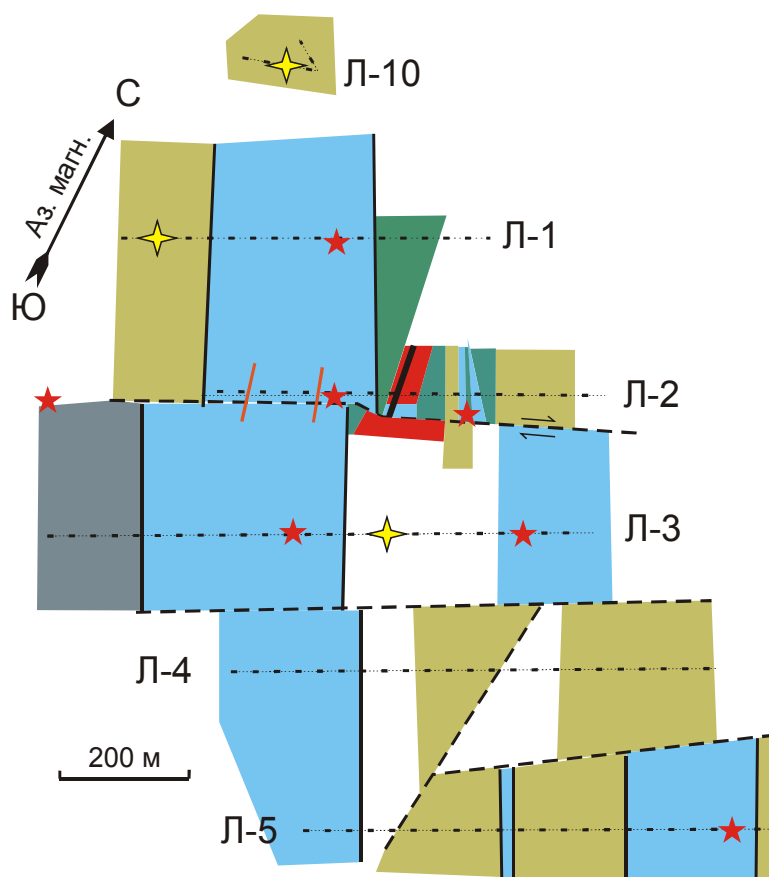
Вмещающими породами для минерализованных брекчий являются сильно катаклазированные граниты, местами похожие на брекчии. Граниты светлые, мелко- до крупнозернистых, участками пегматоидные. Мелкозернистые граниты в результате выветривания превращены в каолин-кварцевую массу, а крупнозернистые граниты и пегматиты представлены дресвянистым материалом. Ориентировка трещин в гранитах различная, форма блоков часто клиновидная. Трещины выполнены глиной трения, местами с фукситом, флогопитом, рубином или изумрудно-зеленым гранатом. Граниты около трещин в одних случаях осветлены, в других – хлоритизированы и имеют зеленовато-серый цвет. В северо-западном углу траншеи вскрыты амфиболиты. Контакты амфиболитов с гранитами тектонические, с зоной брекчий (без наложенной минерализации) и зеркалами скольжения. Зона брекчий на границе гранитов и амфиболитов также имеет азимут простираения около 360° и падение на восток под углом около 70° . Азимут падения наиболее крупных зеркал скольжения 292° , угол падения 60° . По характеру движения они, вероятно, являются взбросами, поскольку в лежащем боку зоны наблюдаются короткие (5–10 см) трещины отрыва. Все это указывает на то, что минерализованные брекчии выступают частью мощной тектонической зоны.

Рубиноносные брекчии по диагонали пересекают всю траншею. В брекчиях широко распространены зеркала скольжения различных размерности и ориентировки. Некоторые из них наложены непосредственно на брекчии, возможно, на коры выветривания (просадка?). Размеры обломков от первых миллиметров до глыб; форма угловатая до плитчатой. Породы в обломках не всегда определяется однозначно. Хорошо диагностируются крупнозернистые граниты и пегматиты, обычно выветрелые до дресвянистого состояния; обломки темно-серого жильного кварца без признаков растворения и регенерации. Мелкозернистые граниты обычно преобразованы в каолин-кварцевую массу с сохранившейся структурой гранитов. Края обломков гранитов нередко осветлены. Иногда наблюдается хлоритизация или ожелезнение (лимонитизация). В составе других обломков часто присутствуют фишашково-зеленый нонтронит и ожелезненные темно-коричневые глины (монтмориллонит?). Предполагается что, это обломки амфиболитов и амфиболовых гнейсов.

Цемент брекчий состоит из того же тонко дробленого материала с высоким содержанием слюдистых минералов, вплоть до мономинеральных слюдитов. Слюдистые минералы представлены в одних случаях фукситом ярко-зеленого цвета, в других – флогопитом, в различной степени гидратированным и хлоритизированным. Шлиховое опробование рыхлого материала брекчий почти повсеместно показывает наличие рубиновой минерализации. Содержание рубина в минерализованных брекчиях необычно высокое (несколько мас. процентов) и резко варьирует от места к месту. То же касается размеров кристаллов, доминирующего габитуса, а также цвета и дефектов камней, минеральных парагенезисов. С зонами развития темного флогопита обычно ассоциируют относительно крупные кристаллы темноокрашенного рубина. С фукситом чаще ассоциируют светлоокрашенные рубины. Изучение зоны брекчий по про-

Рис. 3.56. Схематический геологический план участка «Алабашка» (составлен авторами по материалам ЗАО «Терра-97»).

1 – мраморы; 2 – кварц-биотитовые сланцы; 3 – амфиболиты; 4 – лейкократовые граниты; 5 – кварциты, кварц-биотитовые сланцы; 6 – гранитные дайки; 7 – геологические границы (а) и тектонические нарушения (б); 8 – линии скважин шнекового бурения и их номера; 9 – рубин; 10 – красная шпинель. Остальные пояснения см. в тексте



стиранию, на вскрытом траншеей участке, показало наличие четырех гнездообразных скоплений рубиновой минерализации. Результаты бурения говорят о большой вертикальной протяженности гнезд, в несколько раз большей, чем их горизонтальные параметры (поперечное сечение гнезд не более 4 м; бурением они прослежены до глубины 25 м; более глубоких скважин на участке не было).

По всем этим признакам надежно устанавливается, что рубиновая минерализация находится в коренном залегании. Об этом же свидетельствует и наличие в одном гнезде *друзового* материала (рис. 3.58), представленного сростками кристаллов рубина, адуляра, флогопита, фуксита, пирита, рутила, сфена, достигающие массы 0,5 кг. Кроме того, рубины из каждого гнезда отличаются по габитусу и размерам кристаллов, цвету, прозрачности, дефектности и сопутствующим минералам.

Габитус кристаллов корунда таблитчатый до длиннопризматического. Преобладают короткопризматические кристаллы с удлинением 1,5–2,0 и хорошо развитыми гранями пинакоида, ромбоэдра и призмы. Ребра кристаллов часто закруглены или осложнены ступеньками роста и крупными кавернами. Преобладают кристаллы размером 1–3 мм, но размеры 20–30 мм не являются редкостью. Для многих кристаллов характерна высокая кавернозность, что объясняется их скелетным, футляровидным ростом. Цвет корунда красный, часто с пурпурным оттенком, от светлых до очень темных, с преобладанием средних тонов. Большинство камней имеют чистую, яркую окраску, но в отдельных гнездах встречаются рубины с примесью коричневого цвета. Прозрачность удовлетворительная. Основным дефектом рубинов являются трещины отдельности, образовавшиеся в результате механических деформаций. Сопут-



Рис. 3.57. Минерализованные брекчии (слева), рубиновая минерализация в их слюдистом цементе (белое – каолин, коричневая зона – флогопит с рубинами)

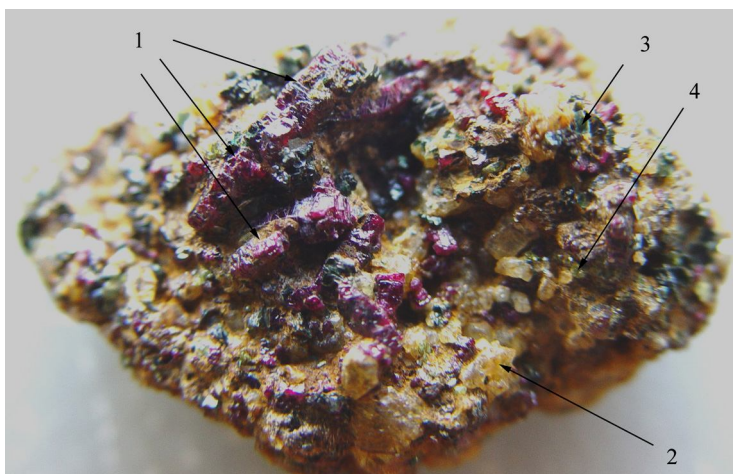
ствующие минералы: флогопит, фуксит, адуляр, сфен, апатит, пирит, рутил, иногда графит. Взаимоотношения между минералами изучены недостаточно хорошо. Включения рубинов отмечаются в адуляре, флогопите, фуксите, сфене, но с ними он образует и тесные сростания. В качестве включений в рубине обычен пирит в виде скопленных мелких кристалликов (20-гранников) в центральной части кристалла-хозяина, реже апатит и рутил; последний иногда образует сагенитовые решетки, вызывая в корунде эффект астеризма. На некоторых кристаллах отмечаются выросшие кристаллы диаспора. Как видно из описания, сопутствующие минералы рубиновой минерализации в брекчиях те же, что и в мраморах.

Южным концом описанная зона брекчий выходит на блок мраморов, вскрытых небольшим карьером. Мрамор светлый, крупнозернистый перекристаллизованный, с будинами сильно деформированных амфибол-диопсидовых пород. Для мрамора характерны сильный катаклиз и обильная, но крайне неравномерная рубиновая минерализация. Сопутствующие минералы в основном те же, но адуляр встречается реже. Цвет и качество рубинов в мраморе такие же, как и рубинов в брекчиях.

Судя по приуроченности корундовой минерализации к зоне брекчий со слюдистым цементом и по сопутствующим минералам, генезис месторождения гидротермально-метасоматический. Время и условия образования брекчий и рубиновой минерализации в них неясны. По составу обломков пород, слагающих брекчию, составу цемента и минеральным парагенезисам рубина можно предположить формирование брекчий на *раннем регрессивном этапе* метаморфизма, после становления дайкового комплекса, о чем свидетельствуют обломки пегматитов в их составе. Это же подтверждает и отсутствие признаков стрессовых деформаций в зоне брекчий, за исключением трещин отдельности в кристаллах корунда. Минерализация формировалась на пневматолито-гидротермальной стадии в течение длительного времени. Часть минералов ранних парагенезисов была, вероятно, уничтожена в процессе эволюции, и они наблюдаются в виде обохренных и глинистых реликтов. К минералам ранних парагенезисов относится, видимо, и крупночешуйчатый графит, температура выгорания которого составляет 700–750°C [Баталина и др., 2003], что хорошо согласуется с оценками температур регионального метаморфизма в Мурзинском массиве. Высокие содержания адуляра, флогопита и хромового мусковита (фуксита) можно трактовать в

Рис. 3.58. Друзовый агрегат из минерализованных брекчий.

1 – кристаллы рубина; 2 – ортоклаз (адуляр); 3 – фуксит; 4 – сфен. По данному образцу можно судить о содержании корунда в гнездах в зоне брекчий. Размеры образца 6 × 5 см



пользу калиевого метасоматоза. Появление диаспора в минерализованных брекчиях свидетельствует о продолжении минералообразования и при температурах ниже 420°C. Неисключено, что зона минерализованных брекчий временами испытывала кратковременное горизонтальное сжатие, о чем могут свидетельствовать деформации кристаллов всех описанных минералов, а также трещины отдельности в корунде.

Зона тектонических брекчий формировалась в условиях горизонтального растяжения с последующим или одновременным пневматолито-гидротермальным изменением пород. Можно предположить, что возникла она в результате образования анатектического гранитного расплава, расположенного ниже. Появление такого расплава неизбежно при снятии стрессовых напряжений и уменьшении давления в условиях высоких температур. Процесс плавления сопровождается увеличением объема, что создает над ним условия растяжения, а также обуславливает возникновение субвертикальных трещин отрыва, заполняемых тектонической брекчией. Освободившиеся при этом флюиды могли вызвать гидротермально-метасоматическую переработку пород кровли, прежде всего зон повышенной проницаемости. Адуляризация пород на площади участка распространена достаточно широко за пределами минерализованных брекчий и может быть объяснена активной дегазацией анатектического гранитного расплава.

На участке шлиховым опробованием выявлены локальные проявления красной шпинели. Горными выработками они не вскрывались, но содержание шпинели в корках выветривания сопоставимо с содержанием рубинов в минерализованных брекчиях.

Данное проявление рубинов в мраморах и брекчиях пространственно приурочено к Верхнеалабашской синклинали. В свете результатов исследований в Кочкарском комплексе ее можно рассматривать как корневую часть межкупольной грабен-синклинали. Этим могли быть обусловлены появление здесь карбонатных пород и повышенная золотоносность участка. Субвертикальное падение кливажа течения в мраморах, яркое тому подтверждение. Она же контролирует и Алабашское пегматитовое поле, среди которого находится и рубиноносный участок. Пегматитовая жила Мокруша имеет плащеобразное залегание. Жила Казенница, судя по крутому падению, приурочена, вероятно, к трещинам скалывания. Высокая продуктивность пегматитов указывает на высокую насыщенность расплава флюидами.

Таким образом, как на Липовском, так и на Алабашском участках рубиновая минерализация формировалась на регрессивном этапе метаморфизма при активном участии флюидов в условиях калиевого метасоматоза. Это отвечает корунду 3 типа Кучинского участка в Кочкарском антиклинории [Кисин, 1991]. Рубины 1 и 2 типов здесь пока не установлены (рубины 1 типа встречались при шлиховом опробовании аллювия в окрестностях п. Нейвошайтанка). Схожее происхождение, вероятно, имеет рубиновая минерализация восточнее д. Бызовая, где корунд ассоциирует с калиевым полевым шпатом. Рубиновая минерализация типа описанных минерализованных брекчий, видимо, широко распространена на площади Мурзинско-Адуйского комплекса. Об этом свидетельствуют и результаты шлихового опробования аллювиальных отложений современной гидросети.

Выводы

1. Приведены результаты исследований по трем зональным метаморфическим комплексам Главного гранитного пояса Урала, расположенным в полосе протяженностью более 600 км. Их объединяют схожее положение в структурах Урала, время образования, металлогения. Для всех трех рассмотренных комплексов характерно наличие рубиновой минерализации в мраморах и пегматитов переходной редкометалльно-хрусталеносной субформации (по классификации А.И. Гинзбурга с соавторами [1979]). Суундукский комплекс отличается от Кочкарского низкой интенсивностью процесса, остановившегося на начальной стадии купологенеза. Мурзинско-Адуйский комплекс, напротив, показывает высокую интенсивность процесса, прервавшегося, вероятно, на стадии отмирания купологенеза.

Кочкарский комплекс несет все признаки развития по модели блоковой складчатости. Куполовидные структуры здесь проявлены наиболее отчетливо, определяя стиль тектоники, зональный метаморфизм и контролируя размещение месторождений полезных ископаемых. Рост куполовидных структур обусловлен выжиманием вверх разогретых до пластичного состояния пород из зоны сжатия блока положительного изгиба. В Суундукском комплексе наблюдается только начальный общий подъем поверхности. Пластические потоки разогретых глубинных пород еще не успели обособиться и локализоваться. Различие Кочкарского и Суундукского комплексов заключается не в разнице уровня современного эрозионного уровня, а только в интенсивности процесса. Это касается и Мурзинско-Адуйского комплекса. Рост куполовидной структуры вверх не может продолжаться бесконечно. Снижение литостатической нагрузки, повышенные потери тепловой энергии и летучих компонентов увеличивают вязкость фронтальной части пластического потока, заставляя его расширяться по латерали. Пологое погружение гнейсовой толщи западной части Мурзинско-Адуйского комплекса на восток, под граниты Ватихинского гранитного комплекса [Кейльман, 1974], можно объяснить именно таким сценарием развития процесса. Крутое падение кливажа течения в мраморах Липовского участка также объясняется быстрым разрастанием куполовидных структур по латерали. В противном случае, при равномерном горизонтальном давлении со стороны Мурзинско-Адуйского блока, мраморы вместе с серпентинитами были бы выжаты на дневную поверхность в виде тектонических клиньев. Латеральное выжимание карбонатных пород из зоны сочленения Мур-

зинского и Адуйского массивов также свидетельствует о существовании стрессовых напряжений, созданных разрастающимися вширь пластичными массами.

2. Металлогеническая специализация гранитогнейсовых комплексов хорошо объясняется их образованием по модели блоковой складчатости. Это преимущественно нерудные полезные ископаемые: кварц, высокоглиноземистое сырье, драгоценные камни. Мурзинско-Адуйский комплекс широкую известность получил именно благодаря месторождениям изумрудов, александритов, пегматитов с драгоценными камнями и аметистов. Севернее расположен Гаёвский комплекс, в котором также известны пегматиты с драгоценными камнями и проявления изумрудов. Согласно принципам прогнозирования [Кисин, 1991], нет сомнений в наличии там и рубиновой минерализации. Проявления изумрудов и александритов имеются и в Кочкарском комплексе. Рудные месторождения в гранитогнейсовых комплексах представлены преимущественно золотом, перераспределенным процессами гранитизации и последующими преобразованиями.

3. Большую роль в металлогенической специализации гранитогнейсовых комплексов играет, вероятно, геологическая предыстория площади. Это сформировавшийся к тому времени фемический или салический тип коры, ее толщина, жесткость, тектоническая нарушенность и т. п. Большое значение может иметь скорость деформации, зависящая от скорости нарастания величины внешних тектонических сил. Представляется, что увеличение скорости деформаций в блоке положительного изгиба смещает нейтральную поверхность вниз, что ведет к уменьшению мощности зоны сжатия, росту градиентов стрессовых напряжений, усилению роли катакластических течений и выжиманию вверх менее прогретых пород. Глубинный корень такого потока играет менее значимую роль, чем это было в рассмотренных случаях. Зональный метаморфизм вокруг подобных потоков может быть проявлен слабо. Этим, вероятно, можно объяснить основные отличия гранитогнейсовых комплексов Зауральского поднятия от подобных образований Главного гранитного пояса Урала.

4. Изложенный фактический материал хорошо укладывается в модель общекоровой блоковой складчатости.

ГЛАВА 4. БРЕКЧИИ, МЕГАБРЕКЧИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КЛИНЬЯ В СТРУКТУРАХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

В главе 3 рассмотрены Кочкарский, Суундукский и Мурзинско-Адуйский метаморфические комплексы, несущие признаки блоков положительного изгиба коры. Соответственно, они должны иметь смежные блоки отрицательных изгибов коры. Для такого блока основными также являются (см. главу 2) следующие признаки:

- граничные надвиги встречного падения, ограничивающие блок;
- клинодислокации (дуплексы скалывания) в висячих боках граничных надвигов;
- линейная бескорневая складчатость;
- приподнятая относительно смежных структур поверхность границы Мохо;
- *осевые тектонические клинья (горсты) с основаниями, расположенными в средней части коры;*
- брекчии и мегабрекчии на верхних горизонтах блока и/или бескорневая складчатость слоистых осадочных толщ;
- региональный метаморфизм, не превышающий зеленосланцевой фации;
- *малые бескорневые многофазные магматические интрузии, кольцевые дайки;*
- рудная специализация флюидов.

К западу от Кочкарского антиклинория находится Зауральский синклинорий, ограниченный надвигами встречного падения. Для него характерна *линейная складчатость* [Кейльман и др., 1973]. Краевые участки синклинория сложены вулканогенно-осадочными толщами S_2 - D_3 , а породы центральной части датируются S_1 , что может указывать на горстовую структуру. Региональный метаморфизм не превышает зеленосланцевой фации. Это все – признаки блока отрицательного изгиба. Однако в качестве наиболее вероятного представителя блока отрицательного изгиба рассмотрим Алапаевско-Теченский синклинорий Восточно-Уральского прогиба. На площади синклинория расположено Сафьяновское Zn-Cu-сульфидное месторождение, обрабатываемое открытым способом, что дает хорошую возможность наблюдать внутреннюю структуру блока непосредственно в бортах карьера.

4.1. Краткие сведения о геологии Сафьяновского месторождения и его окружения

На западе синклинорий граничит с Мурзинско-Адуйским антиклинорием, а на востоке – с Красногвардейским. Оба антиклинория вытянуты в субмеридиональном (уральском) направлении и имеют значительное сходство между собой [Кейльман, 1974]. Судя по результатам сейсмических исследований по профилю Камышлов – Асбест – оз. Таватуй и геологическим данным, оба антиклинория несут признаки блоков положительного изгиба коры. Границы тектонические, с надвиговой кинематикой, падающие под Алапаевско-Теченский синклинорий [Кейльман, 1974; Минкин и др., 1973; Соколов и др., 1993].

На рис. 4.1 показана геологическая карта части Алапаевско-Теченского синклинория *Режевской структурно-формационной зоны (СФЗ)*. В ее строении принима-

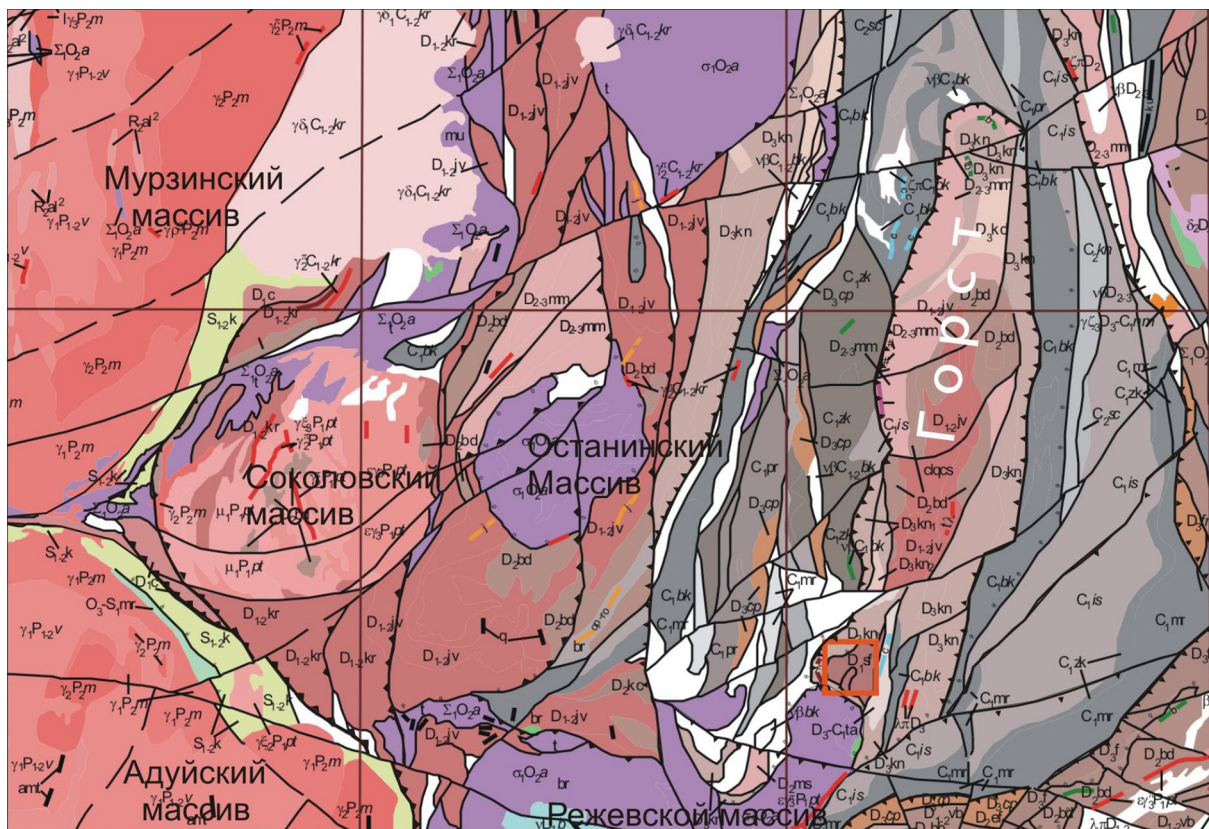


Рис. 4.1. Геологическая карта Режевской структурно-формационной зоны (фрагмент Государственной геологической карты масштаба 1 : 50 000 [Отчет..., 1986].

Условные обозначения не прилагаются ввиду их большого объема. Рисунок приводится для иллюстрации мелкоблокового строения Режевской СФЗ. Оранжевым контуром показано Сафьяновское рудное поле. Остальные пояснения см. в тексте

ют участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и карбонатно-терригенные комплексы девон-нижнекаменноугольного возраста [Коровко, Двоеглазов, 1991; Язева и др., 1991; и др.]. Восточная часть площади осложнена угленосным грабеном триасового возраста. Бросается в глаза мелкоблоковое, мозаичное строение Режевской СФЗ, что хорошо согласуется с представлениями о *площадных мегабрекчиях*, характерных для блоковой складчатости. Эти представления подкрепляются данными о широком распространении здесь разномасштабных тектонических нарушений с надвиговой кинематикой. Надвигание более древних пород на более молодые доказано глубоким бурением [Геологическая позиция..., 1997]. Под Останинским гипербазитовым массивом бурением вскрыты позднеэйфельские базальты глинского комплекса, надвинутые на фаменские граувакки. Около с. Арамашево, в долине р. Реж, под эйфельскими известняками вскрыты раннекаменноугольные терригенные отложения. Вблизи с. Толмачево, на р. Нейве, эйфель-живетские известняки по пологому надвигу надвинуты на живетские андезитовые базальтовые пирокластиты. Около с. Верхняя Сиячиха эйфель-живетские андезитовые туфы перекрываются раннеэйфельскими кремнистыми породами, выше которых лежат пражско-эйфельские известняки. Возраст надвигов оценивается как раннекаменноугольный, что исследователи связывают с коллизией дуга-микроконтинент. Упоминается также серия субвертикальных сбросо-

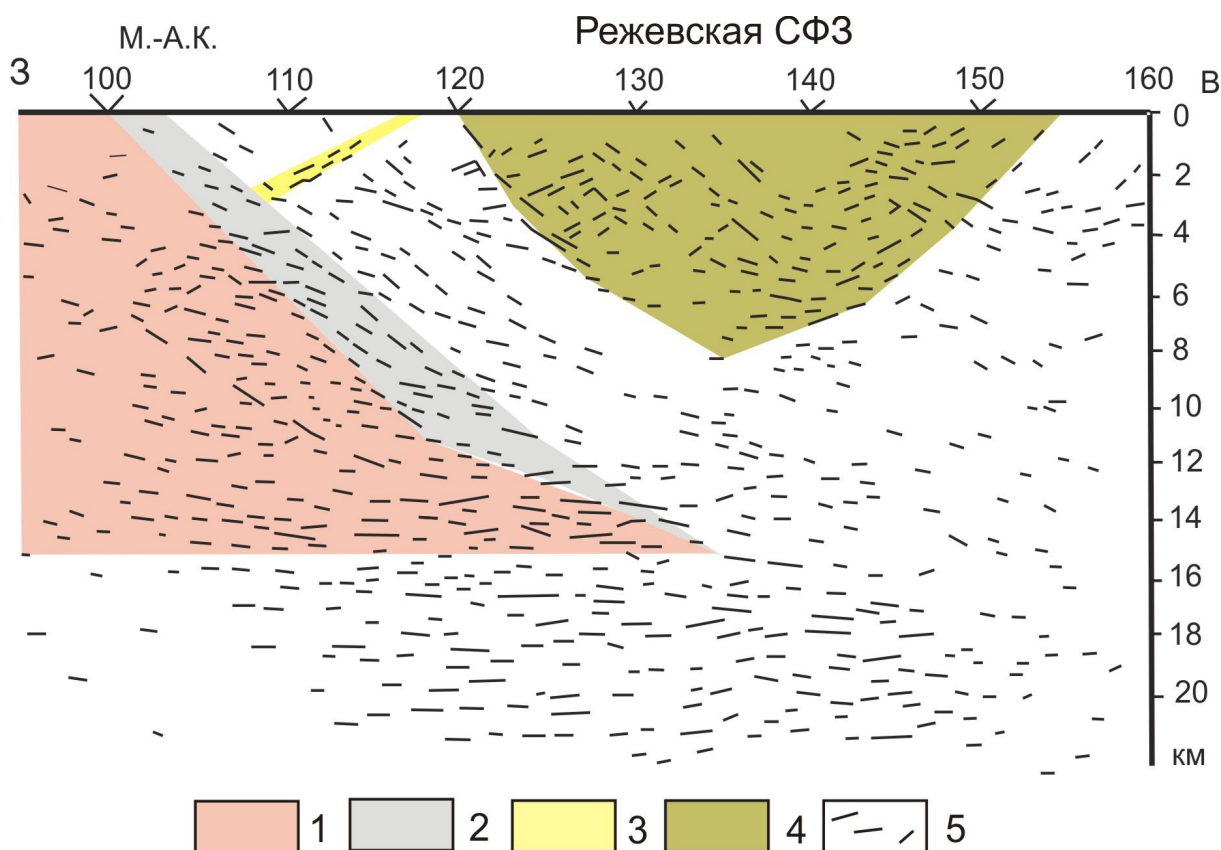


Рис. 4.2. Фрагмент профиля МОВ Черноисточинск – Алапаевск [Соколов и др., 1993, в интерпретации авторов].

1 – Мурзинско-Адуйский гранитогнейсовый комплекс (блок положительного изгиба); 2 – зона надвига; 3 – дуплексы скалывания с надвиговой кинематикой; 4 – осевой тектонический клин; 5 – отражающие площадки. М.-А. К. – Мурзинско-Адуйский комплекс. Остальные пояснения см. в тексте

сдвигов, которые цитируемые авторы связывают с этапом межконтинентальной аккреции. Раннекаменноугольные черные известняки Першинского месторождения, расположенного в нескольких километрах к северо-западу от Сафьяновского месторождения, сильно катаклазированы, что в значительной степени ограничивает их использование в качестве облицовочного камня, несмотря на высокие декоративные качества. Изучение характера трещиноватости в бортах Першинского карьера показало, что они подверглись деформациям сжатия в малоглубинных условиях.

О глубинном строении Режевской СФЗ можно судить по результатам сейсмического зондирования методом МОВ по профилю Черноисточинск – Алапаевск [Соколов и др., 1993]. Цитируемые исследователи характеризуют данную площадь как участок «сложного чешуйчатого разреза». Алапаевский массив серпентинитов представлен плитообразным горизонтально залегающим телом мощностью 1400–2100 м. На рис. 4.2 представлен фрагмент данного широтного профиля, пересекающий интересующую нас площадь в северной части. В западной части разреза отчетливо видна восточная часть Мурзинско-Адуйского гранитогнейсового комплекса, характеризующегося повышенной сейсмической «прозрачностью» и отсутствием протяженных отражающих площадок. От Режевской СФЗ он отделен широкой полосой отражающих площадок, падающих на восток под углом 40–45°, которую мы интерпретируем

как *зону надвига*. С глубины 12 км наблюдается отчетливое выполаживание этой зоны и положение ее становится неясным. В Мурзинско-Адуйском блоке с глубины 4 км увеличивается количество отражающих площадок на участке, прилегающем к зоне надвига. Это можно объяснить условиями горизонтального сжатия и сложными сдвиговыми деформациями в зоне надвига (см. главу 2 и рис. 2.13). В висячем боку надвига отчетливо просматривается зона отражающих площадок (выделена желтым цветом), падающих на запад под углом 27–28°. Такие углы падения имели дуплексы скалывания в экспериментах с моделированием блока отрицательного изгиба (см. рис. 2.13). С ними и интерпретируется данная тектоническая зона. Несколько восточнее располагается область повышенной концентрации круто наклоненных отражающих площадок, образующих протяженные цепочки. Углы их наклонов составляют от 30 до 50°, с преобладанием 40°. Падение на запад или восток (в равной пропорции) создает систему клиньев. Форма этой области также клиновидная с острием, расположенным на глубине около 8 км (на рис. 2.13 окрашена в фишашковский цвет). По этим признакам данную область можно уверенно отнести к *осевому тектоническому клину*. Таким образом, по профилю Черноисточинск – Алапаевск можно выделить элементы блока отрицательного изгиба коры.

В последние десятилетия открытия рудных месторождений на Урале случаются все реже и реже. Одним из таких событий было открытие в 1985 г. Сафьяновского меднорудного месторождения, которое эксплуатируется с 1994 г. По составу основных руд оно относится к сульфидному цинк-медному типу. С момента открытия месторождения исследователями предложено несколько моделей его геологической позиции и генезиса, различающихся в деталях, но близких в отношении определения типа месторождения и времени его формирования. Согласно этим моделям месторождение отнесено к *колчеданному* типу, а время рудообразования оценивается *средним девоном–ранним карбоном*. Геологическое описание района и самого месторождения приведено в ряде публикаций [Коровко, Двоеглазов, 1991; Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение..., 1991; Геологическая позиция..., 1997; Прокин и др., 2002; Шереметьев, Лещев, 2000; Язева и др., 1991, 1992; и др.]. Однако многие вопросы геологии и генезиса месторождения остаются дискуссионными.

Наш интерес к Сафьяновскому месторождению вызван исключительно его позицией в структурах Урала, приуроченностью к предполагаемому блоку отрицательного изгиба. Цель исследований заключалась в изучении характера разрывной тектоники в бортах Сафьяновского карьера и ее соотношения с рудами. Подобные исследования проводились и предшественниками, но в других, менее благоприятных, условиях, которые опирались преимущественно на данные бурения и результаты наблюдений самых верхних горизонтов, вскрытых карьером к тому времени. В настоящее время глубина карьера достигла 200 м, что позволяет рассматривать трещиноватость в менее выветрелых породах и на значительных по площади разрезах, т. е. наблюдать действительную структуру месторождения непосредственно в бортах карьера. Кроме того, исследуемая площадь очень слабо обнажена и такая глубокая горная выработка может дать очень ценную информацию по интересующему нас вопросу.

Сафьяновское месторождение медно-цинковых сульфидных руд приурочено к южной части Режевской структурно-формационной зоны субмеридионального про-

стирания (см. рис. 4.1). Геолого-съёмочными работами последнего времени здесь выделено три тектонических пластины, разделенные надвигами западной vergenции с углами падения 25–45°. Обратите внимание, что дуплексы скалывания на описанном сейсмическом профиле тоже падают на запад под углом 27–28° и по характеру имеют надвиговую кинематику. Эти тектонические пластины получили названия *Останинская*, *Бороухинская* и *Мелкозеровская* [Коровко, Двоеглазов, 1991]. К южной части Бороухинской тектонической пластины и приурочено Сафьяновское месторождение. Эти исследователи выделяют Сафьяновскую полифациальную вулканокупольную структуру, осевая часть которой осложнена субмеридиональной депрессией шириной до 250 м, выполненной эксплозивными брекчиями. Депрессия имеет в плане и разрезе флексуобразную форму и фиксирует правый взбросо-сдвиг. Данные авторы отмечают: «Под воздействием динамических напряжений, унаследованно сохраняющихся с предрудной стадии в корневой части депрессии, ... возникает *объемная зона сколовых трещин*, явившихся рудоподводящим каналом. В депрессии над зоной истечения горячие рудоносные растворы резко охлаждались морской водой. ... что обусловило относительно высокую скорость отложения сплошных... колчеданных руд осадочно-натечным способом» [Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение..., 1991, с. 153]. Для нас здесь важна «*объемная зона сколовых трещин*», которую мы обсудим позднее. Далее отмечается, что почти одновременно с образованием осадочных руд на глубине шло гидротермально-метасоматическое прожилково-вкрапленное рудообразование. «Полизональный ореол гидротермально-метасоматических изменений и геохимический ореол с четко выраженными тыловыми, окколорудными и фронтальными сечениями однозначно свидетельствует о *нормальном залегании месторождения*» [Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение..., 1991. Курсив наш - А. К., В. К.]. Иначе говоря, пострудной тектоникой месторождение почти не затронуто. На этом основании цитируемые авторы выделяют «сафьяновский подтип» колчеданного оруденения Восточно-Уральской мегазоны. Время оруденения оценивается как фаменско-турнейское.

С юго-запада рудное поле перекрывается гипербазитами Режевского массива, для которого предполагается шарьяжная природа. Некоторые исследователи считают его ретрошарьяжем с амплитудой горизонтального перемещения 100–130 км из зоны Главного Уральского разлома [Бочкарев и др., 1991; Язева и др., 1991]. Сафьяновское месторождение также включено в состав «клипа альпинотипного шарьяжа». По мнению цитируемых авторов, Режевским шарьяжем и Сафьяновским надвигом рудное поле разделено на три тектонические пластины: Кондихинскую, Сафьяновскую и Восточно-Сафьяновскую.

Вулканические и субвулканические образования, по мнению одних ученых, представляют гомодромный ряд дифференциатов базальт-андезит-дацит-риодацит-риолитовой формации [Коровко, Двоеглазов, 1991; Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение..., 1991]; другие относят их к «типичной толеитовой формации» [Язева и др., 1989]. Р.Г. Язева с соавторами [1991] выделяют два типа руд. *Ранние, вулканогенно-осадочные*, связанные с затухающим островодужным толеитовым вулканизмом D_2e . *Поздние, гидротермально-метасоматические*, связанные с живетским (?) вулканизмом андезит-дацитовой формации. К ранним рудам отнесены

сплошные колчеданные руды, которые, по мнению цитируемых авторов, отлагались в неравновесных условиях смешения горячих гидротермальных растворов с морской водой. Температура образования сплошных колчеданных руд оценивается в 230–370°C. К ранним рудам отнесены и богатые *рудные столбы*, которые формировались при 150–220°C. *Прожилково-вкрапленные руды*, более поздние, формировались при 490–370°C.

В.А. Прокин с соавторами [2002] также говорят о сходстве месторождения с «уральским типом колчеданных месторождений». Но отмечают и существенные различия: 1) расположенность в восточной вулканогенной зоне Урала, с корой субконтинентального типа; 2) принадлежность вулканитов к андезит-дацитово-ионолитовой формации; 3) обилие субвулканических тел и даек кварцевых порфиров, широкое развитие эксплозивных и гидротермальных брекчий; 4) широкий ореол околорудных метасоматических изменений пород. По этим признакам Сафьяновское месторождение отнесено ими к «малокавказкому типу». По мнению цитируемых авторов, месторождение связано с эксплозивными брекчиями, заполнившими образовавшуюся после взрыва депрессию вблизи жерла вулкана. Одновременно отлагались «обломочные гидротермально-осадочные сульфидные руды». По флюидоподводящим каналам зон объемной трещиноватости гидротермально-метасоматическим способом формировались прожилково-вкрапленные руды. «Позднее, возможно во время внедрения субвулканических тел кварцевых порфиров, по этой тектонической зоне проникали медьсодержащие растворы, образовавшие... богатые медные руды» [Прокин и др., 2002, с. 280]. На коллизионном этапе рудное тело было перемещено к востоку и испытало вращение, из-за чего медно-цинковые руды оказались в восточной части рудного тела.

Итак, одни исследователи полагают, что месторождение находится в нормальной залегающей пластине, другие считают его перемещенным с запада на 100–130 км в составе тектонической ретрошарьяжной пластины, а третьи предполагают деформацию и вращение месторождения на коллизионном этапе. Остается непонятным, как при вращении месторождения «осадочные руды» остались сверху. Время рудообразования оценивается диапазоном от среднего девона по ранний карбон. Важно, что руды *неметаморфизованные*.

4.2. Разрывные нарушения в Сафьяновском карьере

При осмотре бортов карьера прежде всего бросается в глаза очень сильная тектоническая нарушенность пород (рис. 4.3). Преобладает мелкая трещиноватость: от волосовидных трещин, наблюдаемых в образцах при увеличении в 5–10 раз или в шлифах, до относительно крупных трещин, прослеживаемых в бортах карьера на первые метры. Достаточно распространены трещины, прослеживаемые по падению (наблюдению доступны только борта карьера) на многие метры и десятки метров или полностью пересекающие борта карьера. Ориентировка трещин в пространстве всевозможная. В то же время они группируются в системы, подчиненные влиянию более крупных трещин, протягивающихся на десятки и, вероятно, сотни метров.

Предыдущими исследованиями в пределах карьера выделены *Сафьяновский* и *Восточный* разломы [Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение...,

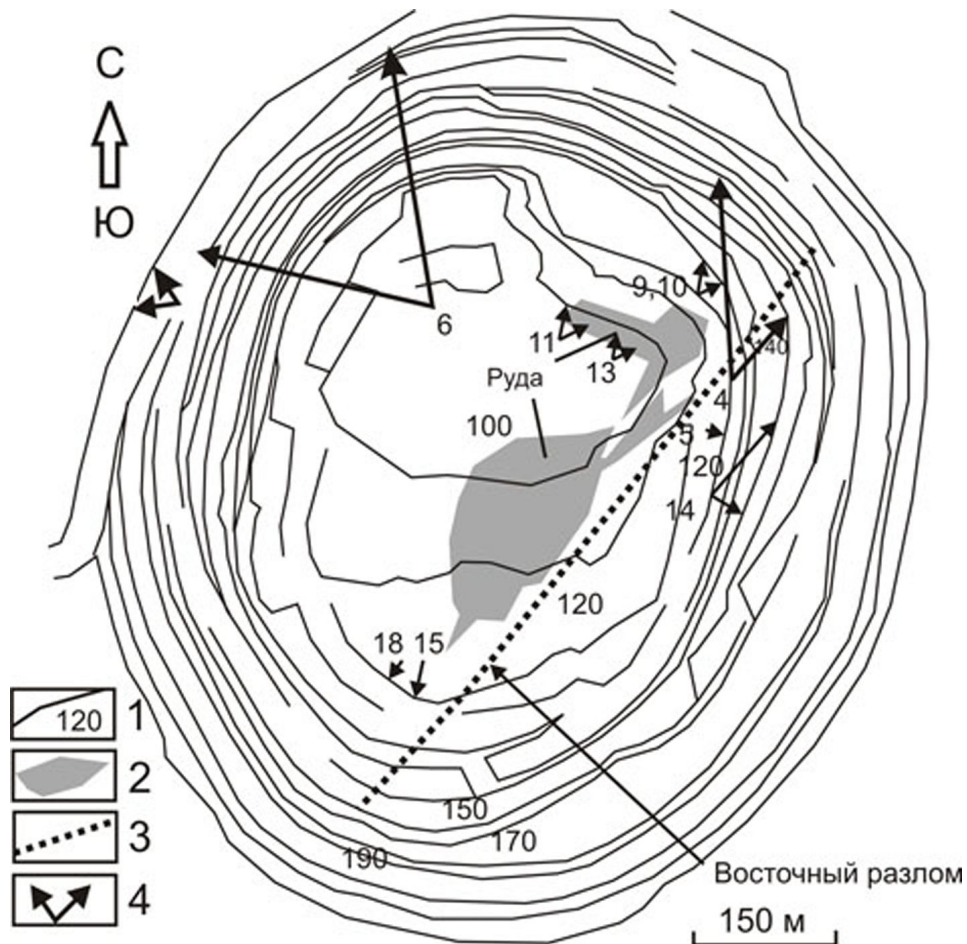


Рис. 4.3. Схематический план Сафьяновского карьера.

1 – линии уступов с абсолютными отметками; 2 – рудные тела; 3 – Восточный разлом; 4 – участки карьера, по которым есть детальные зарисовки

1991; Прокин и др., 2002]. Сафьяновский разлом (Западный [Язева и др., 1992]) ограничивает месторождение с запада, а Восточный – с востока. Первый описывается как субвертикальная зона *дробления и рассланцевания* мощностью 3–5 м [Прокин и др., 2002]. В ней «присутствуют полуокругленные линзовидные (тектонически обжатые) обломки кварцевых порфиров, туффитов, песчаников, серицит-кварцевых метасоматитов, массивных и вкрапленных руд величиной до 5–8 см, разделенные глиной трения» [Прокин и др., 2002, с. 276]. При обследовании карьера одним из авторов (А. К.) в 2008 г. Сафьяновский разлом на данном месте не обнаружен. Под приведенное описание близко подходят брекчии, которые по ряду признаков можно отнести к «эруптивным». Возможно, что данное тело брекчий представлено дайкой, приуроченной к Сафьяновскому разлому. Но здесь отсутствуют глина трения и рассланцевание. Кроме того, не соответствует расстояние между эруптивными брекчиями и Восточным разломом. Вполне вероятно, что Сафьяновский разлом как по простиранию (в бортах карьера), так и на нижних горизонтах карьера выражен недостаточно отчетливо.

Восточный разлом. В.А. Прокин с соавторами [2002] описывает как систему сближенных сместителей мощностью 1–2 м, простирающихся по азимуту 20–30° и падающих на запад под углом 50–80°. В 2008 г. данный разлом был хорошо выражен

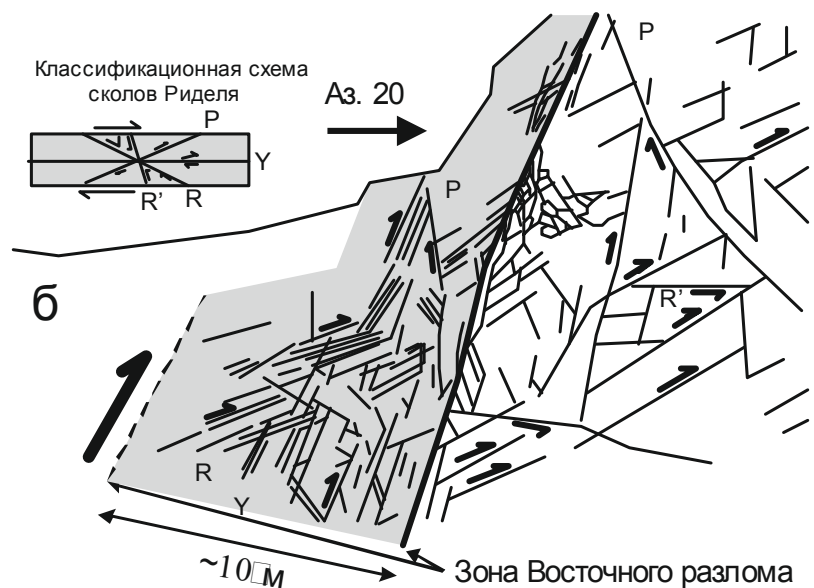


Рис. 4.4. Восточный разлом (а) в северо-восточном борту карьера на горизонте 160 м и интерпретация типов трещин по классификации В. Риделя (б) [Кисин, 2009в]. Остальные пояснения см. в тексте

в северо-восточной части карьера на горизонтах 150 и 160 м (рис. 4.3, 4.4). Разлом имеет простирание $200\text{--}205^\circ$ (замеры в борту и по полотну карьера, аз. магн.) и угол падения $60\text{--}73^\circ$ на запад. Линия разлома резкая, отчетливая, подчеркнутая сильным осветлением пород висячего бока (см. рис. 4.4а). Глинка трения и зеркала скольжения на данном участке разлома не наблюдались.

В **лежащем** борту разлома породы скальные, сильно тектонизированные. Здесь распространены трещины скалывания R-типа (по классификации В. Риделя [Riedal, 1929]), имеющие падение в западных румбах, указывающие на *взбросовый* характер данного тектонического нарушения (см. рис. 5.5б). Реже наблюдаются трещины P-типа. Трещины Y-типа, параллельные плоскости сместителя, единичные. В непосредственной близости от основного сместителя местами наблюдается тектоническое брекчирование пород.

Породы **висячего** бока, собственно зона разлома, разбиты серией сближенных параллельных трещин на плиты мощностью первые сантиметры, суммарной мощностью около 10 м. Судя по местоположению и суммарной мощности зоны, эти трещины относятся к кливажу разлома (Y-сколы). Здесь местами просматривается ослож-



Рис. 4.5. Тектонические брекчии с гнездами халькопирита в цементе.

Остальные пояснения см. в тексте



Рис. 4.6. Тектонические клинья в северо-западном борту карьера.

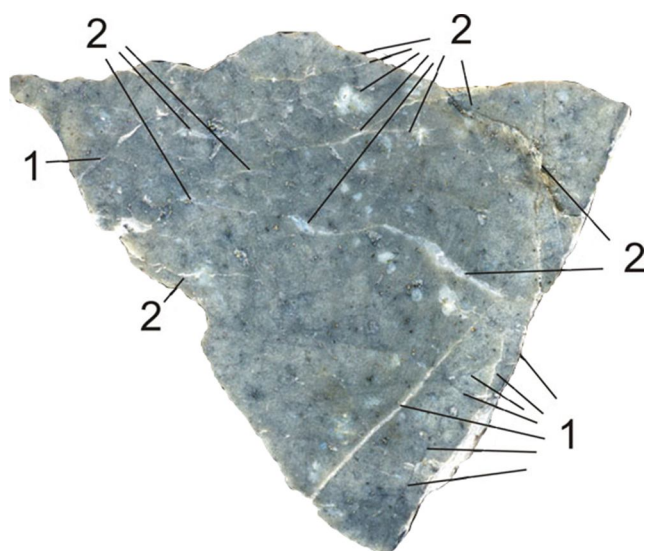
Остальные пояснения см. в тексте

няющая мелкая трещиноватость, образующая несколько систем. Они, вероятно, представляют все или почти все типы трещин, выделенных В. Риделем. Часть из них показана на рис. 4.4б. В зоне развития кливажа порода сильно катаклазирована, подверглась физической и химической дезинтеграции, вплоть до достижения сыпучего состояния. Широко распространены выцветы купороса, протягивающиеся шлейфом на верхние и нижние горизонты карьера.

Далее к северо-западу, в висячем боку разлома, в интервале около 150–200 м распространены сильно тектонизированные осветленные породы, часто с гнездами руды и выцветами купороса. Система трещин та же, что и в зоне Восточного разлома, но менее интенсивная. Видимые скопления руды наблюдаются только по трещинам и непосредственно вблизи их, т. е. отмечается отчетливый тектонический контроль рудной минерализации. В лежащем боку Восточного разлома мелкие гнезда руды и выцветы купороса встречается лишь в интервале 10–15 м от разлома и также при-

Рис. 4.7. Ориентированный шлифованный образец из основания тектонического клина (см. рис. 4.6).

Отчетливо просматривается теневая структура тектонической брекчии (угловатые очертания, соответствие геометрических границ), сильно переработанной гидротермально-метасоматическими процессами. Ширина образца 7 см. 1 – наиболее крупные трещины скальвания; 2 – трещины растяжения. Остальные пояснения см. в тексте



урочены к отдельным трещинам скальвания. Масштаб оруденения здесь сильно уступает оруденению всяческого бока. По совокупности признаков Восточный разлом вполне удовлетворяет понятию *рудоподводящий*. К югу от описанного участка он достаточно уверенно прослеживается по нижним горизонтам и южному борту карьера до горизонта 160 м. Однако здесь он уже менее выразительный и его продолжением к югу может быть любая крупная трещина скальвания, они имеются на месторождении в изобилии. Схожая ситуация складывается и при прослеживании Восточного разлома к северу: он также расщепляется на несколько крупных трещин скальвания близкого простирания и падения. Глубокоэшелонированная система трещин скальвания, отсутствие милонитов, глинки трения и зеркал скольжения дают основание предполагать *крайне незначительную амплитуду смещений* по данному разлому, которая, вероятно, не превышает нескольких метров или первых десятков метров.

В восточном борту карьера на горизонте 140 м к данному разлому со стороны лежащего бока примыкает пологое прямолинейное тектоническое нарушение, падающее на юг под углом около 15° . По нему в карьер поступают грунтовые воды, что делает его весьма заметным. В лежащем боку нарушения наблюдаются выцветы купороса. Прямолинейная форма и пологое падение дали основание предположить надвиговую природу данного нарушения. Однако изучение его вблизи показало, что местами разлом представлен лишь системой кулисообразно расположенных трещин скальвания R-типа. Глинка трения отсутствует. Вблизи Восточного разлома это нарушение теряется среди оперяющих трещин скальвания, не оказывая никакого влияния на основное тектоническое нарушение. По совокупности признаков оно также отнесено к крупной трещине скальвания с надвиговой кинематикой. В обоих боках данного нарушения распространены брекчии (рис. 4.5). Соответствие геометрии границ смежных обломков и их мономиктный состав указывают на *тектоническую* природу этих образований. Данные брекчии не имеют отчетливых границ в борту карьера и постепенно сменяются трещиноватыми породами или чередуются с ними. В цементе брекчий наблюдаются гнезда халькопирита, что указывает на *дорудное* образование брекчий. Подобные брекчии весьма широко распространены на Сафьяновском месторождении.

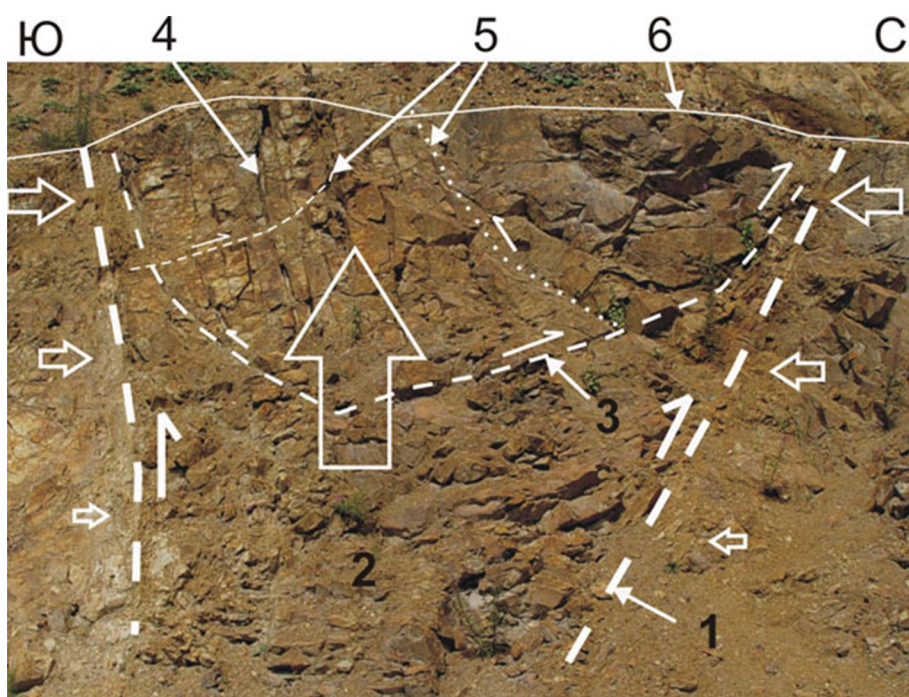


Рис. 4.8. Особенности строения тектонического клина.

1 – границы тектонического клина; 2 – брекчированные породы в основании клина с признаками течения; 3 – граница между брекчированными и скальными породами; 4 – начальный клин-важ; 5 – границы формирующихся мелких клиньев; 6 – поверхность уступа. Большая вертикальная стрелка показывает на-правление перемещения клина. Горизонтальные стрелки показывают градиентное поле сжимающих напряжений, а полустрелки – направление смещений по крупным трещинам. Остальные пояснения см. в тексте

Среди многообразия трещин, наблюдаемых в бортах Сафьяновского карьера, особый интерес вызывают трещины, образующие клинья или систему клиньев, с остриями, направленными вниз. Они наблюдаются в разных частях карьера, но особенно широко проявлены в его северной части (рис. 4.6). Здесь, в северо-западном борту карьера, преобладают три системы трещин: 1) угол падения $35^\circ (\pm 5^\circ)$ по азимуту $170^\circ (10^\circ)$ ЮЮВ; 2) угол падения $40^\circ (5^\circ)$ по азимуту $360^\circ (10^\circ)$ на север; 3) угол падения $60^\circ (5^\circ)$ по азимуту $135^\circ (10^\circ)$ ЮВ. (Ввиду требований техники безопасности все замеры производились дистанционно, с расстояния 1–3 м.)

Несколько южнее, по северо-западному борту карьера (клиновидные формы на рис. 4.6), преобладают трещины с углами падения $40\text{--}50^\circ$ по азимуту 310° СЗ и $25\text{--}50^\circ$ по азимуту 140° ЮВ. Все эти трещины прямолинейные, нередко кулисообразные. Зеркала скольжения наблюдаются исключительно редко. Глинка трения не встречалась. Поверхность бортов трещин обычно мелкоступенчатая, сформированная системой мелких кулисообразно расположенных прямолинейных трещин скалывания R-типа и ограничивающих их трещин отрыва. Все это указывает на сколовый характер трещин в северо-западном борту карьера и отсутствие значимых смещений по ним. Все данные трещины скалывания имеют взбросо-надвиговую кинематику с крайне незначительными амплитудами смещений. Трещины ранжированы по размерам, соответственно, образуемые ими тектонические клинья также по размерам ранжированы: крупные клинья, с размахом на всю глубину карьера, содержат внутри подобные кли-

нья меньших размеров, а те в свою очередь включают еще более мелкие клинья и т. д. Вплоть до размеров обычного образца (рис. 4.7). Данный образец ориентированный. Изучение его шлифованной поверхности и ориентированных прозрачных шлифов оптическими методами показало глубокие гидротермально-метасоматические изменения породы и развитие микротрещин скалывания и растяжения. Трещины скалывания прямолинейные, ориентированные субпараллельно боковым поверхностям образца и залечены кварцем и кальцитом. Они часто нарушены микродвижениями при пересечении с трещинами скалывания другой ориентировки. Трещины растяжения ориентированы вдоль горизонтальной поверхности образца. Выполнены они кварцем и карбонатом, местами с сульфидной минерализацией. Форма жил линзовидная. Жилы резко изменчивы по простиранию и мощности. Все эти факты показывают, что образование трещиноватости происходило одновременно с гидротермально-метасоматическим процессом, после потери активности трещина тут же заполнялась гидротермальными минералами. Возвращаясь к рис. 4.6, заметим, что тектонические клинья построены по тому же принципу: их боковые поверхности ограничены трещинами скалывания, а верхняя часть клина обычно завершается *зоной субгоризонтального брекчирования*, образовавшейся в условиях горизонтального сжатия и вертикального растяжения. Это хорошо согласуется с представлениями о подобии крупных и малых структурных форм в геологии [Громин, 1970].

Внутреннее строение тектонического клина хорошо видно на рис. 4.8, но верх его срезан уступом карьера (см. рис. 4.6, 6). Границы клина отчетливо выделяются тектоническими нарушениями (см. рис. 4.6, 1) и резкой сменой стиля деформации. Они имеют крутое падение, что объясняется состоявшимся значительным перемещением клина вверх и вращением плоскостей сместителей. В результате этого порода в нижней части клина (см. рис. 4.6, 2) сильно катаклазирована и показывает *флюидалность*, ориентированную вдоль его границ. Верхняя часть клина сложена менее трещиноватыми породами и ограничена криволинейными поверхностями трещиноватости (см. рис. 4.6, 3), образующими быстро выклинивающийся с глубиной небольшой клин. В левой части клина наблюдается начальный кливаж (см. рис. 4.6, 4), ориентированный параллельно смежной границе клина. Отмечается также зарождение двух небольших клиньев (см. рис. 4.6, 5) в верхней части основного клина. Появление такого типа клиньев невозможно в условиях однородного по интенсивности горизонтального сжатия. В этом случае сдвиговыми напряжениями была бы сформирована система ромбовидных блоков. Для возникновения тектонического клина необходимы дифференцированные в вертикальной плоскости сжимающие напряжения (градиентное поле), как это показано изменением размеров больших стрелок на рис. 4.8. Это подтвердили и эксперименты с моделированием блока отрицательного изгиба (см. рис. 2.12, 2.13).

4.3. Хрупкие деформации пород и рудные тела

На Сафьяновском месторождении трудно найти сколь-либо значимые объемы нетектонизированных пород. Месторождение целиком расположено в области развития трещин скалывания, что подчеркивают и другие исследователи, указывающие на «объемную трещиноватость» [Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторож-

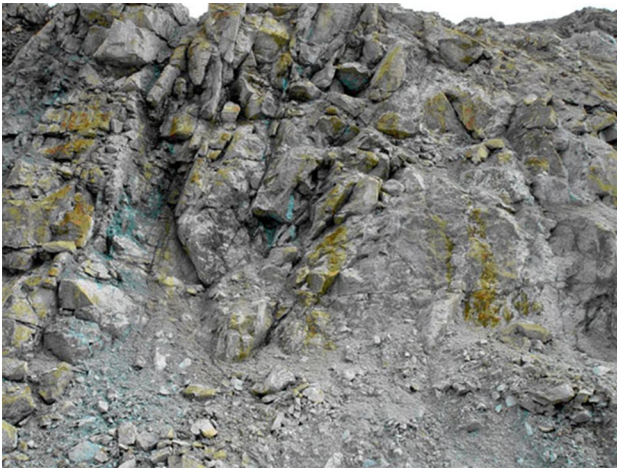


Рис. 4.9. Стиль деформаций пород в ви-
сячем боку Восточного разлома в 50 м от ос-
новного сместителя и рудные прожилки, со-
провождаемые выцветами купороса.

Высота уступа 5–6 м

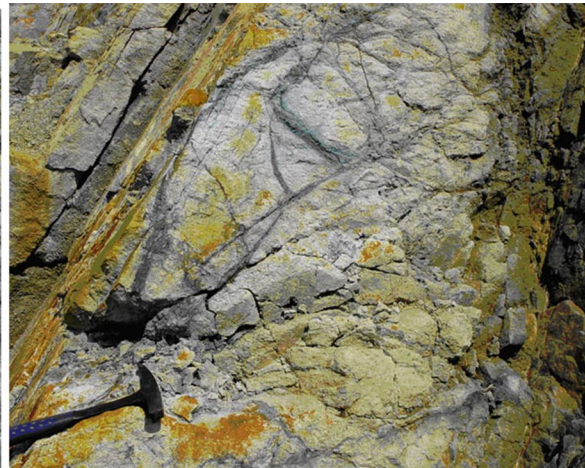


Рис. 4.10. Рудные прожилки в текто-
низированной породе (там же)

дение..., 1991; Прокин и др., 2002]. Плотность трещиноватости пород, вмещающих руду, столь велика, что их можно отнести к катаклазитам.

Одним из аргументов в пользу колчеданной гипотезы образования месторождения обычно приводят наличие «сплошных осадочных руд», которые встречены на самых верхних горизонтах карьера. В период наших исследований они уже были извлечены, и их нельзя было наблюдать в коренном залегании. Поэтому изучали только два полированных образца из коллекции В.П. Молошага. Руда слоистая, представленная мелкозернистым песчаником (?), отдельные прослои которого содержат обильную вкрапленность сульфидов. Эти же слои содержат и многочисленные мелкие каверны. Признаков тектонической деформации в данных образцах руды не отмечается. На рис. 4.6 видно, что тектонические клинья выходят непосредственно под наносы. Из рис. 4.2 понятно, что иного варианта быть не может. В то же время о степени тектонической и гидротермально-метасоматической переработки пород в тектонических клиньях можно судить по рис. 4.7. Принимая во внимание чрезвычайно высокую тектоническую переработку пород месторождения, такая сохранность «осадочных руд» кажется невероятной. Поэтому «осадочное» происхождение рудных минералов в «песчаниках» нуждается в дополнительных доказательствах.

Тектонический контроль оруденения показан на рис. 4.3, 4.9–4.13. На рис. 4.3 видно, что все рудные тела на месторождении расположены в висячем боку Восточного разлома и протягиваются в том же направлении. На рис. 4.9 виден стиль деформаций пород висячего бока Восточного разлома, который сохраняется почти до тектонических клиньев в северо-западном борту карьера. Преобладают кливаж разлома, сколы R, R' и P, а также мелкие трещины растяжения (см. рис. 4.10). Интенсивность тектонической переработки очень высокая, но неравномерная. Породы осветлены и дезинтегрированы процессами химического и физического выветривания. На рис. 4.11 представлено промышленное рудное тело. Хотя внешне оно напоминает «рудный холм», но в действительности это тектонические брекчии с рудным цементом. Это отчетливо видно на рис. 4.12. Вторичное брекчирование рудных брекчий на-

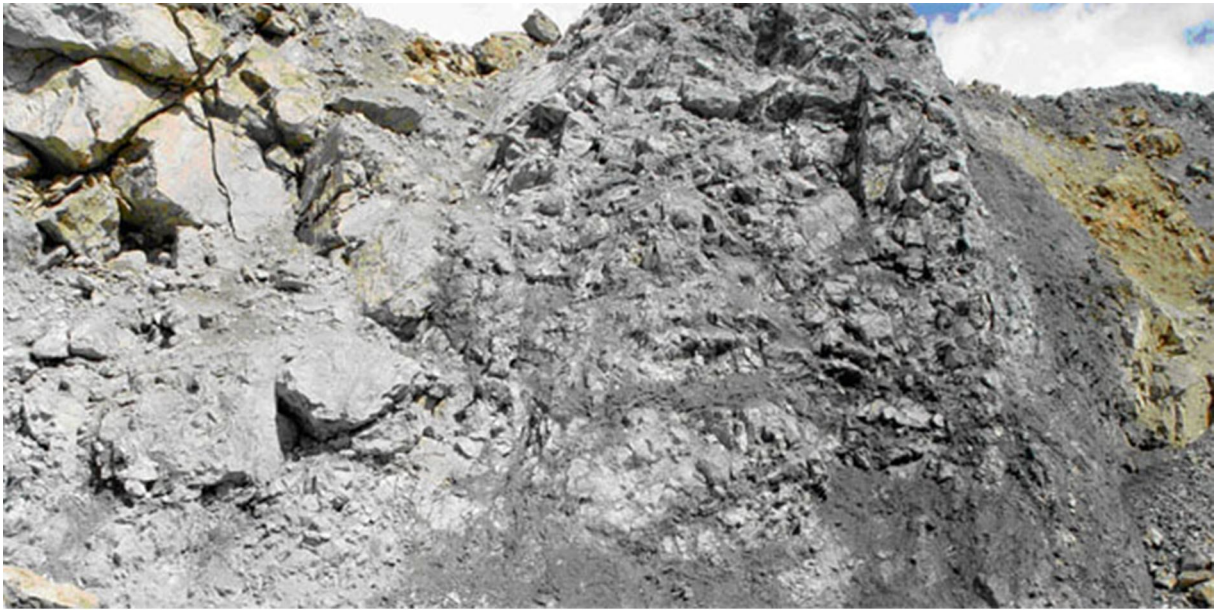


Рис. 4.11. Богатые халькопиритовые руды (темное) на нижнем горизонте карьера (общий вид и фрагмент). Северный борт. Высота уступа около 5 м.

Стиль хрупких деформаций, наблюдаемый в породах в верхнем левом углу и рудной залежи аналогичный, но разной интенсивности. На нижнем снимке видно, что породы близки к состоянию брекчий с рудным цементом. Геометрическое соответствие границ указывает на их тектоническое происхождение. Наиболее крупные рудные тела имеют пологое залегание. Даже после взрывных работ значимых смещений по руде не наблюдается

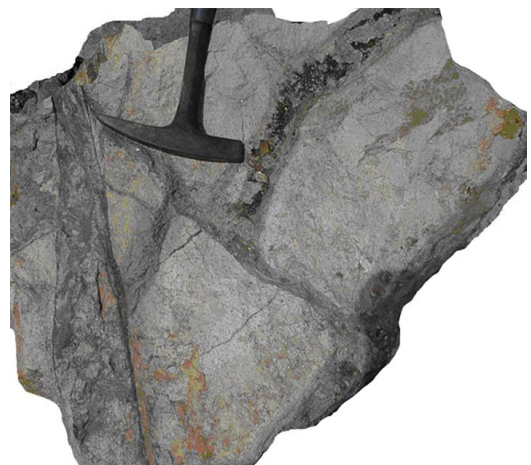


Рис. 4.12. Фрагмент рудной брекчии, показанной на рис. 4.11.

Отчетливо видны соответствие геометрических границ обломков породы и маломощная зона позднего брекчирования (возможно, за счет просадки)



Рис. 4.13. Другая рудная залежь также приурочена к зоне брекчирования пород.

Видно, как интенсивность трещиноватости нарастает от скальных пород (верхний левый угол) к рудной залежи

блюдается крайне редко. Появление вторичных брекчий можно объяснить просадкой в процессе рудоотложения и связанного с этим локального повышения плотности пород. На рис. 4.13 видно пологое залегание рудного тела, приуроченного к зоне брекчирования. Только в правом краю рис. 4.13 видны крутопадающие трещины кливажа разлома и воздымание залежи. На всех изученных участках с рудными телами наблюдается тектонический контроль оруденения.

Изучение 60 полированных образцов из коллекции В.П. Молошага показало, что только в 2–3 из них отмечается слабая тектоническая переработка. Таким образом, *посттектоническое* время рудообразования сомнений не вызывает.

Как показано ранее, на месторождении широко развита система тектонических клиньев различных масштабов. Именно они, на наш взгляд, повинны в неустойчивости бортов карьера, что создало проблему его дальнейшего углубления. Наличие тектонических клиньев на месторождении отмечали и другие исследователи. «Структура северной (главной) залежи, выходящей непосредственно под наносы, усложнена тектоническим дроблением, сгруживанием блоков медных и медно-цинковых колчеданов. Морфологически она выглядит как клинообразное тело, ограниченное с запада и востока тектоническими плоскостями» [Язева и др., 1991, с. 52]. Восточный и Сафьяновский разломы (если такой существует) образуют тектонический клин, о котором идет речь в цитируемой работе.

По мнению этих авторов, тектонический клин сформировался в пострудную стадию. Они пишут, что Западный тектонический контакт залежи (Сафьяновский разлом) погружается круто ($45\text{--}80^\circ$) на восток и, поскольку разлом контролирует размещение богатых халькопиритовых штокверков, то он отнесен к синвулканическим. Однако это не может считаться аргументом для суждения о времени образования и при-

роды данного разлома. Но из этого высказывания следует, что Сафьяновский разлом также является *рудоконтролирующим*.

Восточный тектонический контакт (Восточный разлом) отнесен цитируемыми авторами к пологому внутриформационному надвигу, срезающему «корни» сульфидной залежи. Наши исследования данного разлома привели к выводу, что он не является надвигом, а больше отвечает малоамплитудному взбросу (крупной трещине скалывания). Область наиболее интенсивного брекчирования пород находится преимущественно в висячем боку Восточного разлома. Здесь же расположены и промышленные рудные тела, брекчирование которых является скорее исключением, чем правилом. Тектонизированные породы подвергнуты глубоким гидротермально-метасоматическим преобразованиям. Изучение этих пород в образцах и шлифах показывает, что *гидротермально-метасоматическая переработка пород была син- и посттектоническая*. Об этом свидетельствует однотипность «залеченной», неоднократно обновленной мелкой трещиноватости в метасоматически измененных породах (см. рис. 4.7) и системы трещин, наблюдаемой в бортах карьера. Взбросовая кинематика Восточного разлома и стиль хрупких деформаций пород подтверждает, что они образовались в условиях горизонтального сжатия. Такие геодинамические условия в мобильных поясах возникают на коллизионном этапе. Судя по тому что деформациями охвачены визейские отложения, режим горизонтального сжатия имел место и в *поствизейское* время. Это ставит под сомнение пострудное время образования Восточного разлома, как это предполагают некоторые ученые [Язева и др., 1991, 1992]. Вероятнее всего, данный разлом относится к *рудоподводящим*.

Теперь рассмотрим, чем обусловлены такая тектоническая переработка пород и время ее проявления. Все мелкие и крупные тектонические нарушения имеют взбросо-надвиговую кинематику, что однозначно свидетельствует о режиме *горизонтального сжатия*. В карьере не встречено тектонических нарушений, имеющих сколько-либо значимых амплитуд смещений, хотя само месторождение по данным разведочного бурения приурочено к надвиговой тектонической пластине. В восточном борту карьера, к югу от Восточного разлома, наблюдаются деформации рассредоточенного простого сдвига с пологим падением на юго-запад (рис. 4.14).

Данная зона имеет мощность около 30 м. Породы здесь разлинзованы в плоскости сдвига (см. рис. 4.14, нижняя часть). Угол падения около 35° . Висячий бок тектонической зоны осложнен более мелкими зонами простого сдвига, падающими на северо-восток. К юго-западу, за пределами карьера, расположен Режевской серпентинитовый массив. Нижняя граница массива также падает на юго-запад под близким углом, она очень неровная, волнистая [Язева и др., 1992; Геологическая позиция..., 1997]. Для него предполагается шарьяжная природа. Серпентинитовый массив протягивается до северо-восточной тектонической границы Адуйского массива (глубинная зона надвига на рис. 4.2). Это дает основание считать его протрузией, выжатой по зоне надвига. Схожую плитообразную форму имеют и другие массивы серпентинитов, показанные на рис. 4.1. Зону простого сдвига юго-западного падения, изображенную на рис. 4.14, можно объяснить деформациями в висячем боку надвига, разделяющего блоки положительного и отрицательного изгибов (см. главу 2). На рис. 4.2 такая зона представлена как дуплексы скалывания с надвиговой кинематикой. В окрестностях месторождения известны и другие надвиговые структуры, подтвержденные бурением.

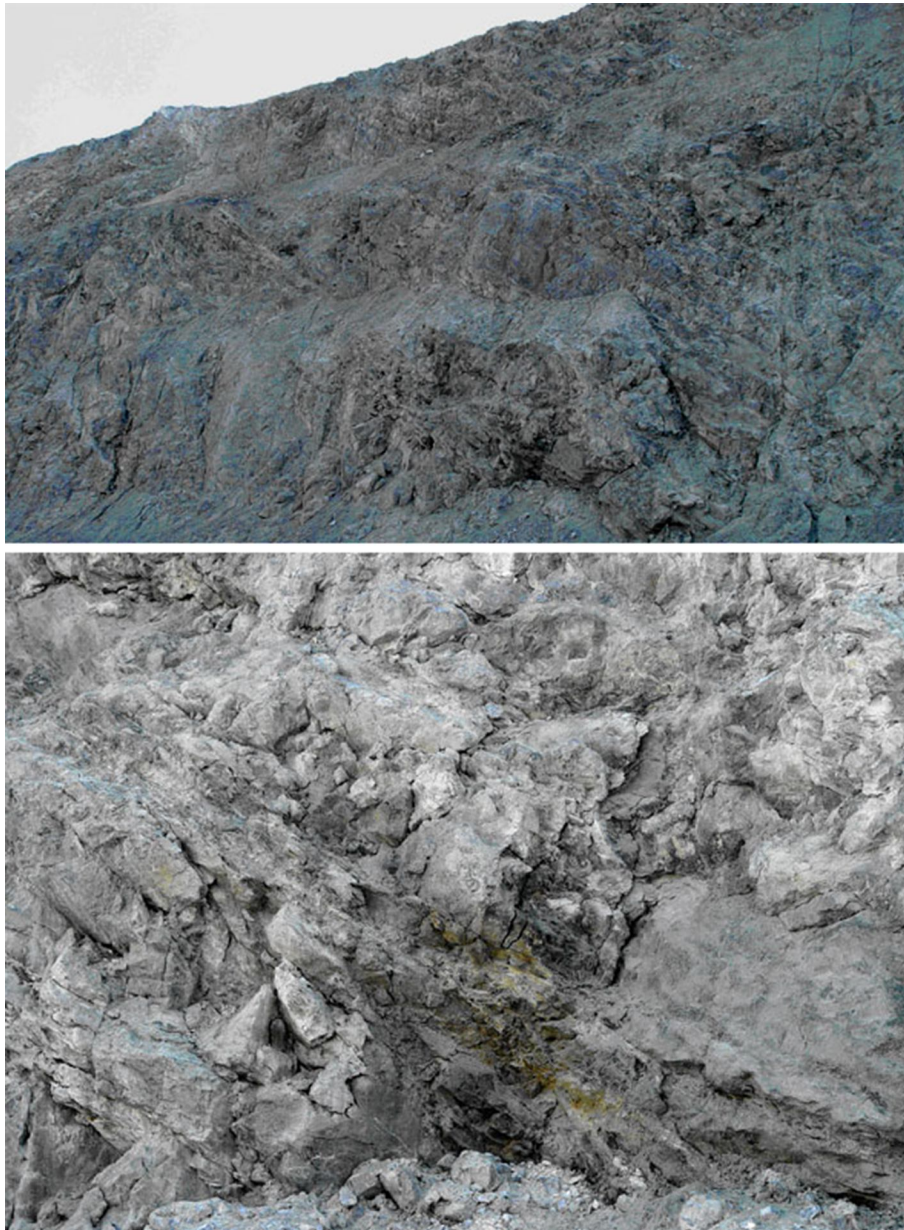


Рис. 4.14. Стиль деформаций пород в восточном борту карьера (снизу фрагмент верхнего снимка).

Пояснения см. в тексте

На рис. 4.1 видно, что западная часть Режевской СФЗ сложена девонскими образованиями, надвинутыми на раннекаменноугольные отложения. Несколько восточнее, среди раннекаменноугольных пород, вновь появляется довольно крупный тектонизированный блок девонских образований. Он может быть связан с тектоническими клиньями (горстовым поднятием). Тектонические клинья мы видим и в северо-западном борту Сафьяновского карьера, и на рис. 4.2. Если это так, то месторождение приурочено к зоне сочленения дуплексов скальвания и осевых тектонических клиньев. В таком случае структурный контроль месторождения можно показать на экспериментальной модели блока отрицательного изгиба (см. рис. 2.13). Описание эксперимента дано в главе 2. Зона локализованного простого сдвига в нижней части блока



Рис. 4.15. Эруптивные брекчии (общий вид – слева и фрагмент – справа).

Местоположение брекчий показано на рис. 4.3. Ширина участка на верхнем снимке 1,5 м. Остальные пояснения см. в тексте

субпараллельна плоскости надвига (см. рис. 2.13, 3), имеет наиболее крутое падение, и могла играть роль флюидопроводника на глубинных участках блока. На рис. 4.2 ей, возможно, отвечает протяженная цепочка круто наклоненных отражающих площадок, субпараллельная плоскости надвига. В верхней части она осложнена дуплексами скальвания, имеющими западное падение. На экспериментальной модели зона сдвиговых деформаций (см. рис. 2.13, 3) в верхней части осложнена также крутопадающим взбросом (см. рис. 2.13, 6), в висячем боку которого образовалось антиклинальное вздутие с многочисленными отслоениями, создавшими значительный объем пустотного пространства. На рис. 4.2 подобного взброса не наблюдается. Возможно, такие крутопадающие разломы сейсмическими методами не выявляются. Данный взброс также подходит на роль рудоподводящего на верхних горизонтах блока. На Сафьяновском карьере роль такого взброса, вероятно, мог играть Восточный разлом, висячий бок которого сильно тектонизирован и осложнен зонами брекчирования.

Таким образом, стиль тектоники на Сафьяновском месторождении может быть объяснен условиями сжатия, связанного с изгибом коры. Режим субширотного сжатия (в современных координатах) на Урале связывается с коллизионными процессами. Время этого процесса и его продолжительность оцениваются различно для разных участков Урала. Для Режевской СФЗ начало режима сжатия можно оценить по надвигам. Самыми молодыми породами в лежащих боках надвигов являются визейские отложения. Следовательно, режим сжатия здесь возник или перешел в активную стадию в *поствизейское время*. Радиологические возраста серицитов околорудных метасоматитов, определенные калий-аргоновым методом, дают две изохроны: 350 ± 2 и 2676 млн лет [Язева и др., 1992]. Первая цифра связывается цитируемыми авторами с визейским этапом коллизионных процессов, вторая – с пермским этапом гиперколлизии на Урале. По нашему мнению, вторая цифра больше отвечает *постколлизионным* процессам, поскольку этот этап характеризуется усилением гидротермальной деятельности, что должно быть отражено в минеральных ассоциациях. Близкие цифры (350 млн лет) дает и Pb-Pb метод по галениту [Источники..., 2008]. Некоторое расхождение полученных цифр с геологическими данными можно объяснить погрешностью методов.



Рис. 4.16. Общий вид «эруптивных» брекчий.

Темно-серые округлые обособления рассматриваются как «автолиты», желтые обломки – как «ксенолиты», местами испытывавшие пластические деформации

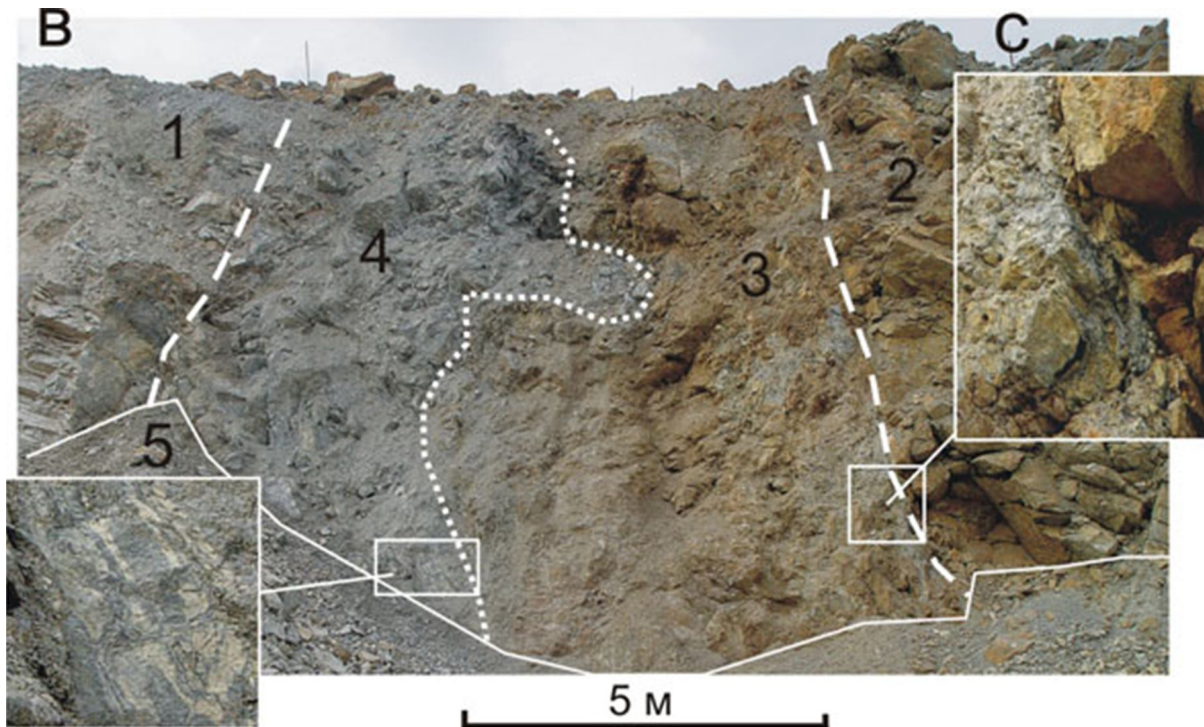


Рис. 4.17. Второе тело «эруптивных» брекчий.

Штриховыми линиями обозначены границы тела; штрих-пунктирной – граница между породой с флюидальной текстурой и перемещенными брекчиями. 1 – гранит-порфиры; 2 – ранние тектонические брекчии, метасоматически измененные, скальные; 3 – перемещенные брекчии; 4 – породы с флюидальной текстурой; 5 – техногенные отложения. Ширина тела около 8 м. Остальные пояснения см. в тексте

А.И. Грабежев [Метасоматический ореол..., 2001; Грабежев, 2004] установил первичную зональность метасоматических ореолов месторождения. Вблизи подводящего канала фоновые хлорит-иллит-кварцевые метасоматиты формировались при температуре 350°C и выше. По мере удаления от рудоподводящих каналов наблюдается смена мусковит-иллита 2M1 гидроиллитом t-1M, что указывает на понижение температуры до 200–250°C. Нарушений метасоматической зональности тектоническими процессами не отмечается. Надрудные низкотемпературные метасоматиты представлены бессульфидной каолинит (диккит)-анкерит-иллит/серицит кварцевой ассоциацией. Судя по минеральному составу надрудных метасоматитов и учитывая высокую степень катак-

лазирования пород, это могут быть *аргиллизиты и линейные коры химического выветривания, связанные с процессами окисления сульфидных руд в пострудный период*. Повышенная температура вблизи рудоподводящего канала легко объясняется переносом тепловой энергии рудоносными флюидами. Температура 200–250°C, вероятно, больше характеризует температуру регионального метаморфизма на данном горизонте.

Стиль деформаций на месторождении, реализованный на прогрессивном этапе процесса, нарушается телами эруптивных брекчий, которые упоминались ранее. На рис. 4.15 показано маломощное тело таких брекчий, расположенное в висячем боку Восточного разлома, примерно в 30 м от основного сместителя.

Мощность тела 1,0–1,5 м. Падение субвертикальное. Краевые части сложены тектоническими брекчиями по вмещающим породам. Форма обломков сильно удлиненная. Ориентировка субвертикальная. В центральной части зоны обломки вмещающих пород относительно изометричны. Породы заметно осветлены. К осевой части зоны приурочена тонкозернистая черная порода с мелкими обломками вмещающих (?) пород. Необычность этих обломков заключается в том, что иногда они выглядят как ксенолиты (угловатые), а иногда пластически деформированы (рис. 4.16). Черная порода обладает флюидалной текстурой и заполняет даже тонкие трещинки между обломками вмещающих пород (см. рис. 4.15). Часто наблюдаются округлые обособления темно-серой породы размером от первых миллиметров до 5–6 см. Внешне они имеют большое сходство с черной породой осевой части зоны «эруптивных» брекчий и условно отнесены к «автолитам». Все породы сильно изменены гидротермально-метасоматическими процессами.

Другое тело аналогичных пород расположено в 10 м западнее (рис. 4.17). Восточная часть тела представлена серой мелкозернистой породой с флюидалной текстурой, сильно измененной гидротермально-метасоматическими процессами (см. рис. 4.17, правая врезка). Восточная часть тела сложена брекчиями с явно выраженными признаками течения (см. рис. 4.17, левая врезка). Судя по мелким сколам Риделя во вмещающих породах (см. рис. 4.17, правая врезка), данные брекчии перемещались вверх. Глубина проникновения сколов Риделя весьма небольшая (5–10 см), обусловленная только внутренним давлением в теле «эруптивных» брекчий. Гидротермально-метасоматические процессы затронули и цемент перемещенных брекчий. Морфология тела не изучена, поскольку полотно карьера закрыто техногенными отложениями, а в других уступах данные брекчии не прослеживаются. Тела «эруптивных» брекчий являются, вероятно, самыми поздними интрузивными образованиями на месторождении. Хрупкие деформации, широко распространенные в породах рудного поля, их совершенно не затронули. Их соотношений с рудными телами не установлены, хотя последние расположены в непосредственной близости (в радиусе 5–10 м). Сульфидная минерализация широко проявлена и в «эруптивных» брекчиях. Местами ее содержание в породе достигает 5–10%. Среди сульфидных минералов резко преобладает пирит. Обломочных руд ни в этих, ни в других брекчиях не встречено. Это можно считать дополнительным аргументом в пользу посттектонического образования руды.

Итак, подведем итог информации, собранной по Сафьяновскому карьеру и изложенной ранее.

– Месторождение залегает среди вулканитов андезит-дацитовый формации среднего девона, надвинутых на раннекаменноугольные образования (по нашим представлениям и результатам анализа геологической карты, (см. рис. 4.1), это горстовая структура позднекаменноугольного времени).

– Имеется множество субвулканических тел и даек кварцевых порфиров [Прокин и др., 2002].

– Широко распространены тектонические клинья, тектонические брекчии и мегабрекчии, брекчированные и сильно катаклазированные породы, охватывающие почти весь объем месторождения.

– Глубокая гидротермально-метасоматическая син- и посттектоническая переработка пород, выразившаяся в интенсивном окварцевании, мусковитизации, альбитизации, хлоритизации, карбонитизации и сульфидизации, указывающая на длительный эволюционирующий гидротермальный процесс, включающий и рудный этап.

– Время мусковитизации, определенное по серицитам околорудных метасоматитов калий-аргоновым методом, составляет 350 ± 2 и 2676 млн лет [Язева и др., 1992].

– Вблизи рудных тел фоновые хлорит-иллит-кварцевые метасоматиты формировались при температуре 350°C и выше, а на удалении от них гидротермально-метасоматические процессы протекали при температуре до $200\text{--}250^{\circ}\text{C}$ [Метасоматический ореол..., 2001; Грабежев, 2004].

– Метасоматическая зональность тектоническими процессами не нарушалась.

– Руды *неметаморфизованные, слабдеформированные* [Язева и др., 1992]. По нашим данным, руды месторождения недеформированные, включая «осадочные».

– Прожилковые руды приурочены к тектоническим трещинам, а богатые руды – к тектоническим брекчиям, т. е., все руды являются посттектоническими.

– Стиль тектоники указывает на условия горизонтального сжатия. Объемная трещиноватость возможна только при наличии внутренних сжимающих сил. Такие силы достигают изгибающих моментов продольного изгиба, перераспределяющих напряжения сжатия от внешнего источника. Тектонические клинья, малоамплитудные взбросы и масштабное брекчирование являются ярким свидетельством деформаций, связанных с изгибом.

Амплитуды смещений по трещинам разного ранга максимальные около дневной поверхности и падают до нуля по падению трещины. Соответственно, наибольшие амплитуды смещений характерны для самых протяженных по падению трещин. Вследствие такой тектоники объем трещинно-пустотного пространства возрастает снизу вверх и является хорошей средой для циркуляции метеорных или морских вод (см. рис. 4.16). Как показано ранее [Кисин, Коротеев, 2009] и в главе 2, на прогрессивном этапе развития блока отрицательного изгиба коры в нем действует обратный (запирающий) градиент стрессовых напряжений. В результате этого ювенильные флюиды не имеют возможности перемещаться вверх, перегреваются и обогащаются рудным веществом. На регрессивном этапе процесса (снятие сжимающих тектонических сил) они активно перемещаются вверх. В зоне брекчирования и мегабрекчирования ювенильные воды смешиваются с метеорными или захороненными морскими водами, что может послужить причиной рудоотложения и формирования месторождения. Естественно, что наиболее крупные трещины, уходящие на значительные глубины, стано-

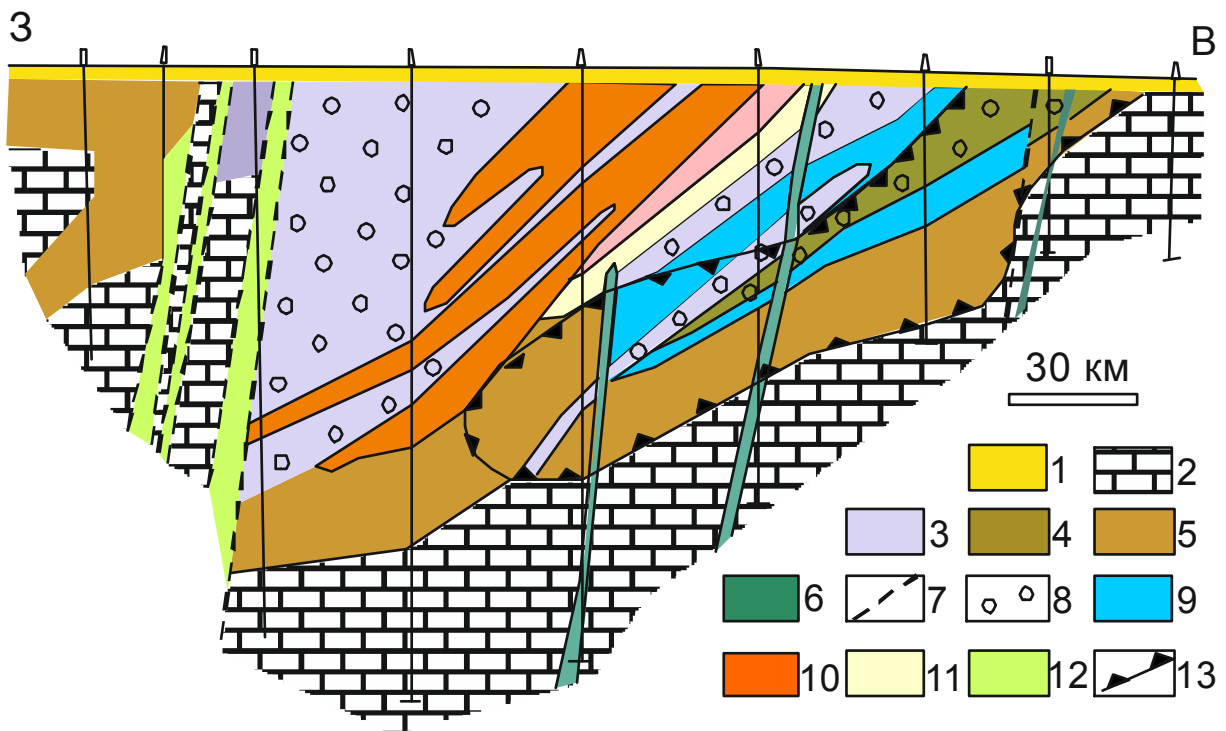


Рис. 4.18. Геологический разрез Воронцовского месторождения [Сазонов и др., 2001].

1 – покровные отложения; 2 – делювиальные образования; 3 – известняки; 4 – вулканогенные породы; 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – рудоносные брекчии; 7 – дайки лампрофиров; 8 – разломы; 9–13 – метасоматиты: 9 – пропилиты, 10 – кварц-серицитовые, 11 – кварц-серицит-альбитовые, 12 – березит-листвениты, 13 – хлорит-серицитовые; 14 – рудная зона

вятся *рудоподводящими*, а брекчированные породы в их висячих боках становятся *рудовмещающими*. Восточный разлом вполне подходит на роль такого рудоподводящего разлома. Но в таком случае Сафьяновское месторождение должно было формироваться на *регрессивном* (постколлизийном) этапе. Часть руд могла сформироваться и на коллизийном этапе, в периоды временного снижения тектонической активности. Две цифры возрастов, определенные по серицитам, указывают на высокую вероятность подобного хода событий. В этом случае месторождение больше отвечает *эпитермальному* типу, нежели *колчеданному*. Приведенный фактический материал не противоречит такому решению вопроса. Источниками рудного вещества могли быть вулканогенно-осадочные породы, нижняя часть земной коры и верхняя мантия. Нельзя, вероятно, исключить и переработку более ранних колчеданных месторождений, если они имелись в составе геологического разреза. Формирование Сафьяновского месторождения проходило в малоглубинных условиях, в зоне брекчий и мегабрекчий.

4.4. Воронцовское месторождение золота

Воронцовское золоторудное месторождение карлинского типа открыто в 1980 г. Месторождение расположено в Турьинско-Ауэрбахском рудном районе на Северном Урале, в восточной части Тагильского прогиба. Наиболее полное описание месторождения приводится В.Н. Сазоновым с соавторами [2001] и кратко излагаются далее.



Рис. 4.19. Карбонатная брекчия с Воронцовского карьера.

Ширина изображенного участка 0,5 м. Темный цвет цемента обусловлен преимущественно вкрапленностью мелкого пирита

Вмещающими породами служат раннедевонские вулканогенно-осадочные толщи, расположенные в западном экзоконтакте Ауэрбаховского массива габбро-диорит-гранодиоритовой формации (рис. 4.18). Возраст массива оценивается средним девонном. Вулканогенно-осадочные толщи залегают моноклиально, с падением на северо-запад. В основании толщи лежат известняки с прослоями туффитов и алевролитов мощностью около 1 км. Известняки согласно перекрываются туфоалевролитами, туффитами, порфиритами и туфами андезитового состава. На контакте известняков с туфами развиты брекчии. Цемент вулканогенный, андезитового состава. В контакте Ауэрбаховского массива проявлены мраморизация известняков и роговики. В обрамлении массива распространены скарны с железными и медными рудами.

Месторождение контролируется зоной сочленения субмеридионального крутопадающего Воронцовского разлома и надвига западного падения (см. рис. 4.18). В период 380–330 млн лет оба разлома испытали многократную активизацию. Надвиг отнесен к *рудоконтролирующему* разлому. На месторождении развита густая сеть тектонических нарушений с возрастом от ордовика до раннекаменноугольных и, возможно, мезозойских. Широко проявлены метасоматические процессы (см. рис. 4.19).

На месторождении выделено несколько типов руд, главными из которых являются пирит-реальгаровые руды с тонким и невидимым золотом, наложенные на упомянутые карбонатные брекчии. Цитируемые авторы выделяют три этапа формирования месторождения. Первый относится к периоду вулканической активности, вызвавшей прогрев толщи. В результате этого вода из осадочных пород обогатилась рудным веществом, заимствованным из окружающей среды. С внедрением магматических пород и высвобождением воды из известняков связывается второй этап. Растворы по тектоническим нарушениям перемещались к границам вулканокупольной структуры. Воронцовский разлом играл роль экрана, ограничивающего их движение к западу. Карбонатные брекчии служили зоной разгрузки гидротермальных растворов, с которыми связано образование пирит-реальгаровых руд. С постмагматическими флюидами связан третий этап, но роль его в формировании месторождения не рассматривается. В то же время отмечается, что «генетическая связь золотомышьякового вкрапленного оруденения с указанным массивом маловероятна, так как она не согласуется с геологическими наблюдениями. В одной... зоне разлома... ассоциируют...

высокотемпературные (скарны) и низкотемпературные (аргиллизиты) метасоматиты» [Сазонов и др., 2001, с. 185]. Возраст массива 380 млн лет, а кварц-серицитовых метасоматитов – 300 млн лет.

Итак, первый этап отвечает раннему девону (вулканическая деятельность), второй – среднему девону (становление Ауэрбаховского массива). Третий этап связан с постмагматическими флюидами, но только в позднем карбоне – времени уральской коллизии. Это только схема возможной эволюции рудообразующей системы, составленная по результатам разведочного бурения. В настоящее время глубина Воронцовского карьера более 100 м и некоторые тектонические структуры доступны изучению непосредственно в его бортах. Цель наших исследований, проведенных на данном карьере в 2009 г., заключалась в выявлении коллизионной тектоники и связей с ней золотоносных руд. В результате личных наблюдений намечена следующая схема развития разрывных нарушений в пределах месторождения.

Отчетливо просматриваются тектонические нарушения трех геодинамических режимов (этапов): *горизонтального растяжения, горизонтального сжатия и посттектонического покоя.*

Первый этап фиксируется дайками порфиритов основного состава субширотного и субмеридионального простирания, крутого (70–80°) падения. Контакты даек с известняками резкие, прямолинейные, что можно объяснить образованием трещин при формировании кальдеры и заполнении их магматическим расплавом. Приконтактные изменения в известняках наблюдаются лишь в единичных случаях и, возможно, обусловлены поздними гидротермально-метасоматическими изменениями, отмеченными В.Н. Сазоновым с соавторами [2001], или небольшой мощностью даек, которая редко превышает 1 м. К данному этапу отнесены и карбонатные брекчии, вскрытые в юго-восточной части карьера и упомянутые ранее. Они также рассекаются дайками порфиритов. В геологических отчетах они отнесены к осадочным брекчиям. Морфология тела брекчий близка к линзовидной с падением на северо-запад под углом около 10°. Форма и размер обломков варьируют в широком диапазоне (рис. 4.19). Гравитационная стратификация отсутствует. Наблюдается сильная пиритизация цемента. Все это позволяет предполагать, что данные карбонатные брекчии образовались в результате прорыва вулканических газов, движение которых осуществлялось по механизму гидроразрыва. Мраморизацию обломков известняков на некоторых участках месторождения можно объяснить температурным воздействием вулканических газов. Вмещающие карбонатные и вулканогенно-осадочные породы датируются ранним девоном. Наиболее вероятное время формирования данных брекчий также раннедевонское. Режим горизонтального растяжения на этом участке Урала существовал до позднего девона.

Второй этап деформаций фиксируется образованием интенсивной трещиноватости сколового характера. Известняки, карбонатные брекчии и дайки порфиритов *деформированы совместно*. Широко распространены мегабрекчии, представленные крупными блоками пород, со всех сторон ограниченных зеркалами скольжения. Штриховка на зеркалах скольжения ориентирована в разных направлениях, что характерно для мегабрекчий. Трещины скалывания на разных участках месторождения также ориентированы различно, с углами падения преимущественно менее 40°. Это характерно для неравномерных деформаций, обусловленных различием реологических свойств

пород, слагающих месторождение, и действием объемных сжимающих горизонтальных сил. На режим сжатия указывают стиль разрывной тектоники и изучение поверхностей зеркал скольжения: все более-менее крупные тектонические нарушения имеют надвиго-взбросовую кинематику. На отдельных участках карьера образовались тектонические брекчии, состоящие из обломков сложной линзовидной формы, ограниченных зеркалами скольжения и обычно пиритизированных. С режимом сжатия связан метаморфизм пород, выразившийся в мраморизации известняков и зеленокаменном перерождении даек порфиритов и вулканогенно-осадочных пород.

На третьем этапе в юго-восточной части карьера интенсивно проявились поздние гидротермальные процессы, с которыми связана минерализация реальгара. Минерализация наложена на южную часть тела карбонатных брекчий, развиваясь по обломкам известняков и реже по их цементу. Наблюдается только в борту лишь одного уступа высотой около 10 м. Границы зоны неотчетливые. Форма тела, вероятно, столбообразная с крутым падением на северо-запад. По стилю тектонических нарушений участок мышьяковой минерализации не отличается от смежных участков. Для минерализованной зоны характерны многочисленные тонкие прожилки реальгара, приуроченные к трещинам скалывания. Только в единичных случаях отмечены зеркала скольжения по реальгару. Все это позволяет отнести время отложения реальгара к посттектоническому (постколлизийному) этапу. С этим этапом связаны, вероятно, брекчии с минерализацией реальгара и самородного мышьяка, характеризующиеся наиболее высоким содержанием золота. К сожалению, данные брекчии в карьере нами не наблюдались и судить об их происхождении приходится только по образцам, имеющимся в коллекции на карьере. Форма обломков и зияющие трещины в брекчиях указывают на их образование в условиях отсутствия стрессовых напряжений. Вероятно, это результат посттектонической релаксации деформаций. Предполагается, что снятие тектонических напряжений обусловило интенсивный подъем флюидов с глубоких горизонтов коры и гидротермальные процессы. С этим этапом, вероятно, связано формирование и самого месторождения (либо его заключительные этапы). Коллизийные процессы завершились на Урале к концу карбона. Постколлизийный этап охватывал почти весь пермский период и завершился в триасе горизонтальным субширотным растяжением. Таким образом, время формирования месторождения относится, вероятно, к пермскому периоду, а завершиться могло в триасе.

На основании анализа изотопных данных В.Н. Сазонов с соавторами [2001] предположили, что в формировании Воронцовского месторождения принимали участие флюиды различного происхождения. Прежде всего это метаморфогенные и магматогенные флюиды. Источником рудного вещества послужили вмещающие породы. По нашему мнению, значительную роль в формировании месторождения могли играть и глубинные (нижнекоровые и мантийные) флюиды. Об этом свидетельствуют большая продолжительность гидротермальной деятельности и пространственное совмещение в рудном районе месторождений железа, меди и золота.

Данных о глубинном строении земной коры на участке месторождения мало. Поэтому выделение здесь блока отрицательного изгиба пока затруднительно. Однако стиль деформаций коллизийного этапа (мегабрекчии, объемная трещиноватость,

взбросо-надвиговая кинематика крупных трещин) и постколлизийонная гидротермальная деятельность рудной направленности позволяют предполагать наличие такого блока. Планируется продолжить исследования этого рудного района.

Выводы

1. Изучение характера разрывной тектоники в карьере Сафьяновского карьера показало, что ее происхождение связано с режимом горизонтального сжатия, имевшего место на коллизийонном этапе развития Урала. Структуру месторождения определяют тектонические клинья, составляющие основу объемных хрупких деформаций, охватывающих верхнюю часть Режевской СФЗ до глубины 8 км. Образование брекчий, мегабрекчий и тектонических клиньев Сафьяновского рудного поля непротиворечиво объясняется с позиций блоковой складчатости. Необходимые условия для возникновения крупных объемов катаклазированных пород создаются в верхней части блока отрицательного изгиба на прогрессивном этапе развития изгиба. Обратный градиент стрессовых напряжений удерживает флюиды на глубине, что приводит к их перегреву и обогащению рудными компонентами. На регрессивном этапе ювенильные флюиды с рудной специализацией поступают в верхнюю часть коры, где в зоне брекчий и мегабрекчий смешиваются с метеорными или захороненными морскими водами, что способствует рудоотложению. Часть руды могла отложиться и на прогрессивном этапе процесса в периоды спада тектонической активности. Широкое развитие массивных и прожилковых руд свидетельствует о небольшой глубине формирования месторождения, которая, вероятно, не превышала 1,0–1,5 км. Взаимоотношения между разрывными нарушениями и рудой позволяют отнести месторождение к эпитеpмальному типу сульфидных руд. Вероятное время рудообразования C_1 -Р.

2. На Воронцовском месторождении золота выделены образования трех геодинамических режимов: горизонтального растяжения (доколлизийонный), горизонтального сжатия (коллизийонный) и посттектонического покоя (постколлизийонный). Мышьяковая минерализация, с которой пространственно совмещены богатые рудные тела, формировалась на постколлизийонном этапе. Наличие в рудном районе месторождений железа, меди и золота свидетельствует о гетерогенности источников рудного вещества (вулканогенно-осадочные породы, нижняя кора, верхняя мантия) и полигенности флюидов.

3. Перечисленные в начале главы признаки блока отрицательного изгиба получают хорошее подтверждение фактическим материалом.

ГЛАВА 5. БЛОКОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ МИНЕРАГЕНИЯ

5.1. Особенности блоковой складчатости платформенной коры

В главах 3 и 4 рассмотрены примеры блоковой складчатости в мобильном поясе. Как показано в главе 2, платформенная кора также может деформироваться по такому принципу. Цель данной главы: показать на примере некоторых платформенных структур принадлежность их к блоковой складчатости и обусловленность этим их минерагением.

К западу от Урала располагается древняя Восточно-Европейская платформа (ВЕП), которая во всех геодинамических построениях в палеозойское время играла роль пассивной окраины. Многие исследователи признают динамическое влияние Урала на восточную часть ВЕП, хотя оценки этого воздействия порой сильно расходятся. Исходя из теоретических построений (см. главу 2), эта часть платформы идеально подходит для проверки модели блоковой складчатости. Однако было бы наивно искать подтверждения такой складчатости обычными методами структурной геологии. Особенно сложно это сделать для платформенных участков коры, имеющих длительную, сложную геологическую предысторию и обычно мощный осадочный чехол, помноженные на крайне низкую естественную обнаженность. Структурные планы осадочного чехла и подстилающего его фундамента часто несогласованны, что отмечали многие исследователи [Сравнительный анализ..., 1965; Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990; Камалетдинов и др., 1991; Неганов и др., 2000б; Пучков, 2000; Лозин, 2002; Геология Татарстана..., 2003; Юдахин и др., 2003; Тектоническое и нефтегеологическое районирование..., 2006; и др.]. Углы падения слоистости осадочных пород нередко измеряются минутами и первыми градусами. Разрывные нарушения устанавливаются с трудом и часто являются долгоживущими [Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990; Камалетдинов и др., 1991; и др.].

Более перспективным представляется путь, использованный для решения подобных задач на Урале: выявления складок коры данного типа через комплекс косвенных признаков с их соответствующим анализом и разбраковкой, вытекающих из модельных построений. Перечислим их применительно к платформенной коре в порядке убывания значимости.

1. *Тектонические нарушения типа надвига (взброса)*. Во внимание могут быть приняты только разломы, достигающие, по крайней мере, кровли нижней коры. На ранних этапах процесса надвиг может быть представлен *флексурой*.

2. *Сводовая (антиклинорная) структура по осадочным отложениям* определенного возраста, по времени образования отвечающим одной из фаз сжатия (для положительных складок продольного изгиба) общеуральского простирания. Ширина структуры в 3,5–4,0 раза превышает толщину упругой коры. При толщине последней 20 км это составит 70–80 км. Отношение длины структуры к ее ширине около 3 : 1 – 3 : 2. Обычно такие структуры имеют ассиметричное строение, связанное с разной скоростью деформаций ее боков (более ускоренное вращение плоскости надвига со стороны внешней тектонической силы).

3. *Структура впадины (синклиорная) или мульды* (аналогично п. 2 с обратным знаком). От сходных структур растяжения блок отрицательного изгиба надежно отличается наличием *осевого тектонического клина* (горста, поднятия, антиклинорного вздутия) и *краевых клинодислокаций, краевых валов, линейной складчатости*.

4. *Выступ кристаллического фундамента* при горизонтальном сжатии провоцирует возникновение изгибающих моментов и формирование положительной складки продольного изгиба. Если ширина выступа превосходит длину волны продольного изгиба, то на выступ фундамента будут наложены и отрицательные изгибы коры.

5. *Глубокий прогиб поверхности кристаллического фундамента (авлакоген, рифт, синеклиза)* при горизонтальном сжатии провоцирует возникновение изгибающих моментов и формирование блока отрицательного изгиба. Однако если ширина прогиба превосходит длину волны продольного изгиба, то положительные складки накладываются и на этот участок коры.

6. *Приподнятое положение поверхности кристаллического фундамента и кровли нижней коры с одновременным прогибанием поверхности Мохо*.

7. *Утонение нижней коры и подъем границы Мохо* могут быть вызваны образованием отрицательной складки продольного изгиба коры.

8. *Характер структурного рисунка наклона отражающих площадок в упругой коре на сейсмических профилях*.

9. *Гравитационные положительные аномалии в нижней части коры*, возникающие в результате высокобарического метаморфизма в ядре блока положительного изгиба коры. Ожидается, что данные аномалии должны быть слабоконтрастными, поскольку метаморфизм накладывается на ранее метаморфизованные породы кристаллического фундамента. Контрастность аномалий возрастает в результате того, что одновременно в отрицательных складках при изгибе в нижней части коры породы подвержены горизонтальному растяжению и разуплотнению.

10. *Признаки осевого растяжения* (при положительном изгибе) и *сжатия* (при отрицательном) в приповерхностных участках коры.

11. *Неотектонические платообразные поднятия*, обусловленные аномальным увеличением толщины коры в блоках положительного изгиба.

12. *Неотектонические блоковые поднятия*, обусловленные выдавливанием тектонических клиньев в блоках отрицательного изгиба.

13. *Рельеф типа «столовых гор»* должен характеризовать платообразные поднятия над блоком положительного изгиба. Его формирование обусловлено совместным действием эрозии неотектонического поднятия и горизонтального растяжения спокойно залегающих пород осадочного чехла. Для карбонатных разрезов возможно усиление карстования пород.

14. *Кольцевые разломы* могут быть в блоках обоих типов. В апикальной части блока положительного изгиба образование кольцевых разломов обусловлено совместным действием сил горизонтального растяжения и выжиманием блоков кристаллического фундамента из зон сжатия вверх. Формирование кольцевых разломов происходит по механизму поперечного изгиба (мягкий или жесткий штамп), хорошо изученного экспериментально [Cloos, 1941; Гзовский, 1975; и др.]. Поэтому можно ожидать, что разломы будут иметь очень крутое падение к центру, подобно перевернуто-

му конусу, а с внешней стороны они будут оперяться трещинами скалывания, образуя козырьковые структуры. Блок пород, ограниченный кольцевым разломом, испытывает положительный поперечный изгиб и общее растяжение. Кольцевыми разломами данного типа должна быть покрыта вся апикальная часть положительного изгиба коры. *Кольцевые разломы* характерны и для осевого тектонического клина блока отрицательного изгиба коры. Механизм образования этих разломов сильно отличается от описанных, в результате чего они формируют систему вложенных друг в друга перевернутых конусов. Предполагается, что к этим разломам могут быть приурочены дайки ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.

15. *Признаки газовых прорывов* могут иметь место в блоках обоих типов. В блоках положительного изгиба газовые прорывы связаны с «осушением» нижней части коры в результате стрессового давления и высокобарического метаморфизма. Газы относятся к восстановленным. На поверхности газовые прорывы могут быть представлены диатремами и дайками эруптивных брекчий, грязевыми вулканами и тому подобными образованиями. В блоке отрицательного изгиба продуктами газовых прорывов могут быть диатремы и дайки рудоносных брекчий, формирующихся на регрессивном этапе.

16. *Минералогические и геохимические аномалии*, обусловленные газовыми прорывами, доставившими ксеногенные и новообразованные минералы к дневной поверхности, а также минералообразованием в последующем пневматолито-гидротермальном процессе. Ксеногенные минералы представлены пороодообразующими минералами разных пород кристаллического фундамента и осадочного чехла, разрушенных в процессе диспергирования пород при гидроразрыве. Следовательно, они должны нести *признаки гидроразрыва*. Быстрая транспортировка с больших глубин к дневной поверхности сохраняет в них высокие внутренние напряжения, что выражается в *коррозионном растрескивании*. Для блоков отрицательного изгиба, особенно для осевого тектонического клина, логично ожидать нахождение контрастных геохимических аномалий и прежде всего рудной направленности.

Вот некоторый, но не полный перечень признаков блоковой складчатости на коре платформенного типа. Латеральная и вертикальная анизотропия земной коры, обусловленная всей геологической предысторией, может внести в этот перечень изменения. Глубокому анализу должны подвергаться любые факты, которые должны непротиворечиво уложиться в модель блоковой складчатости. Поэтому данный перечень признаков блоковой складчатости не окончательный, а требующий дальнейшей доработки и дополнений на основе изучения природных объектов. Нет сомнений, что доработка этих положений позволит успешно использовать блоковую складчатость для прогноза широкого спектра месторождений полезных ископаемых, включая нефть, газ и алмазы.

Как следует из приведенного перечня признаков блоковой складчатости, в них задействована разная информация о земной коре исследуемого участка (геоморфологические, общегеологические, минералогические, геохимические и пр.). Каждый из них по отдельности не раскрывает тип структуры, поскольку аналогичный результат, вероятно, иногда может достигаться и другими процессами. Но вместе они, на наш взгляд, могут указывать лишь на один вариант. По комплексу геолого-геофизи-

ческих данных можно лишь наметить предполагаемые блоки положительного и отрицательного изгибов земной коры, например исходя из представлений, что земная кора при положительном изгибе утолщается, а нижняя кора приобретает форму двояковыпуклой линзы. При отрицательном изгибе, напротив, земная кора утончается, а нижняя кора приобретает форму двояковогнутой линзы. Схожая картина образуется и в результате горизонтального растяжения. На разрезах глубинного сейсмического зондирования такие неоднородности устанавливаются достаточно уверенно. Иногда на сейсмических разрезах просматриваются и тектонические нарушения глубокого заложения, падающие под блоки отрицательных изгибов и несущие признаки надвигов. Отражающие площадки в земной коре большинство исследователей связывают с разрывной тектоникой [Леонов Ю., 1993; Башта и др., 1997; Кашубин, 2001; и др.]. Исходя из модели блоковой складчатости, при положительном изгибе в зоне сжатия преобладают пластические и хрупко-пластические деформации, область проявления которых на сейсмических разрезах должна обладать высокой прозрачностью. Напротив, при отрицательном изгибе напряжения сжатия реализуются в условиях хрупких и хрупко-пластических деформаций, что сопровождается образованием большого количества разрывов в верхней части разреза, подчиненных общему плану деформаций и единому структурному рисунку. Следовательно, эти области должны отчетливо проявляться в отраженных волнах, что в действительности и наблюдается на сейсмических разрезах, например по профилю «Гранит» [Геотраверс..., 2002]. Верхние горизонты положительных структур испытывают горизонтальное растяжение, в результате чего должны иметь место *зоны разуплотнения*, секущие породы кристаллического фундамента и осадочного чехла. Такие зоны в настоящее время активно изучаются на Татарском своде, поскольку их рассматривают в качестве возможных каналов подъема абиогенной нефти и считают перспективными в отношении потенциальных ловушек для углеводородов [Геология Татарстана..., 2003; Ситдикова, 2005; и др.]. На сейсмических временных разрезах им обычно соответствуют зоны потери корреляции.

Иначе обстоит дело с отрицательными изгибами коры. Толщина блока здесь значительно меньше, чем на положительных смежных структурах. Следовательно, для него характерны отрицательные формы рельефа, что ведет к накоплению осадочных пород, перекрывающих структуру. Отсюда сложнее здесь обстоит дело и с изучением минерализации, поскольку интересующие нас структуры перекрыты чехлом молодых осадочных пород. В области тектонического клина должны иметь место гидротермальные процессы с рудной специализацией, что может быть установлено геохимическими методами.

5.2. Волго-Уральская антеклиза: основные черты геологического строения

5.2.1. Краткая история геологических исследований

Основные представления о геологическом строении ВЕП начали складываться еще в XIX в. А.П. Карпинский [1894] первым использовал метод палеотектонического анализа и составил первую тектоническую схему платформы. К наиболее крупным тектоническим элементам платформы он применил термины «глыба», «впадина», «вздутие» и «котловина». А.П. Карпинский показал наличие двух систем изгибов: ме-

ридиональной (на востоке), согласной с простираем Уральских гор, и широтной (на юге платформы), согласной с Кавказскими простираем. Ученый связывал их с расположением береговых линий древних бассейнов. Происхождение платформенных структур он объяснял вертикальными колебательными движениями блоков кристаллического фундамента. Позднее платформенные деформации А.П. Карпинский [1919] связывал с динамическим влиянием на платформу смежных орогенов. Основными платформенными структурами он стал считать горсты и грабены. Таким образом, А.П. Карпинский породил два подхода к решению вопросов геологии Русской платформы: с позиций вертикальных (ранние работы) и горизонтальных (поздние работы) движений. Борьба этих двух начал продолжается и в настоящее время в трудах многих исследователей.

С именем А.Д. Архангельского связано появление термина «Восточно-Европейская платформа», в восточной части которой он выделил Восточно-Русскую впадину, чьи границы почти совпали с границами Волго-Уральской антеклизы. Основными структурными элементами Восточно-Русской впадины он считал систему валов и рвов (прогибов). Происхождение платформенных структур в ранних работах А.Д. Архангельского связывалось с влиянием смежных с платформой орогенов (горизонтальные движения). Позднее он перешел на представления о колебательных (вертикальных) движениях блоков фундамента.

Современные представления о геологии ВЕП связаны с именем Н.С. Шатского. В восточной части ВЕП он выделяет Волго-Уральскую антеклизу (Волго-Уральский свод) и дает ее подробное описание [Шатский, 1945 и др.]. Н.С. Шатский был убежденным сторонником происхождения платформенных структур в результате вертикальных блоковых движений фундамента и флексуорообразных изгибов осадочного чехла. Все платформенные поднятия и разломы фундамента он объединяет в две системы: ортогональную и диагональную. Ему принадлежит введение в обиход таких терминов, как «авлакоген», «антеклиза», «синеклиза», не вышедшие из употребления и в настоящее время. Н.С. Шатский обосновал и ввел в практику «принцип унаследованности», ставший исключительно важным инструментом тектонического анализа. Он заключается в унаследованности молодыми структурами основных черт древних структур. Позднее этот принцип был развит в работах многих геологов, в том числе в модели блоковой складчатости (см. главу 2). В развитии ВЕП Н.С. Шатский [1945-1946] выделил два крупных периода: *доплатформенный* и *платформенный*. Доплатформенный период распадается на четыре этапа: байкальский, каледонский, герцинский и альпийский, отвечающих основным фазам орогенеза.

В отношении динамического влияния Урала на восточную окраину ВЕП высказываются диаметрально противоположные мнения. Н.С. Шатский [1945] пишет: «Синеклиза и связанная с ней антеклиза представляют собой... одну полную волну: крылья синеклиз являются также крыльями соседних антеклиз. Указывая на постоянную «волнообразную» смену синеклиз антеклизами, мы никоим образом не приписываем такое их взаимоотношение тангенциальным деформациям платформы. Наоборот, все данные показывают, что в образовании этих главных структур платформы тангенциальные напряжения не имели никакого значения» [1940, с. 293]. А.П. Карпинский [1919], А.Д. Архангельский [1912, 1923], Е.В. Милановский [1940] рассматривали

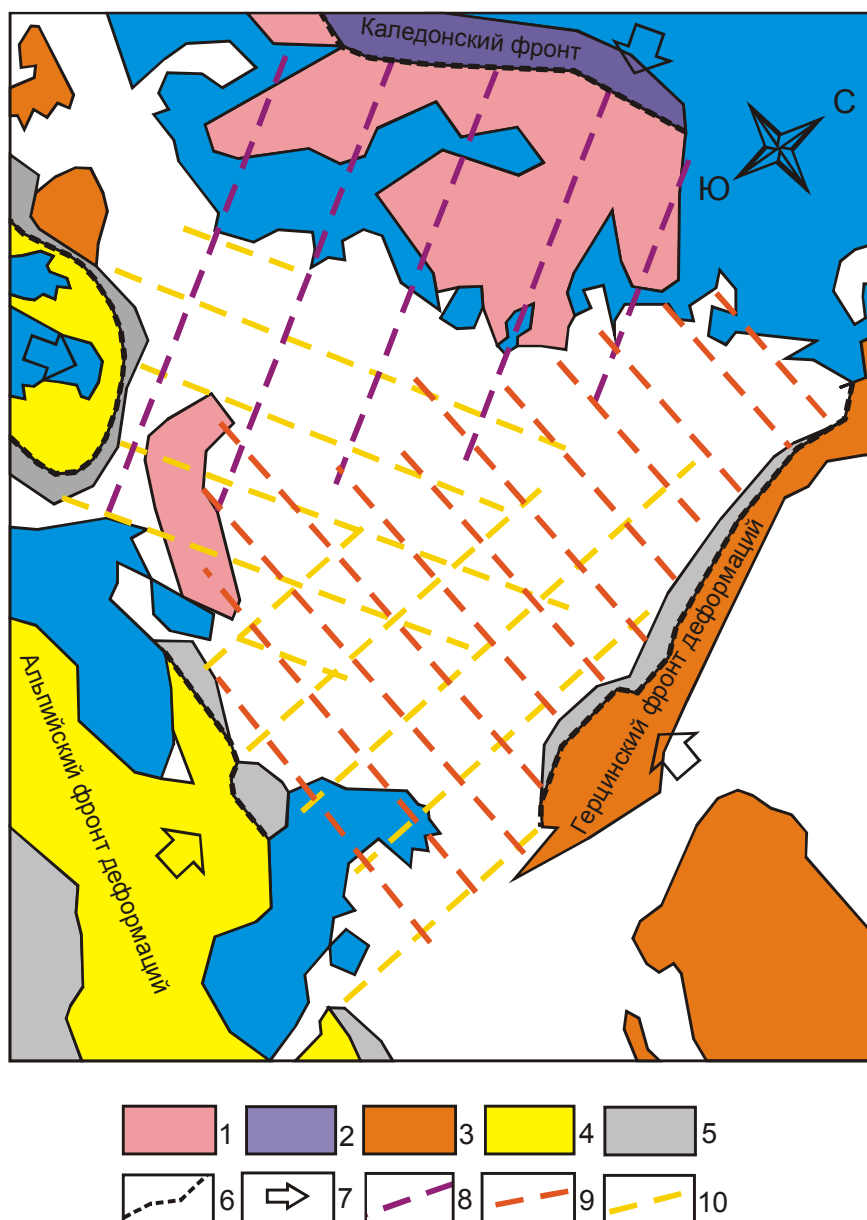


Рис. 5.1. Динамическое влияние орогенов и деформации сжатия форланда [Щукин, 1996, с упрощениями].

1 – области докембрийской складчатости и выходы на дневную поверхность; 2–4 – области складчатости (2 – каледонской, 3 – герцинской, 4 – альпийской); 5 – предгорные прогибы; 6 – фронт деформаций сжатия форланда; 7 – преобладающие направления фронта тангенциальных усилий и деформаций; 8 – область каледонских синорогенных движений и деформаций; 9 – область динамического влияния герцинского Урала; 10 – область динамического влияния альпийских орогенов (Карпатского и Кавказского)

«валы» (плакантиклинали) восточной части Русской платформы как «замирающие складки Уральской зоны», возникающие под воздействием тангенциальных напряжений горизонтального давления. Под давлением аргументов Н.С. Шатский был вынужден отчасти согласиться с такими выводами. «Влияние движений в Уральской складчатой области на движения платформы несомненно; оно выражается... в миграции на платформу краевого прогиба, в опускании крупных площадей в зависимости от взды-

мания уральской зоны в период замыкания геосинклиналей на ее территории, может быть, даже в образовании мезокайнозойского прогиба Поволжья и Заволжья. Но со всех точек зрения представляется маловероятной передача на огромное расстояние в 700–1000 км по гнейсовому фундаменту уральских тангенциальных напряжений, создававших пологие складки в этом фундаменте. Да и существование общих и главенствующих над вертикальными напряжениями тангенциальных сил на самом Урале должно быть поставлено под сомнение... С точки зрения активного воздействия уральских дислокаций на нарушения платформы мало объяснимо то обстоятельство, что на платформе мы не наблюдаем закономерного уменьшения деформаций в направлении с востока на запад, что было бы в том случае, если бы платформенные складки представляли собой затухающие деформации Урала» [Шатский, 1945, с. 321-322].

В настоящее время динамическое влияние Урала на ВЕП (рис. 5.1) признает большой круг исследователей [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов и др., 1982, Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990; Казанцев, 1984; Леонов Ю., 1993; Щукин, 1996; Юдахин и др., 2003; Никишин, 2002; Лобковский и др., 2004; и др.]. На механизм деформаций платформы как реакции на давление со стороны Урала существуют две основные точки зрения: шарьяжно-надвиговая тектоника (М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев и др.) и пликативная тектоника (Ю.К. Щукин, В.И. Макаров, Ф.Н. Юдахин, А.М. Никишин и др.).

5.2.2. Геологическое строение Волго-Уральской антеклизы

Интенсивному изучению геологии Волго-Уральской антеклизы способствовали начатые в 30 гг. прошлого столетия поисковые работы на нефть, приведшие к открытию месторождений нефти в Поволжье, Татарстане, Башкортостане, Пермском крае и других местах этой обширной территории. Много крупных ученых было задействовано в процессе создания современных представлений о геологическом строении этой надпорядковой структуры. Кроме отмеченных исследователей, в изучение Волго-уральской антеклизы внесли большой вклад И.М. Губкин, А.Л. Яншин, А.А. Богданов, М.Ф. Мирчинк, А.А. Бакиров, В.Д. Наливкин, А.А. Трофимук, А.А. Борисов, Д.С. Халтурин, Е.И. Тихвинская, Л.Н. Розанов, А.М. Мельников, В.А. Клубов, О.М. Мкртчян, Б.М. Юсупов, Р.Н. Валеев, П.А. Софроницкий, С.В. Богданова, М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Г.Г. Кассин, А.Я. Ярош, К.С. Шершнев, В.М. Проворов и многие другие.

Всю восточную часть ВЕП между Балтийским и Украинским щитами с одной стороны и Уралом с другой, А.Д. Архангельский выделил как *Восточно-Русский прогиб*, отметив, что он распадается на несколько более мелких структур. На основании анализа геологической карты ВЕП Н.С. Шатский [1941] высказал предположение о наличии крупной широтной сводовой структуры внутри этого прогиба и привел аргументы в пользу ее существования. «Даже при беглом анализе геологической карты Приуралья... видно, что участок платформы, прилегающий к Среднему Уралу, представляет крупное поднятие... От Урала через Уфимское плато на Мелекес протягивается крупный широкий, но плоский свод, погружающийся к западо-юго-западу. Меридиональная дислокация собственно *Уфимское плато*, поэтому *представляет лишь вторичное поперечное осложнение* восточной предуральской части указанного поднятия» [Шатский, 1964, с. 285. Курсив наш – А. К., В. К.]. Возраст поднятия домезо-

зойский. Это широтное поднятие Н.С. Шатский [1945] назвал *Волго-Уральским сводом*. Уфимское плато в его понимании – широтное поднятие, а резко выраженное меридиональное поднятие на нем (в настоящее время именуется Уфимским плато), это «вторичное поперечное осложнение на нем».

В результате дальнейших исследований и теоретических построений Н.С. Шатский [1945] наметил тектоническую схему и общие черты геологического строения Волго-Уральской области. Основные идеи, высказанные Н.С. Шатским, легли в основу многих карт и схем ВЕП разных исследователей, не утратив актуальность по настоящее время. Волго-Уральский свод получил второе название – *Волго-Уральская антеклиз*, которая «слагается... из Воронежской антеклизы – широкого свода, погружающегося к северо-востоку, и из антеклизы Уфимского плато в широком смысле этого слова, пермские отложения которого образуют также свод, погружающийся к западу и юго-западу» [Шатский, 1964, с. 312]. Таким образом, Восточно-Русский прогиб разделяется Волго-Уральской антеклизой на Московскую синеклизу (на севере) и Прикаспийскую синеклизу (на юге) (рис. 5.2).

В современных схемах юго-западную границу Волго-Уральской антеклизы проводят по Пачелмскому авлакогену. Восточная граница ВЕП проводится по зоне Главного Уральского разлома. В данной работе основное внимание уделяется Уфимско-



Рис. 5.2. Схема тектонического районирования Русской платформы (по В.Д. Наливкину и В.П. Кирикову [Геологическое строение..., 1985, с упрощениями и добавлениями]).

Условные обозначения: 1 – границы основных структур, 2 – границы более мелких структур, 3 – авлакогены, 4 – границы Предуральского прогиба. Цифры: 1 [Шатский, 1964, с. 2855 авлакогены (1 – Припятско-Донецкий; 2 – Пачелмский; 3 – Кажимский; 4 – Серноводско-Абдулинский; 5 – Калтасинский); 6 – Предуральский прогиб; 7 – Кунгурско-Красноуфимский свод

му плато и его окружению, а описание Волго-Уральской антеклизы приводится в краткой, тезисной форме. Это крупная надпорядковая структура с длительной и сложной геологической историей. В рифейское время на архейско-протерозойский фундамент была наложена система авлакогенов. В восточной части антеклизы образовался Калтасинский авлакоген субмеридионального простирания, отделяющий Татарский свод на западе от Красноуфимского выступа фундамента на востоке. Южнее образовался субширотный Сергиевско-Абдулинский авлакоген. В месте слияния этих двух авлакогенов сформировалась глубокая (до 16 км) Бельская впадина. В результате авлакогенеза поверхность кристаллического фундамента оказалась сильно расчлененной (рис. 5.3). На восточном краю платформы обособился Осинцевско-Красноуфимский выступ фундамента, больше известный под названием «Красноуфимский выступ».

Мощность рифейских отложений в Калтасинском авлакогене достигает 9 км [Региональные геофизические исследования..., 2000]. На выступах фундамента рифейские отложения развиты не повсеместно. Считается, что на Красноуфимском выступе фундамента они отсутствуют. В рифейских отложениях известны дайки габбро-норитов и долеритов. Вендские отложения залегают плащеобразно на выровненной поверхности рифея и кристаллического фундамента. Мощность их возрастает с запада на восток от первых сотен метров до 2,6–2,7 км. Структурный план рифейского и вендского этажей показан на рис. 5.4. Здесь на восточной окраине платформы выделяются позднерифейские-ранневендские своды (Пермский и Осинцевский) и Осинско-Калтасинский прогиб [Хачатрян, 1979]. Поверхность вендских отложений подверглась размыву и имеет устойчивый восточный уклон.

Палеозойский разрез начинается средним девоном и представлен преимущественно карбонатными и карбонатно-терригенными породами. Структурный план по кровле венда в основном сохраняется и в палеозойских отложениях, но характеризуется уменьшением амплитуд. В позднем девоне произошло заложение Камско-Кинельской системы прогибов, большей частью наложенных на Калтасинский авлакоген. Северная часть Красноуфимского выступа фундамента оказалась в пределах Кунгурско-Бынской впадины. По кровле артинского яруса нижней перми впадина выполаживается и приобретает юго-западный наклон поверхности, а к югу от нее появляется поднятие, известное как Уфимское плато или Кунгурско-Красноуфимский свод.

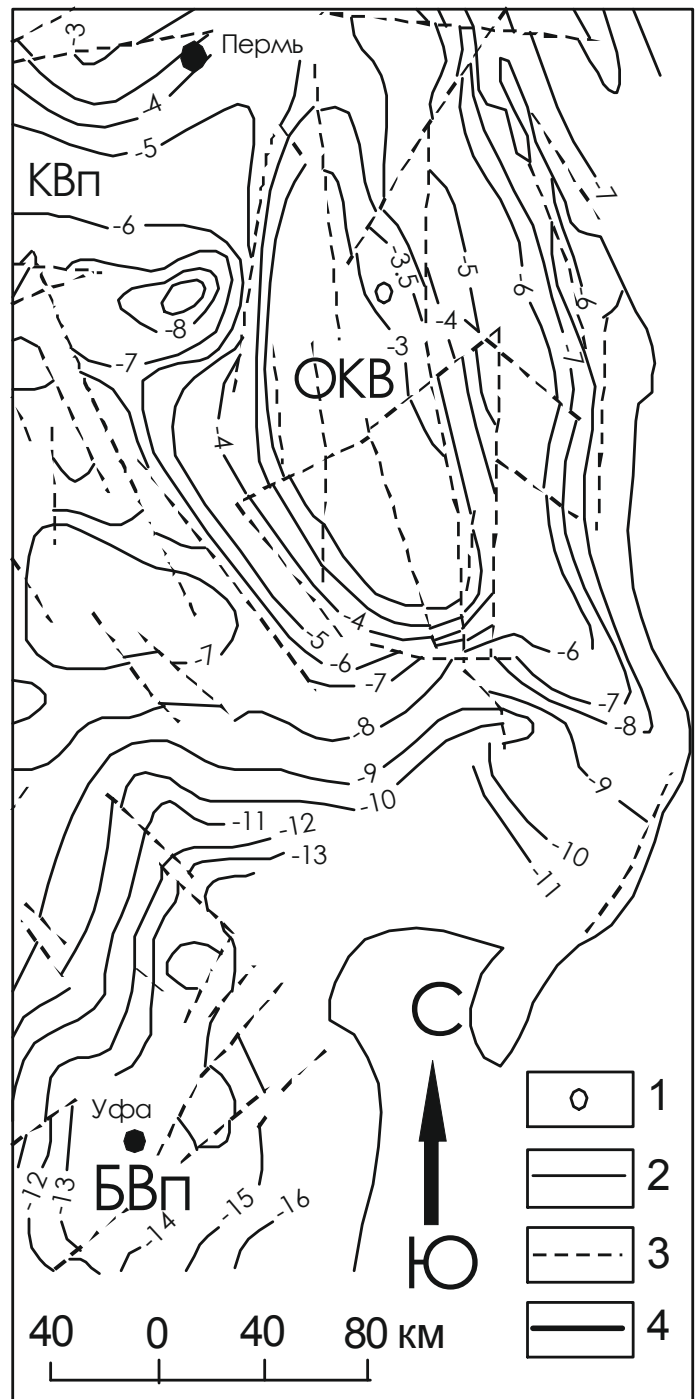
На рис. 5.5–5.8 представлены схемы структурных планов по кыновскому горизонту (D_3kn), тульскому горизонту (C_1), артинскому ярусу и иренскому горизонту кунгурского яруса (P_1). По кыновскому и тульскому горизонтам на месте Кунгурско-Красноуфимского свода наблюдается моноклинал восточного падения. К иренскому времени на месте моноклинали выросло крупное сводовое поднятие, известное как Кунгурско-Красноуфимский свод.

Согласно литературным данным [Берлянд, 1982, 1990, 2007; Нечеухин и др., 1986; Рудные месторождения..., 1996; и др.], восточная окраина ВЕП характеризуется контрастностью гравитационного поля, проявленной с севера на юг чередованием крупных площадей с повышенными и пониженными значениями поля силы тяжести, что связывается с наличием в фундаменте блоков различного вещественного состава. По отношению к Уралу эти блоки занимают секущее положение. Простирание локальных аномалий силы тяжести характеризуется большим разнообразием. Крупный блок с высокими значениями силы тяжести выделяется в зоне сочленения ВЕП

Рис. 5.3. Схема рельефа кристаллического фундамента восточной окраины ВЕП [Белоконь и др., 2001].

Условные обозначения: 1 – глубокие скважины, 2 – изолинии рельефа кровли фундамента, 3 – тектонические нарушения, 4 – граница складчатого Урала.

Сокращения: КПВ – Коми-Пермяцкий выступ, НВ – Немский выступ, КВ – Кукморский выступ, АВ – Альметьевский выступ, ОПВ – Орляно-Пилюгинский выступ, ПВ – Пермский выступ, ОКВ – Осинцевско-Красноуфимский выступ, КВп – Камская впадина, БВп – Бельская впадина, САП – Сергиевско-Абдулинский прогиб, КП – Кажимский прогиб



и Среднего Урала, глубоко выступающий на восток. Интенсивность гравитационных аномалий этого блока в среднем выше, чем структур Урала, что связывается с широким распространением в фундаменте пород основного состава. Южнее него расположен крупный блок с минимумом значений силы тяжести, захватывающий край платформы, Предуральский прогиб и Центрально-Уральское поднятие, на западе пространственно совпадающий с Бельской впадиной.

В магнитном поле платформенные структуры также занимают секующее положение к уральским структурам. Для описываемой площади характерно двухъярусное строение магнитного поля: крупные изометричные аномалии одного уровня и наложенные на них субмеридиональные аномалии другого уровня. Крупные аномалии свя-

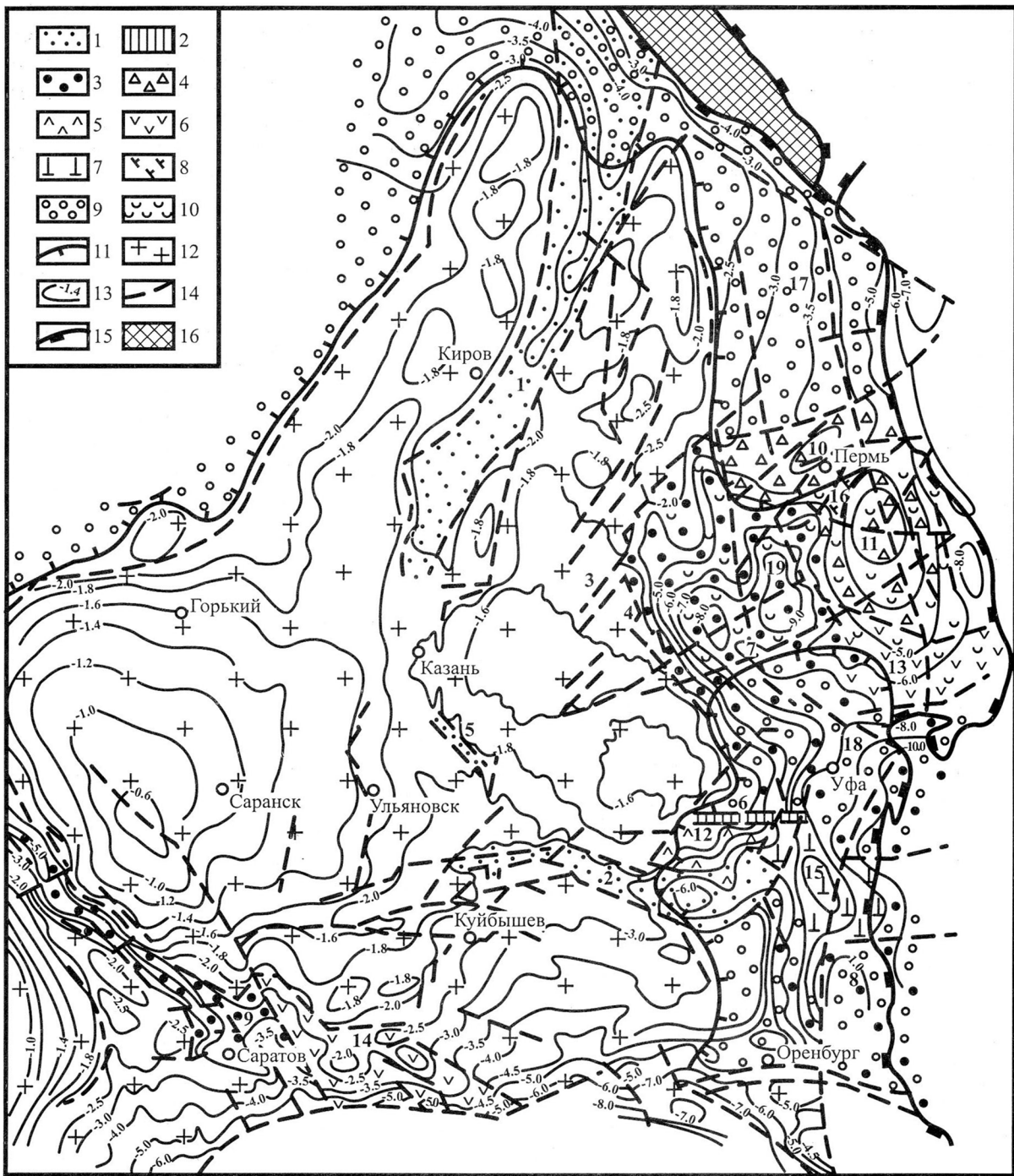


Рис. 5.4. Тектоническая карта рифейского и вендского этажей [Хачатрян, 1979].

Рифейский структурный этаж: 1 – прогибы и грабены раннерифейские; прогибы: Кажимский (1), Сергиевско-Адулинский (2); грабены: Кокарский (3), Варзятчинский (4), Алькеевский (5); 2 – грабены среднерифейские: Бавлинско-Балтаевский (6); 3 – прогибы раннерифейско-ранневендские: Осинско-Калтасинский (7), Салмышский (8), Пачелмский (9); 4 – своды поздне-рифейско-ранневендские: Пермский (10), Осинцевский (11); 5 – структурные террасы рифейские: Новотроицкая (12); 6 – структурные террасы рифейско-ранневендские: Месягутовско-Березовская (13); Балаковско-Пугачевская (14); 7 – структурные выступы: Стерлитамакский (15); 8 – седловины: Бымская (16). *Вендский структурный этаж:* 9 – перикратонные впадины: Бородулинско-Тимшерская (17), Байкибашево-Колганская (18); 10 – седловины: Камбарско-Яныбаевская (19); 11 – граница верхневендских структур; 12 – выступы архейско-среднепротерозойского фундамента; 13 – изогипсы поверхности фундамента; 14 – разломы; 15 граница байкалид и уралид; 16 – байкалиды Тимана

зываются с породами кристаллического фундамента ВЕП. Расчеты по Свердловскому профилю ГСЗ показывают скопления магнитовозмущающих масс под Предуральским прогибом и Центрально-Уральским поднятием, которые располагаются на глубинах менее 10–12 км. Крупные платформенные аномалии делятся на два типа. Первые характеризуют кратоны. Вторые имеют линейную форму и связываются с мобильными зонами, выполненными породами основного состава. Линейные магнитные и гравитационные аномалии не всегда совпадают по площади, что объясняется возможностью наличия покровов эффузивных пород. При приближении к складчатым структурам Урала платформенные аномалии деформируются и на них накладываются локальные магнитные аномалии уральского простирания.

Крупный блок континентальной коры *внутрикратонного подтипа* на широте Среднего Урала выделяется на окраине ВЕП и В.М. Нечеухиным с соавторами [1986]. Восточная его граница проводится по зоне ГУГР, а северная – по границе с тиманидами (рис. 5.9). В северной и южной частях блок осложнен двумя выступами кристаллического фундамента, Верхнекамским и Красноуфимским, представленными предположительно беломоридами.

Субширотный пережим Урала на широте г. Екатеринбурга еще А.П. Карпинский объяснял наличием жесткой глыбы на краю платформы, заметно выступающей здесь в сторону Урала. Если этот выступ так деформировал Урал, то и Урал в той же степени должен был деформировать платформенную кору. По крайней мере, повышенная жесткость коры благоприятна для образования блоковой складчатости, поскольку лучше передает напряжения сжатия от внешних источников. Иначе говоря, на данном участке платформы ее деформации должны быть наиболее выразительными и убедительными, что требуется для наших целей.

5.3. Глубинное строение Кунгурско-Красноуфимского свода и его окружения

Основным объектом исследований было Уфимское плато. Поэтому основная информация приводится по этой площади и в меньшей степени по его окружению. Уфимское плато пересекается несколькими сейсмическими профилями, позволяющими судить о его глубинном строении. Основной структурой восточной окраины ВЕП Н.И. Халевин [1975] называет обширное поднятие поверхности Мохо с амплитудой до 10 км (рис. 5.10), которому соответствует погружение границы Конрада на 7–8 км. По поверхности кристаллического фундамента он выделяет Верхне-Камскую впадину, Пермско-Башкирский свод и Предуральский прогиб. В области поднятия поверхность фундамента характеризуется граничной скоростью 5,6–6,7 км/с, в прогибе и впадине она возрастает до 6,9–7,0 км/с. Глубина границы Конрада изменяется от 18–20 км (Пермско-Башкирский свод) до 20–25 км (Верхнее-Камская впадина). В Предуральском прогибе она располагается на глубине 19–21 км. Мощность «базальтового» слоя (нижней коры) меняется от 8–12 км во впадине до 20–25 км в поднятии. Устанавливается блоковая структура земной коры ВЕП. Блок Верхне-Камской впадины на западе ограничен Камской серией глубинных разломов, а на востоке – Чернушенской зоной разломов. Блок Пермско-Башкирского свода отделяется от Предуральского прогиба Красноуфимским разломом.

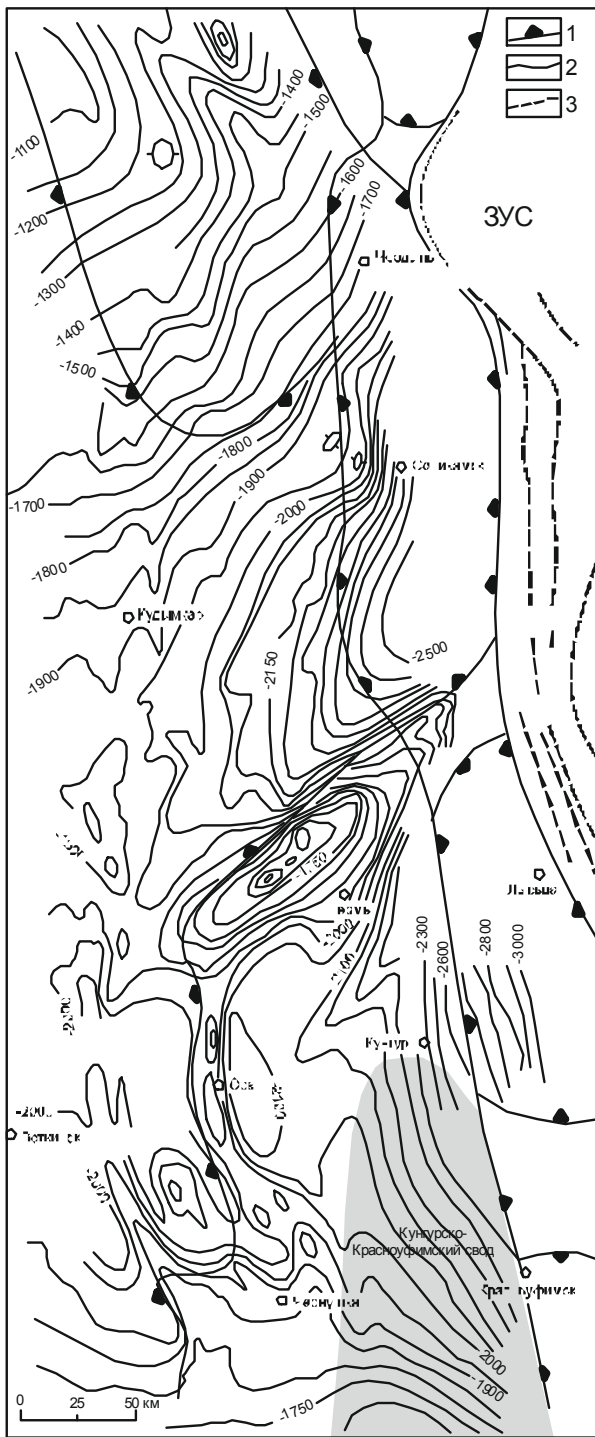


Рис. 5.5. Структурный план по кровле кыновского горизонта (по К.С. Шершневу и П.А. Софроницкому [Геология СССР..., 1969]).

1 – границы сводов, впадин и седловин по кровле артинского яруса; 2 – стратоизогипсы кровли кыновского горизонта через 100 и 50 м; 3 – разломы

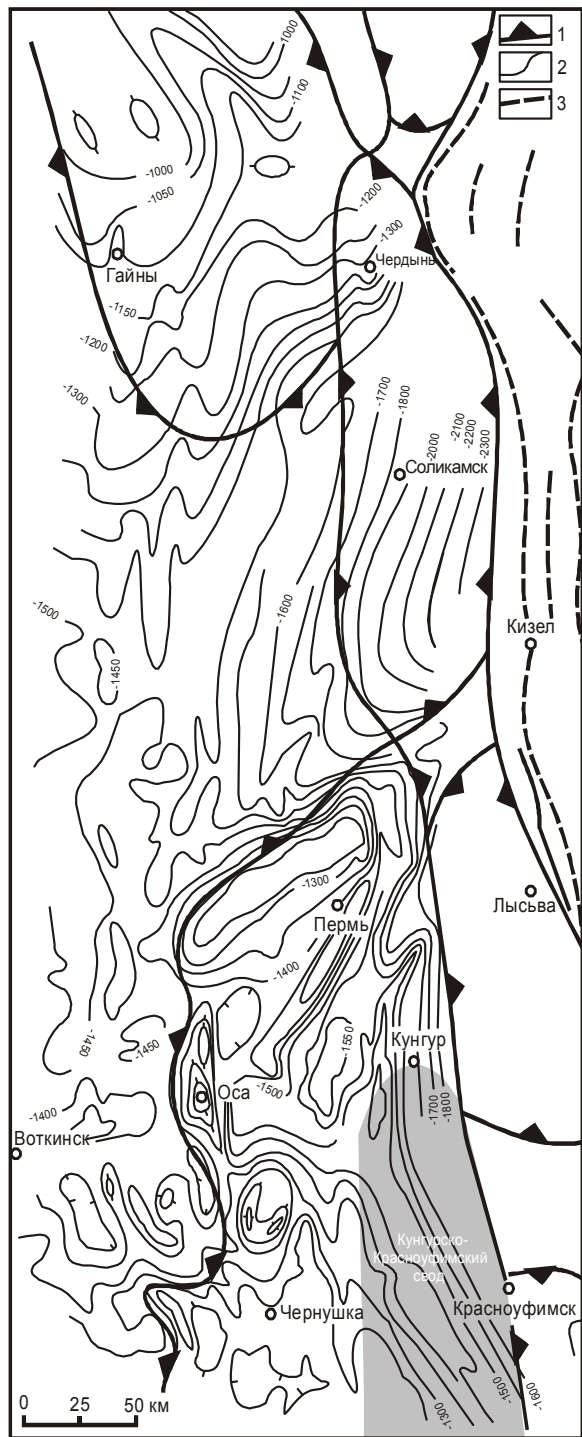


Рис. 5.6. Схема структуры Пермского Прикамья по кровле тувльского горизонта (по К.С. Шершневу и П.А. Софроницкому) [Геология СССР..., 1969]

1 – границы сводов, впадин и седловин по кровле артинского яруса; 2 – восточная граница Западно-Уральской зоны; 3 – стратоизогипсы по кровле тувльского горизонта через 50 и 100 м; 4 – то же, через 25 м; 5 – выходы тувльского горизонта и более древних пород на дневную поверхность

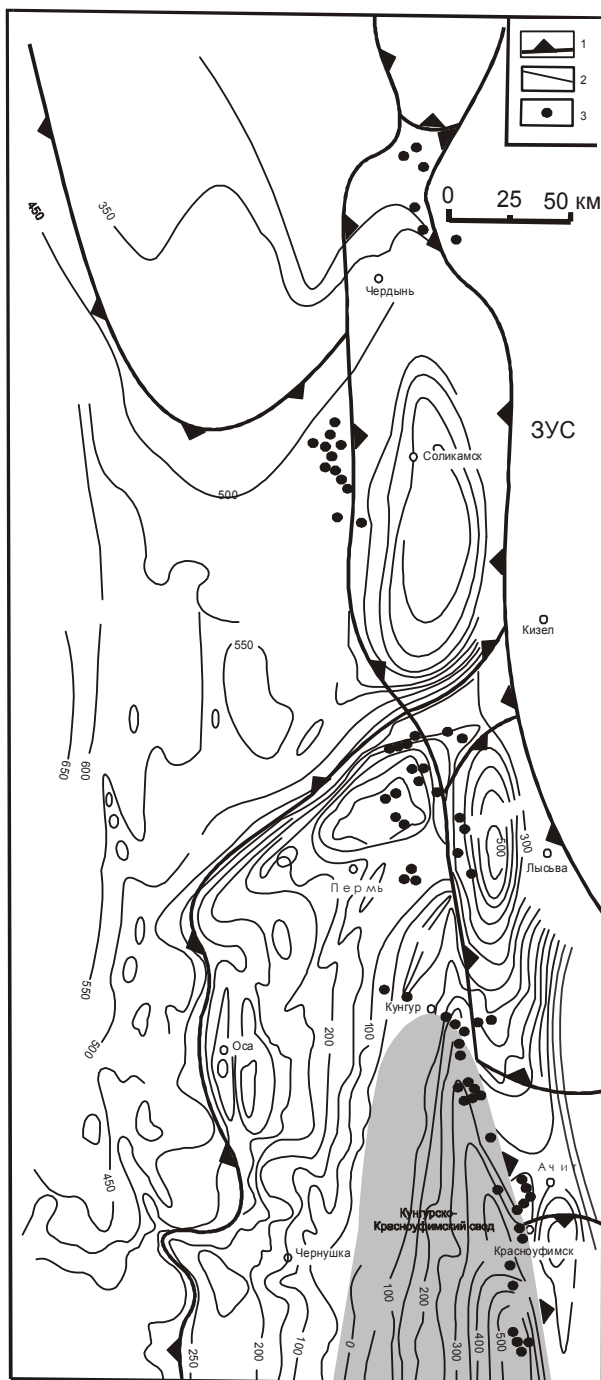


Рис. 5.7. Структурный план по кровле артинского яруса (по К.С. Шершневу и П.А. Софроницкому [Геология СССР..., 1969]).

1 – границы сводов, впадин и седловин по кровле артинского яруса; 2 – стратоизогипсы кровли артинского яруса через 100 и 50 м; 3 – артинские рифовые массивы. ЗУЗ – Западно-Уральская зона

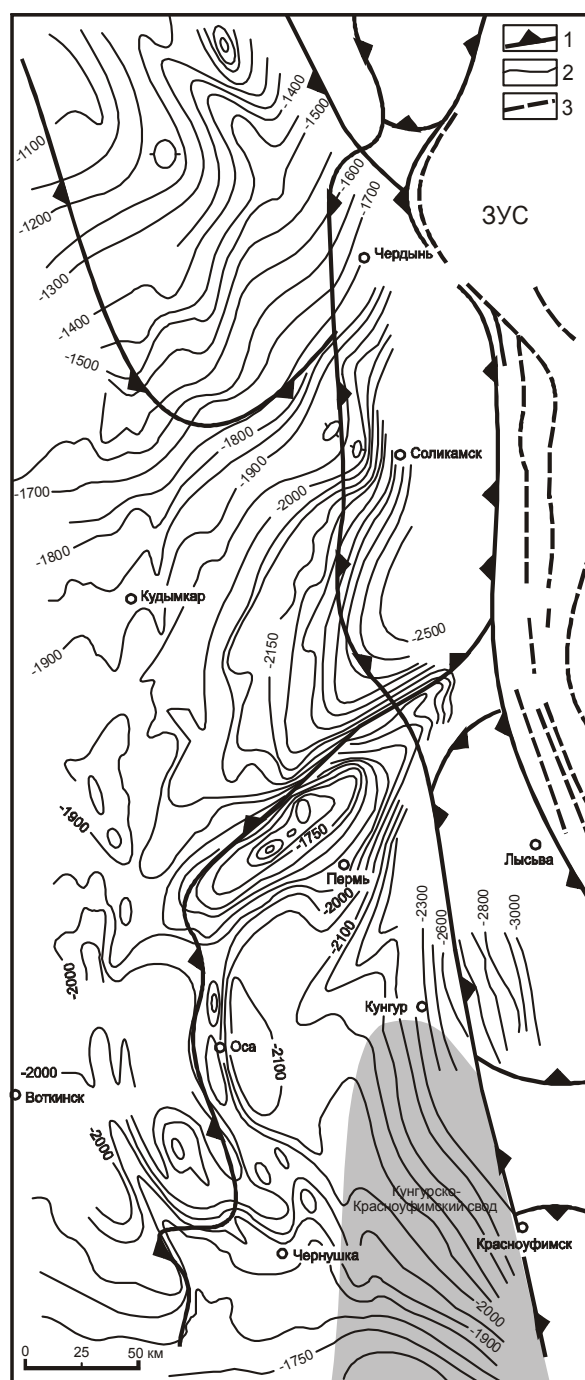


Рис. 5.8. Структурный план по кровле иренского горизонта кунгурского яруса (по К.С. Шершневу, В.З. Хурсику и П.А. Софроницкому [Геология СССР..., 1969]).

1 – границы сводов и впадин по кровле артинского яруса; 2 – стратоизогипсы кровли иренского горизонта через 50 и 100 м; 3 – то же, через 25 м

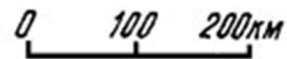
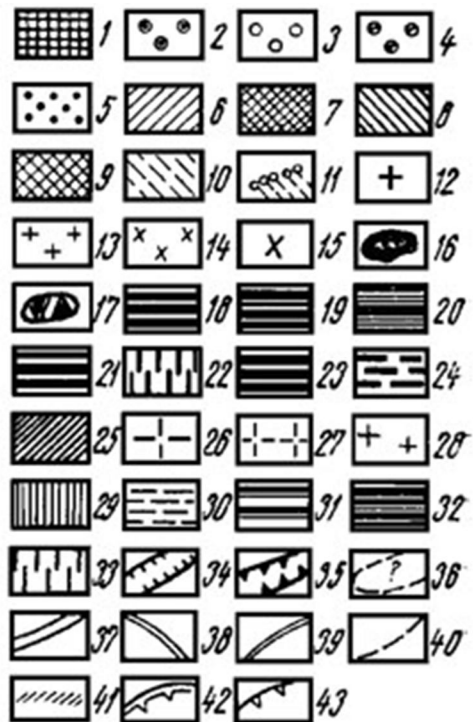


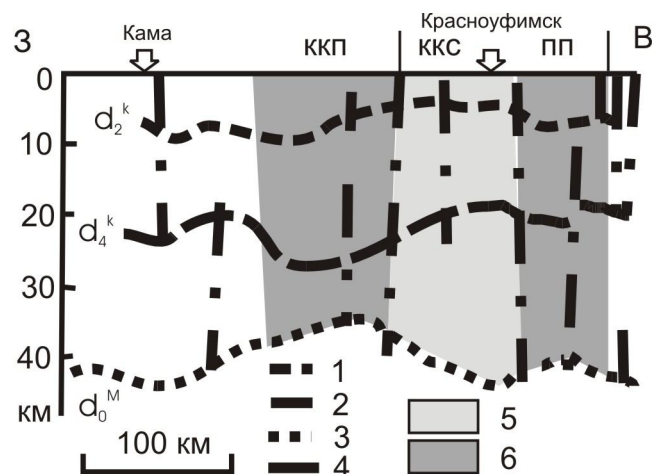
Рис. 5.9. Схема районирования Урала и прилегающей территории ВЕП по типу строения земной коры [Нечеухин и др., 1986].

Типы и подтипы коры: 1–17 – кора континентального типа: 1 – внутрикратонного подтипа; 2–4 – перикратонного подтипа (2 – рифейская, 3 – палеозойская, 4 – рифейско-палеозойская); 5 – переходная; 6–10 – рифтогенного подтипа (6, 7 – рифейская; 8, 9 – позднерифейская-венд-кембрийская; 10, 11 – рифтогенные комплексы в зоне с перикратонной и гетерогенной корой); 12 – выступы древних комплексов (беломорид?); 13–15 – выступы древнего фундамента; 16, 17 – покровы и аллохтоны; 18–26 – кора квазиостроводужного типа; 27 – молодая континентальная кора; 28–33 – кора субконтинентального типа; 34–43 – структурные элементы

Рис. 5.10. Глубинный сейсмический разрез земной коры ВЕП по Свердловскому профилю [Дружинин и др., 1968; Халевин, 1975, с упрощениями и дополнениями].

Условные обозначения: 1 – поверхность кристаллического фундамента; 2 – кровля верхней коры; 3 – граница Мохо; 4 – тектонические нарушения; 5 – предполагаемые блоки положительного изгиба; 6 – предполагаемые блоки отрицательного изгиба.

Сокращения: КУС – Куединский свод, ККП – Камско-Кинельский прогиб, ККС – Кунгурско-Красноуфимский свод, ПП – Предуральский прогиб. Остальные пояснения см. в тексте



Итак, Пермско-Башкирский свод здесь пространственно совпадает с Кунгурско-Красноуфимским сводом (это название принимается в данной работе за основное). Он характеризуется резко увеличенной толщиной коры, погружением границы Мохо, подъемом поверхности кристаллического фундамента и границы Конрада. От смежных структур свод отделен зонами глубинных разломов, достигающих границы Мохо. Как показано в начале главы, это является признаками блока положительного изгиба. Граничные скорости на поверхности фундамента в данном блоке значительно ниже, чем в смежных погруженных участках коры. Это можно объяснить условиями растяжения верхней части коры и, как следствие, ее разуплотнением. К западу от Кунгурско-Красноуфимского свода выделяется обширная Верхне-Камская впадина. На разрезе видно, что поверхность фундамента и граница Конрада непосредственно к востоку от р. Камы резко приподняты в отличие от границы Мохо, которая, напротив, резко опущена. Это признаки блока положительного изгиба коры, в связи с чем здесь можно выделить *Куединский свод*. Между этими двумя сводами поверхность кристаллического фундамента и граница Конрада резко опущены, а граница Мохо резко приподнята. Это признаки блока отрицательного изгиба коры, который здесь пространственно совпадает с Камско-Кинельским (Камско-Бельским) прогибом.

На рис. 5.11 изображен тот же участок профиля в интерпретации С.В. Богдановой [1986]. Мы видим ту же картину, с расшифровкой вещественного состава коры. Здесь показано, что в Куединское поднятие вовлечены рифейско-вендские осадочные породы. Верхняя часть фундамента Кунгурско-Красноуфимского свода, по мнению цитируемых авторов, сложена архейскими породами большечеремшанской и отрадненской серий, выделяемых на Татарском своде. Примечательно, что здесь отмечается интенсивный диафторез. Последний неизбежен в породах верхней части блока положительного изгиба коры.

Перейдем к рассмотрению границ Кунгурско-Красноуфимского свода. Восточная граница свода первоначально проводилась по крутому ($5-6^\circ$) погружению кровли артинских отложений [Новоселицкий и др., 1985; Неганов и др., 2000б; и др.]. Позднее ее стали проводить по глубинному Красноуфимскому разлому [Дружинин и др., 1968; Халевин, 1975; Романов и др., 2003; и др.], падающему на восток под углом

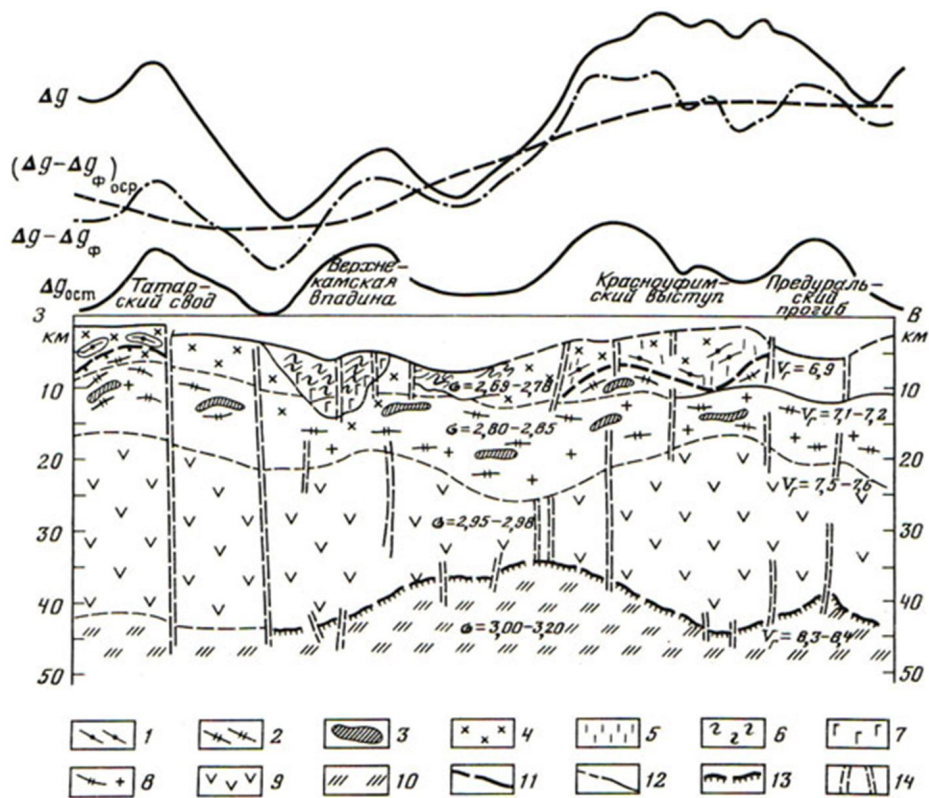


Рис. 5.11. Геолого-геофизический разрез ВЕП по Свердловскому профилю [Богданова и др., 1986].

Условные обозначения: 1, 2 – серии архея (1 – большечеремшанская, 2 – отградненская); 3 – анортозиты; 4 – гранитоиды гранулитовой и амфиболитовой фаций; 5 – зоны диафорических изменений; 6, 7 – карельские образования (6 – осадочные, 7 – вулканогенные); 8 – «чарнокит-гранулитовый» слой; 9 – «базальтовый» слой (нижняя кора); 10 – верхняя мантия; 11–13 – границы (11 – структурно-стратиграфические, 12 – гравитационно-сейсмические, 13 – Мохо); 14 – тектонические нарушения.

Кривые изменения аномального гравитационного поля: Δg – наблюдаемого; $\Delta g_{\text{ост}}$ – остаточного, полученного исключением влияния осадочного чехла и регионального гравитационного поля с радиусом осреднения 40 км; $\Delta g - \Delta g_{\phi}$ – с исключением влияния верхней части коры; $(\Delta g - \Delta g_{\phi})_{\text{оср}}$ – то же, с радиусом осреднения 40 км

около 45° . На рис. 5.12 видно, что Красноуфимский разлом представлен зоной тектонических нарушений восточного падения, выполаживающихся с глубиной. Отчетливо проявлена *надвиговая* кинематика. Зона разлома рассекает и палеозойские отложения. На дневной поверхности данное тектоническое нарушение отмечал Б.И. Чувашов [1984]. Мы его наблюдали в правом борту долины р. Уфы, около д. Усть-Бугальш. Здесь имеется два щебеночных карьера. В полотно восточного карьера, в центральной его части, имеется провал субмеридионального простирания, который, вероятно, приурочен к одному из разломов зоны данного надвига. Другой провал расположен в восточной части карьера, но там его борта недоступны для наблюдений. За пределами карьера провалам соответствует небольшой лог того же простирания, особенно отчетливо проявленный в нижней части, к югу от карьера. Таким образом, линейная форма разрывной структуры проявлена достаточно отчетливо.

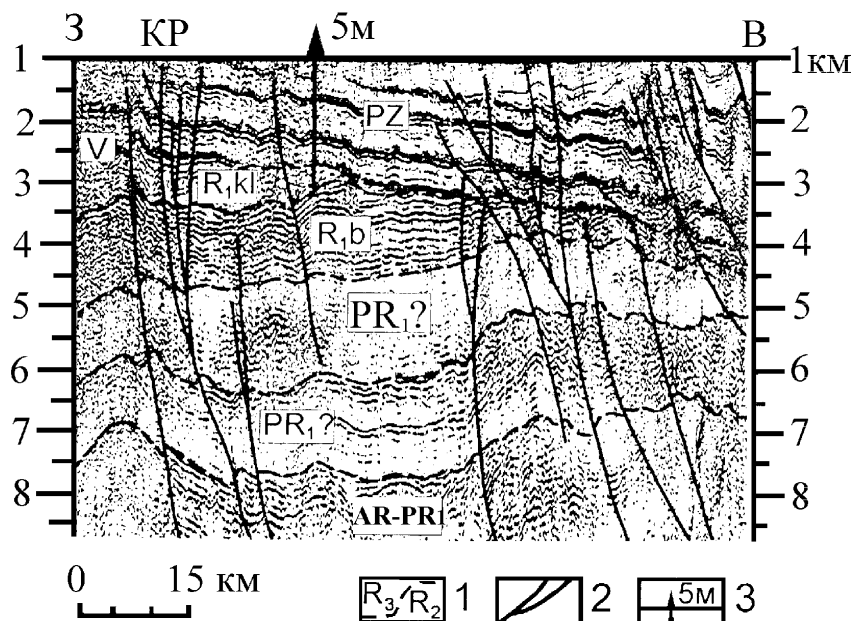


Рис. 5.12. Субширотный стратифицированный временной разрез через скважину Манчаж-5 [Романов и др., 2003].

Условные обозначения: 1 – границы литолого-стратиграфических комплексов (AR-PR₁ – архей-нижний протерозой, PR₁? – предположительно нижний протерозой, R₁b – базальный комплекс нижнего рифея, R₁kl – калтасинская свита нижнего рифея, V – венд, PZ – палеозойские отложения); 2 – разрывные нарушения; 3 – скважина Манчаж-5.

Сокращения: КР – зона тектонических нарушений, отождествляемая с Красноуфимским разломом

Восточнее данного карьера, около д. Новый Бугалыш, на правом крутом берегу р. Бугалыш, асфальтированная дорога Красноуфимск – Месягутово проходит по глубокому врезу в артинских песчаниках. Песчаник мелкозернистый с гипсовым цементом. В борту вреза наблюдаются многочисленные мелкие тектонические нарушения и крутые углы падения слоистости (до 30° и более). Возможно, что они связаны с динамическим влиянием Красноуфимской зоны надвига.

С данной тектонической зоной некоторые исследователи связывают Манчажскую магнитную аномалию. Она расположена в 15 км восточнее Красноуфимской зоны разломов. При угле падения надвига 45° магнитовозмущающее тело может располагаться на глубине около 15 км. Возможно, что возмущающие массы связаны с крупной протрузией пород нижней коры. На дневной поверхности Красноуфимская зона разлома совпадает с субмеридиональным отрезком долины р. Уфы, а севернее г. Красноуфимска проходит по долинам рек Иргины и Сылвы. На всем протяжении данной тектонической зоны наблюдаются многочисленные участки деформированных артинских отложений.

Западная граница структуры менее выразительная, чем восточная. Некоторые исследователи проводят ее по Чернушенской тектонической зоне [Дружинин и др., 1968; Халевин, 1975]. Судя по результатам сейсмического зондирования, она также относится к *надвиговой* зоне, но уже западного падения. Выход ее на дневную поверхность фиксируется долинами рек Ирень и Тюй. Первая подтверждается результатами сейсмических исследований (рис. 5.13). Долина р. Ирень приурочена к зоне

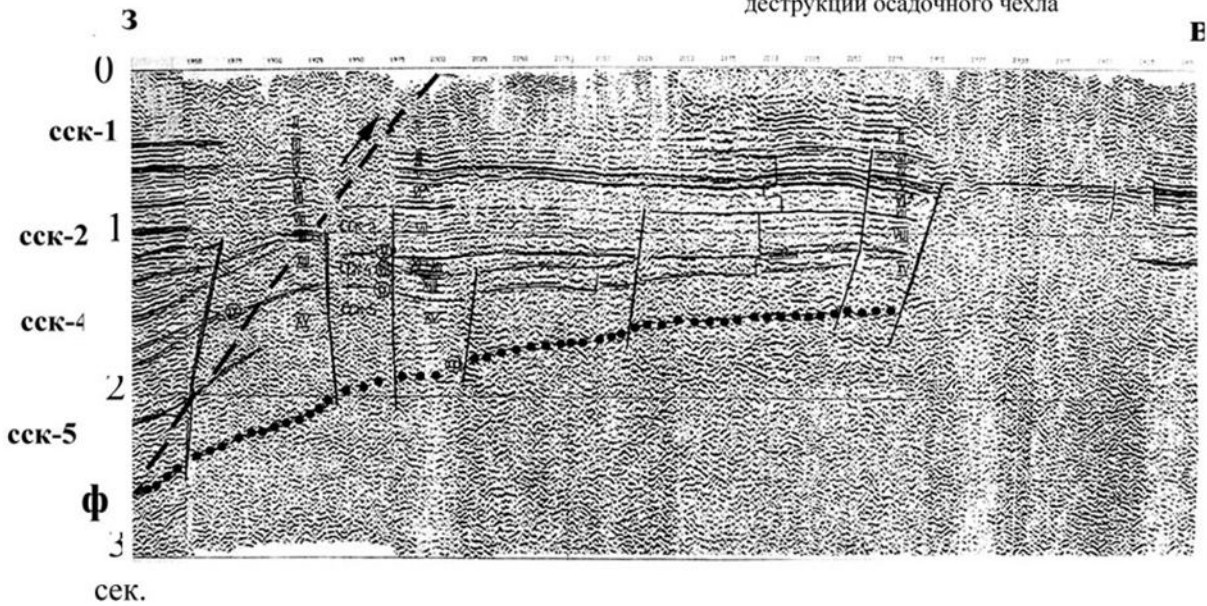


Рис. 5.13. Фрагмент сеймостратиграфического разреза по региональному профилю г. Чайковск – п. Суксун в интервале Уфимского плато (по материалам ОАО «Пермнефтегеофизика»). Протяженность интервала 65 км.

Сокращения: ССК – сеймостратиграфические комплексы: 1 – палеозойский, преимущественно карбонатный; 2 – вендский терригенный; 3 – верхнерифейский, преимущественно терригенный; 4 – нижнерифейский терригенно-карбонатный; Ф – поверхность кристаллического фундамента; жирной пунктирной линией и стрелкой показан предполагаемый надвиг

деструкции пород предполагаемым надвигом. В нижнем течении р. Тюй, на ее правом берегу, в последние годы была пробурена параметрическая скважина Восточно-Аскинская-1, которая на глубине 3,4 км прошла по телу лерцолитов мощностью около 7 м. Предполагается, что это небольшая протрузия, приуроченная к зоне надвига. Скважина расположена примерно в 3 км от русла р. Тюй, текущей на юго-восток. Возможно, что долина реки приурочена к зоне глубинного надвига вмещающего протрузию лерцолитов. Если это так, то угол падения надвига составляет около 45° на юго-запад. Забегая вперед заметим, что на левом берегу р. Тюй, в 3–4 км ниже данной скважины, в шлиховых пробах распространены зерна серпентинита и хромшпинелиды, возможно, связанные с подобными протрузиями ультраосновных пород.

Северное замыкание структуры предполагается в районе г. Кунгура, а южное – на широтном отрезке р. Уфы, в районе устьев рек Ай и Тюй. После длительного следования русла р. Уфы вдоль восточной границы плато от г. Красноуфимск к югу, от устья р. Бугалыш река плавно поворачивает на юго-запад, а от устья р. Ай – круто на запад. Принимая во внимание высокий рельеф Уфимского плато, пересечение его долиной р. Уфы возможно лишь по крупному тектоническому нарушению. На отрезке от д. Седяш до устья р. Бартога река течет на запад, затем круто поворачивает на юго-юго-запад, согласно простиранию долины р. Бартоги (рис. 5.14). Но на повороте реки, в правом борту долины западному простиранию, следует широкая зона брекчий, шириной не менее 400 м. Данная зона прослеживается от уреза воды до водораздела (высота около 100 м). Фрагментарно наблюдается лишь южный контакт

Рис. 5.14. План окрестностей д. Усть-Бартога: положение зоны брекчий (рис. 5.15) и скалы тектонизированных известняков (рис. 5.16).

Изогипсы проведены через 20 м. Отчетливо виден рельеф «столовых гор». Остальные пояснения см. в тексте



брекчий с субгоризонтально залегающими слоистыми известняками. Контакт резкий, прямолинейный, субвертикальный. Брекчии несортированные. Обломки угловатые. Цемент местами глинистый, а местами карбонатный (рис. 5.15). Слоистости не наблюдается. Некоторые обломки подверглись растворению. Встречена одиночная глыба конгломерата. Данные брекчии предположительно относятся к осадочным и, вероятно, выполняют крупную каньонобразную депрессию в палеорельефе. Несколько восточнее данных брекчий, на углу, образуемом долинами р. Уфы и р. Бартоги, имеется крупное обнажение слоистых известняков. Здесь наблюдаются многочисленные признаки тектонической деятельности (рис. 5.16), вплоть до образования зеркал скольжения. В шлиховых пробах в устье р. Бартоги отмечается повышенное содержание зерен серпентинита и хромшпинелидов (выше по руслу они не обнаружены). Это может служить косвенным признаком большой глубины заложения данного тектонического нарушения.

В этих границах размеры структуры составляют 180–200 × 70 км. По данным В.М. Новоселицкого и др. [1985], в апикальной части структуры кристаллический фундамент залегает выше изогипсы 3 км, а на крыльях – на глубинах около 4–6 км. Кристаллический фундамент вскрыт скважиной Осинцево-1 на глубине 3215 м, где он представлен «милонитовым гранитом» [Стратиграфия..., 1971]. Данная скважина находится к северо-востоку от свода, в пределах Предуральского прогиба, и, вероятно, характеризует только выступ кристаллического фундамента. На Кунгурско-Красноуфимском своде он может существенно отличаться прежде всего разуплотнением и гидротермально-метасоматической переработкой пород. Кроме того, ранее приводились результаты геофизических исследований, которые показывают северо-западное простирание аномальных зон, обусловленных неоднородностью кристаллического фундамента.

Судя по результатам сейсмического зондирования, породы осадочного чехла сильно тектонизированы и смяты в мелкие складки (рис. 5.17–5.19). Нефтяники обычно рисуют субвертикальные и очень крутопадающие разломы, отдавая предпочтение вертикальным блоковым движениям в коре. Мы попробовали выделить на временных сейсмических разрезах прямолинейные линеаменты. Оказалось, что они в крупных депрессиях образуют клиновидные формы (см. рис. 5.17, 5.18). Аналогичные клиновидные формы образуют отражающие площадки на сейсмическом профиле «Гра-



Рис. 5.15. Осадочные брекчии на правом берегу р. Уфы, в устье р. Бартоги (вид на запад).

Остальные пояснения см. в тексте



Рис. 5.16. Скальные обнажения тектонизированных известняков в устье р. Бартоги (вид на восток).

Остальные пояснения см. в тексте

нит», на участке Калтасинского авлакогена. От схожей картины, наблюдаемой в окрестностях Сафьяновского месторождения (см. главу 4, рис. 4.2), они отличаются чрезвычайно большой глубиной распространения в коре. Если эти линеаменты отвечают крупным трещинам, то происхождение их может быть связано с условиями горизонтального сжатия.

5.3.1. Современный рельеф и неотектоника

Позднепалеозойское поле напряжений в зоне сочленения Русской платформы и Урала (см. рис. 5.1) в общих чертах было, вероятно, подобно современному полю напряжений и отличалось главным образом лишь величиной напряжений. Об этом можно судить по следующим данным.

1. В настоящее время в Уральском регионе фиксируются горизонтальные напряжения сжатия субширотной ориентировки [Кашубин, 2001; Зубков, 2002; Юдахин и др., 2003; Блинова, 2003; и др.], подобные полю стрессовых напряжений позднепалеозойского времени [Щукин, 1996; Юдахин и др., 2003].

2. Неотектоническая активизации позднепалеозойских структур, выраженная в слабых землетрясениях, приуроченных к тектоническим границам некоторых геоло-

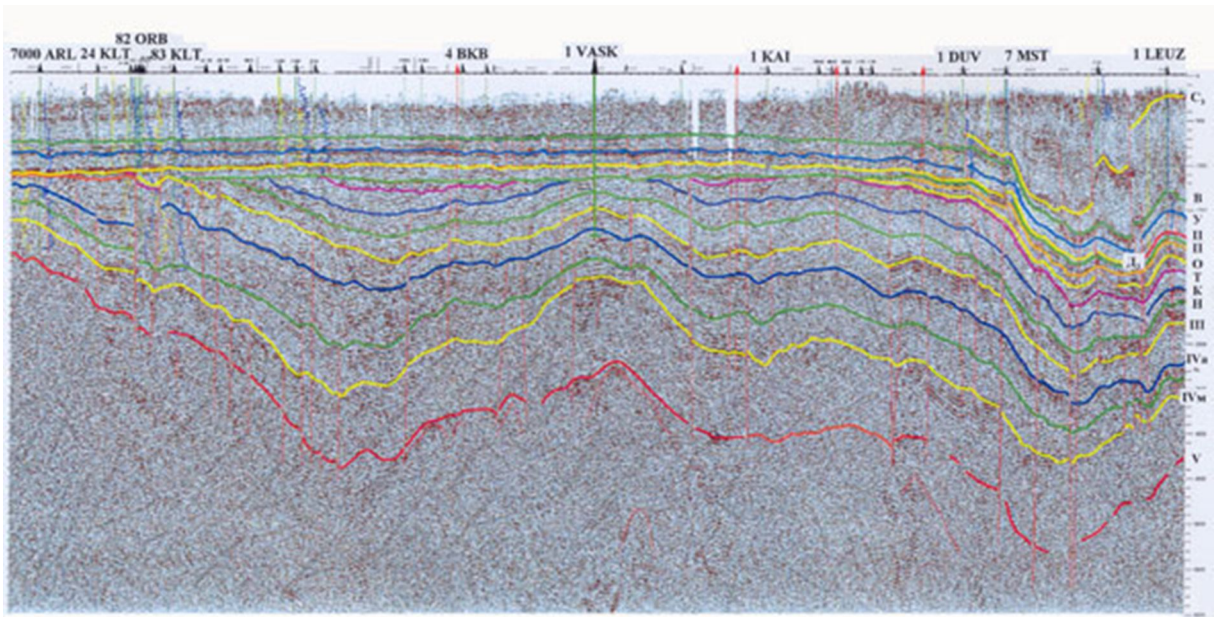


Рис. 5.17. Временной сейсмический разрез по линии скважин Арлан-7000 – Аскинская-1 – Каировская-1 – Леуза-1 (по материалам ОАО «Башнефтегеофизика»).

Здесь и на рис. 5.18 вертикальные красные линии – разломы в интерпретации геологов-нефтяников; наклонные линии – то же, в нашей интерпретации

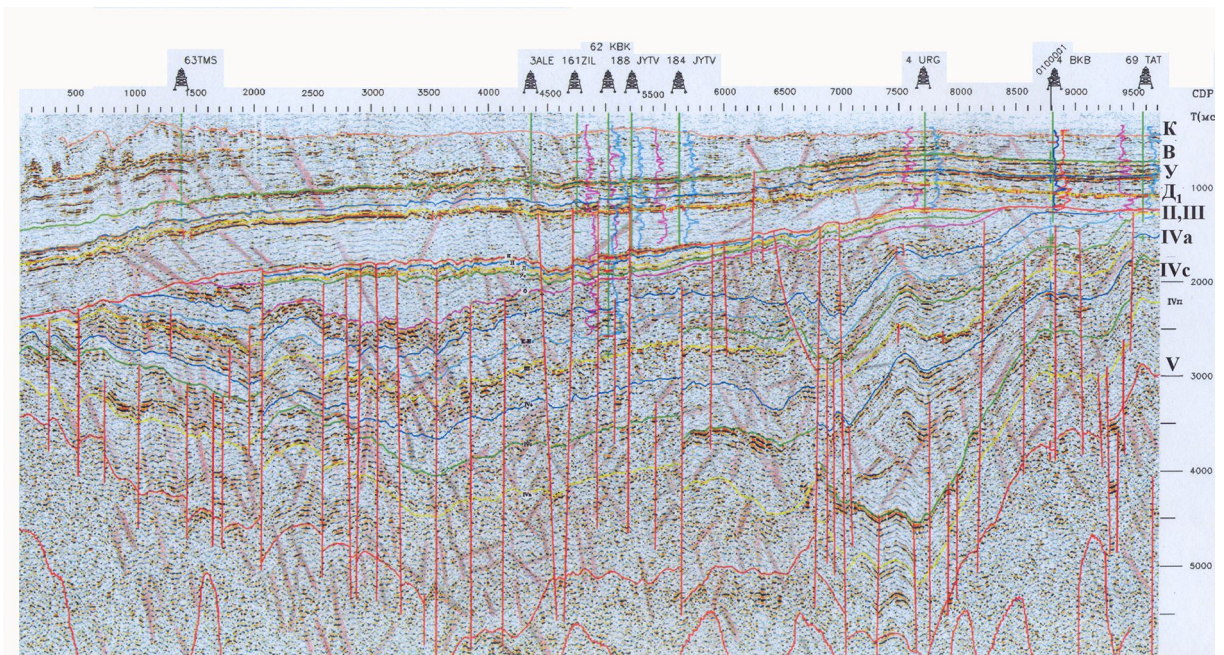


Рис. 5.18. Временной субмеридиональный сейсмический разрез по линии скважин 63 Tms – 4Урж – 69Ташталинская (по материалам ОАО «Башнефтегеофизика»)

гических структур, например к восточной границе Уфимского плато и границам Пермского свода [Чадаев и др., 1999; Кашубин, 2001; Блинова, 2003; и др.].

3. Обновление рельефа Урала и восточной окраины Русской платформы [Новейшая динамика..., 2008; и др.], направленное на нарушение изостатического равновесия [Блинова, 2003].

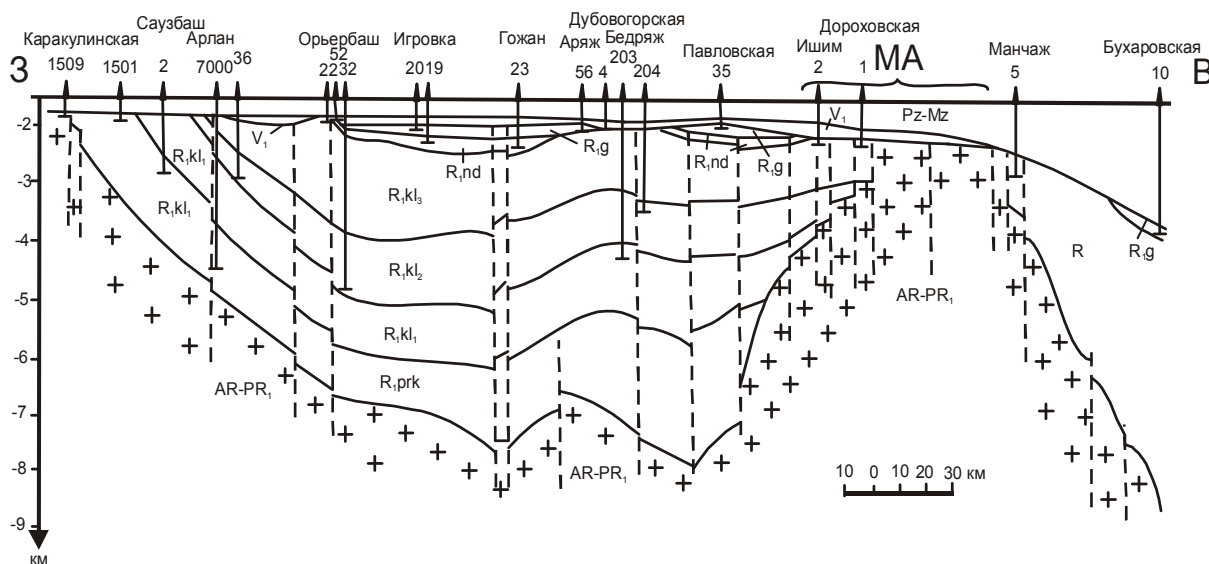


Рис. 5.19. Геологический разрез по линии скважин Каракулинская-1509 – Бухаровская-10 [Белоконь и др., 2001]

4. Срезание и искривление колонн обсадных труб в некоторых глубоких скважинах в Бельском прогибе [Казанцев и др., 2006], горным ударом в глубоких выработках на некоторых месторождениях Урала [Зубков, 2002].

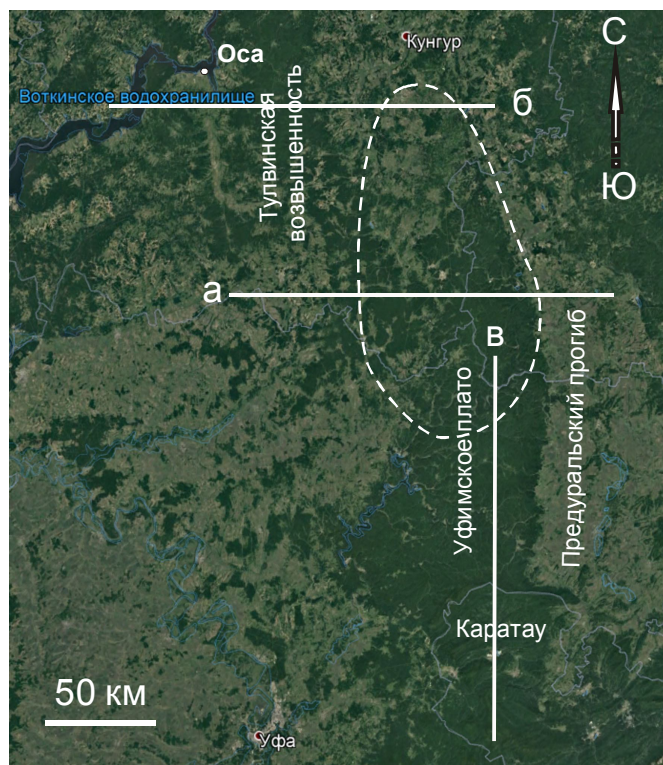
5. Переуглубление долины р. Уфы в Предуральском прогибе и к западу от Уфимского плато [Соколов, 1948], подпруживание ее по восточной границе плато; аналогичная картина наблюдается и в долинах рек Юрюзань и Ай на восточной границе плато.

6. Наличие речного аллювия на вершинах некоторых гор Уфимского плато в районе п. Н.-Иргинский (характер косой слоистости указывает на восточное направление течения палеореки).

Уфимское плато отчетливо выделяется на космических снимках (рис. 5.20). На рис. 5.21 представлены два широтных топографических разреза через Уфимское плато и один меридиональный. На рис. 5.21а показан профиль по линии п. Трун – п. Алмаз – д. Малый Сарс – д. Озерки (местоположение профиля отражено на рис. 5.20). Данный профиль пересекает Кунгурско-Красноуфимский свод почти в его апикальной части и захватывает смежные участки Предуральского и Камско-Бельского прогибов. Характер рельефа Уфимского плато действительно можно трактовать в пользу одностороннего горста, как это предположили М.Л. Копп с соавторами [Новейшая динамика..., 2008]. Но тектонические границы надвигового типа, падающие под смежные структуры, противоречат такой трактовке. Резко приподнятый край плато непротиворечиво объясняется позднепалеозойскими рифовыми постройками на границе Уфимского плато и Предуральского прогиба (см. рис. 5.7). Для нас важно то, что рельеф плато относится к типу «столовых гор» и имеет резко выраженный эрозионный характер. На рис. 5.21б показан другой профиль, проходящий через северную часть Кунгурско-Красноуфимского свода (северная граница рис. 5.20), Тулвинскую возвышенность и Осинский блок. Рельеф плато подобен рельефу, показанному на предыдущем рисунке, но более низкий и сглаженный. Отчетливо видны границы свода, фиксируемые долинами рек Сылвы и Ирень.

Рис. 5.20. Уфимское плато и тектонический блок Каратау на космическом снимке.

Овальный контур – границы Кунгурско-Красноуфимского свода. Справа от плато – Предуральский прогиб, слева – Камско-Бельский прогиб. Прямые линии – топографические профили, показанные на рис. 5.21. Белая рябь – облачность



Западнее долины р. Ирень начинается Тулвинская возвышенность. Ее восточный склон представлен отдельными поднятиями с резко асимметричными склонами: крутыми западными и пологими восточными. Такой тип рельефа можно объяснить дуплексами скалывания с надвиговой кинематикой, имеющими восточное падение и осложняющих висячий бок зоны надвига, как это показано в экспериментах в главе 2. Западнее описанного участка рельеф Тулвинской возвышенности достигает максимальных отметок и затем начинает понижаться к долине р. Тулвы. Западный склон возвышенности резко расчлененный, эрозионный. Долины депрессий асимметричные, но более пологими становятся их западные склоны. Это дает основание предполагать здесь систему тектонических нарушений крутого западного падения, имеющих взбросо-надвиговую кинематику. Такая ситуация, рассмотренная в главах 2, 4, характерна для блока отрицательного изгиба. Тулвинская возвышенность имеет субмеридиональное простирание и протяженность около 140 км. М.Л. Копп с соавторами [Новейшая динамика..., 2008] отнесли ее к «меридиональному неотектоническому валу, осложняющему восточную часть Русской плиты», образовавшемуся в обстановке широтного сжатия и меридионального растяжения. На основании асимметричного строения вала и изучения мезотектонических структур цитируемые авторы предполагают, что западная его часть является «надвбросовой флексурой». Предполагается восточное падение взброса. На рис. 5.21а не видно никаких признаков продолжения этой возвышенности к югу. Не просматривается она и севернее широты г. Перми. По этим признакам Тулвинская возвышенность может быть отнесена к локальной структуре. Приуроченность к внутренней части Осинской впадины позволяет предполагать ее горстовую структуру (восточная часть осевого горста), входящую в структурный парагенез блока отрицательного изгиба коры. Как показано в главе 2, осевой горст образуется двумя основными сдвиговыми деформациями, создающими систему тектони-

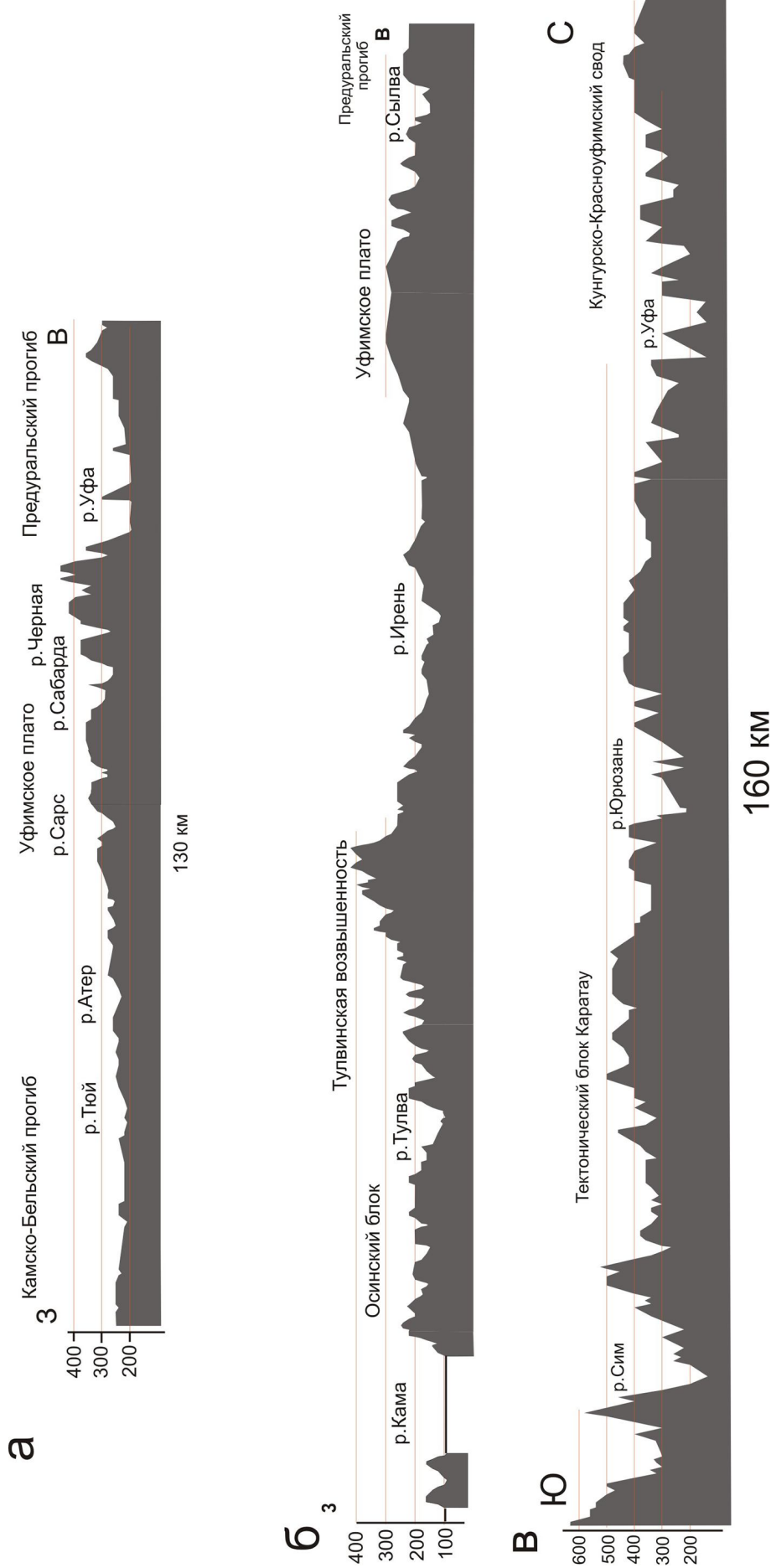


Рис. 5.21. Характер современного рельефа Уфимского плато и его окрестностей.

а – через центральную часть Кунгурско-Красноуфимского свода, б – через северную часть Кунгурско-Красноуфимского свода и Осинский блок, в – меридиональный профиль через блок Каратау и южную часть Кунгурско-Красноуфимского свода. Рельеф снят с карты масштаба 1 : 200 000. Профили построены вручную. Остальные пояснения см. в тексте

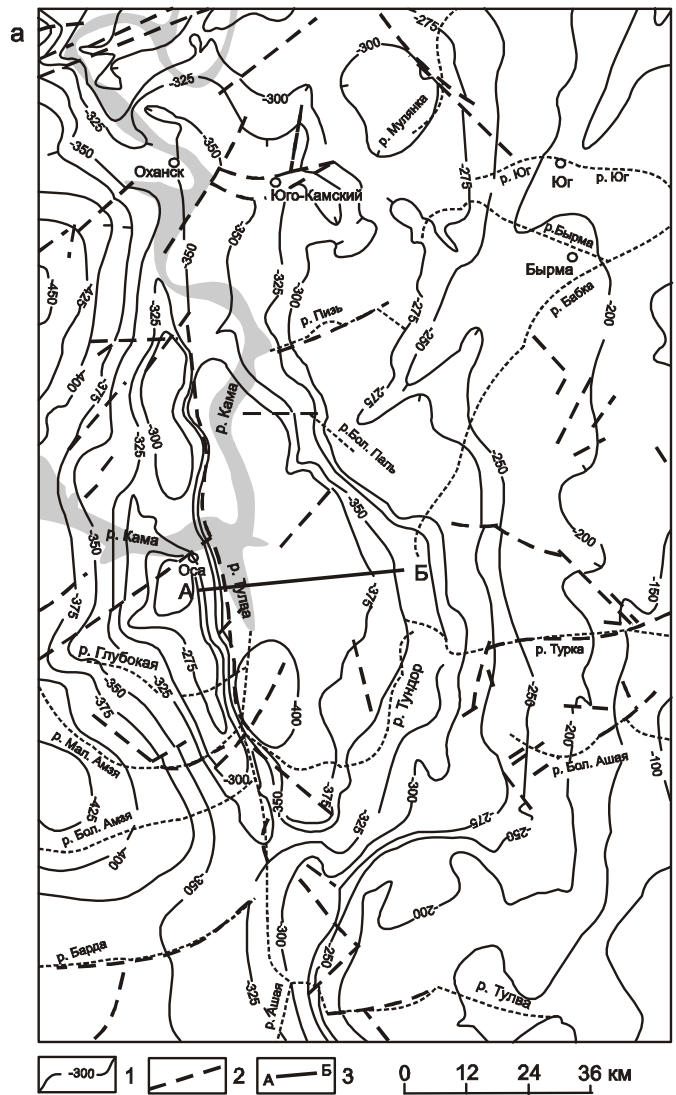
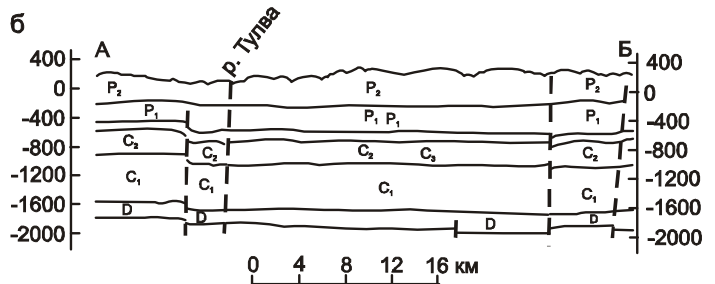


Рис. 5.22. Структурный план восточной части Осинской впадины по кровле артинского яруса (а) и геологический разрез по линии А–Б (б) [Новейшая динамика..., 2008].

1 – изогипсы кровли артинского яруса, 2 – разрывы, 3 – линия профиля. Штриховая линия – современная речная сеть



ческих клиньев. По мере удаления от осевой поверхности изгиба растет доминанта одного из сдвиговых напряжений. Осевая поверхность Осинской впадины предполагается несколько западнее Тулвинской возвышенности, и образование данной возвышенности должно быть обусловлено взбросами западного падения.

Западнее Тулвинской возвышенности выделяется Осинский тектонический блок, ограниченный долинами рек Камы и Тулвы. Он отнесен к осевому тектоническому клину. Об этом свидетельствует анализ структурного плана восточной части Осинской впадины по кровле артинских отложений (рис. 5.22) и выступу кристаллического фундамента в осевой части впадины (см. рис. 5.19).

Осинскому блоку далее отведен специальный подраздел, и поэтому здесь он не рассматривается. На рис. 5.21в представлен меридиональный профиль современного рельефа через Уфимское плато, захватывающий северную часть Башкирского антиклинория (к югу от р. Сим) и тектонический блок Каратау. В южной части профиля резко выделяется долина р. Сим. К югу от нее рельеф резко возвышенный, достигает за пределами обозначенного участка отметок 800 м и более. Севернее долины р. Сим располагается тектонический блок Каратау с отметками 300–500 м, характерными для Уфимского плато. На природу данного блока имеется несколько точек зрения, обзор которых приведен в [Кисин, 2008г]. По нашему мнению, данный блок является *поперечной горстовой структурой*, осложняющей центральную часть седловидного прогиба на блоке положительного изгиба коры (см. рис. 2.22). Южная граница Кунгурско-Красноуфимского свода проводится по долине р. Уфы. К югу от свода находится седловидный прогиб. Долину р. Юрюзань многие исследователи рассматривают как зону правого сдвига [Камалетдинов, 1974; Казанцев, 1984; Солоницын, 2001; и др.]. На рис. 5.23 изображен фрагмент субмеридионального сейсмического профиля, пересекающего долину р. Юрюзань на восточном склоне Уфимского плато. Отчетливо просматривается зона тектонического нарушения. В интерпретации геологов-нефтяников данное тектоническое нарушение представлено «структурой цветка» (темный контур). Авторами на разрезе выделены прямолинейные линеаменты (красные линии), которые могут отвечать крупным трещинам. Если это действительно так, то наблюдаемая по ним структура больше отвечает крупному малоамплитудному взбросу южного падения. Висячем крыле предполагаемого взброса отмечается антиклинальное вздутие, амплитуда которого плавно уменьшается с глубиной. Образование антиклинального вздутия могло быть обусловлено катакластическим течением

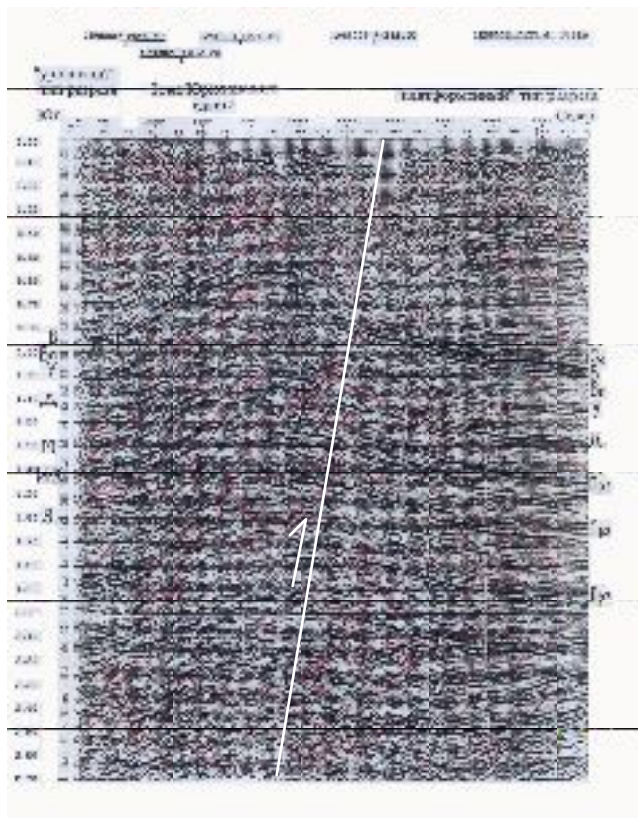


Рис. 5.23. Фрагмент субмеридионального сейсмического профиля через долину р. Юрюзань на линии топографического разреза (см. рис. 5.22в) (по материалам ОАО «Башнефтегеофизика»).

Красные линии – разрывные нарушения в интерпретации авторов.

В – башкирский ярус, У – бобриковский горизонт, Д – девон, Пр – протерозой.

Обратите внимание на увеличение амплитуды антиклинального вздутия от нижних горизонтов к верхним и на приподнятое левое крыло зоны смятия

пород в условиях субмеридионального сжатия. Сдвига (в геологическом смысле) на данном разрезе и космоснимке не наблюдается. Но видны признаки субмеридионального сжатия, что характерно при ундуляции складки положительного изгиба.

Как отмечалось в начале главы, верхняя часть блока положительного изгиба характеризуется условиями горизонтального растяжения вдоль оси главного сжимающего напряжения. Косвенным признаком растяжения в верхних горизонтах Кунгурско-Красноуфимского свода можно считать *отсутствие* в известняках *стилолитовых швов*, имеющих широкое распространение на смежной территории Предуральского прогиба. Почти полное отсутствие мелкой складчатости в осадочных породах и сильно расчлененный рельеф типа «столовых гор» в апикальной части структуры также можно трактовать в пользу режима растяжения. Возможно, что описанные на плато крутопадающие трещины шириной до 1 м, заполненные обломочным материалом и глиной [Дорофеев, 1950], являются трещинами растяжения. Интенсивное карстование известняков также может быть результатом предшествующего горизонтального растяжения на верхних горизонтах. Потеря корреляции на сейсмических образах Уфимского плато в породах осадочного чехла и кристаллического фундамента можно объяснить горизонтальным растяжением и разуплотнением пород. На условия горизонтального растяжения в данной структуре указывает и Б.И. Чувашов [1984 и др.].

5.3.2. Кольцевые разломы в апикальной части Кунгурско-Красноуфимского свода

Анализ современной гидросети показывает, что в апикальной части структуры широкое развитие имеют кольцевые и дугообразные линеаменты (рис. 5.24). Некоторые из ограниченных ими блоков обладают удивительно правильной субизометричной формой. Диаметр их достигает 6 км. На данные образования обратили внимание и предшественники [Наливкин, 1949; Дорофеев, 1950], которые называли их купольными структурами. Всего на площади плато В.Д. Наливкин выделяет 15 подобных структур, часть из которых попадает и на апикальную часть свода. Это Кунгакская, Сабардинская, Пудлинговская (северная и южная), Верхнешуртанская, Шуртанская, Дороховская, Алтыновская и Мошкинская (названия В.Д. Наливкина). На схеме, представленной на рис. 5.24, только Сабардинская и обе Пудлинговские структуры совпали с выделяемыми нами блоками. Остальные находятся за пределами апикальной части свода и гидросетью прорисовываются неуверенно. Амплитуда купольных структур, по данным В.Д. Наливкина, составляет от 20 до 100 м. Углы наклонов крыльев измеряются минутами и первыми градусами. Только Пудлинговские структуры выступают более контрастно. Северная вершина имеет наклоны крыльев: восточного $1^{\circ}25'$, западного до 5° и северо-западного $1^{\circ}57'$. На южной вершине падение восточного крыла достигает $25-30^{\circ}$, западного $1^{\circ}09'$ и южного 3° . Сабардинская структура имеет амплитуду $25-30$ м, наклон западного крыла $40-50'$, а восточного – $25-30'$ (вычисленные). Происхождение этих дислокаций связывается «с местными проявлениями тектонических движений» [Наливкин, 1949, с. 172]. В то же время В.Д. Наливкин выделяет данную площадь и как участок развития саргинских рифов. Следовательно, здесь могут быть купольные структуры как тектонического, так и осадочного происхождения.

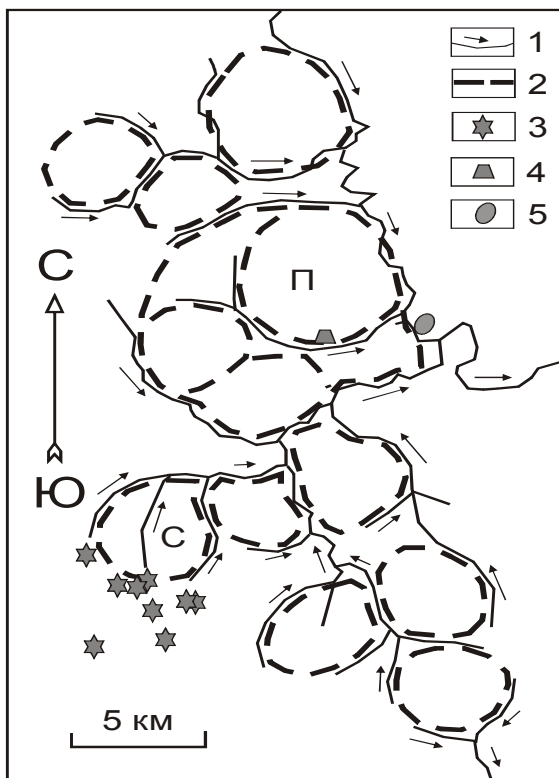


Рис. 5.24. Предполагаемые кольцевые разломы в апикальной части Кунгурско-Красноуфимского свода, выделенные по результатам дешифрирования гидросети.

Условные обозначения: 1 – современная гидросеть; 2 – предполагаемые кольцевые разломы; 3 – радиально-лучистые структуры (фотоаномалии); 4 – брекчированные известняки; 5 – Пудлинговский щебеночный карьер. Сокращения: П – Пудлинговская структура; С – Сабардинская структура. Остальные пояснения см. в тексте

К сожалению, при картировании купольных структур не изучалось их взаимоотношение с окружением, т. е. наличие тектонических контактов, что объясняется плохой обнаженностью и отсутствием надежных маркирующих горизонтов. Тем не менее наличие таких тектонических зон можно предполагать исходя из наблюдений трещиноватости известняков в действующем Пудлинговском щебеночном карьере, расположенном на левом борту долины р. Сараны, напротив южной вершины Пудлинговской купольной структуры (см. рис. 5.24). Природные трещины в известняках надежно устанавливаются по глинистому заполнению. Длина карьера около 1 км, а глубина не менее 100 м. Известняки в бортах карьера имеют преимущественно горизонтальное залегание. Широко распространены трещины с падением в сторону р. Сараны. По полотну карьера они образуют дуги, обращенные выпуклостью в сторону, противоположную долине. Морфологически эти трещины схожи с листрическими разломами: по падению быстро выполаживаются. На границах слоев они часто смещаются, в результате чего образуются ступеньки, обращенные к долине речки (рис. 5.25). Очевидно, что наличие таких ступенек свидетельствует о взбросовом характере трещиноватости, хотя смещений по ним не отмечается. Последнее обстоятельство можно объяснить существованием в этот период условий общего растяжения (за счет продольного изгиба) и одновременного подъема купольной структуры, находящейся также в условиях растяжения, но уже частично за счет поперечного изгиба. В юго-западной части карьера, непосредственно примыкающей к долине, тектонические деформации проявлены наиболее отчетливо (рис. 5.26). Здесь наблюдаются участки тектонических брекчий (рис. 5.27) и крутого падения пластов (до 25°), с падением на юго-запад или запад (рис. 5.28). Здесь также отмечается интенсивное окремнение известняков, из-за чего данный участок был выведен из эксплуатации. Тектоническое



Рис. 5.25. Взбросовый характер трещиноватости в известняках в северо-западном борту Пудлинговского карьера

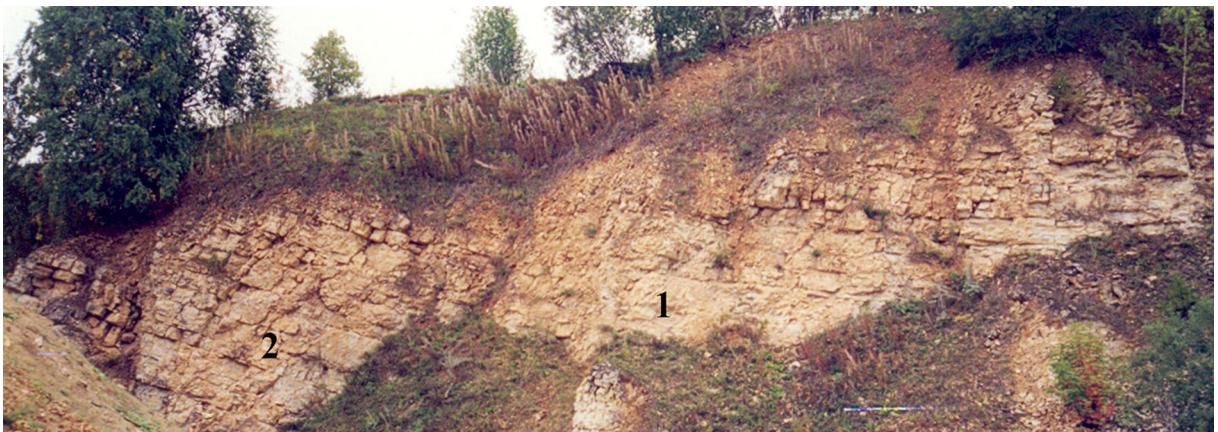


Рис. 5.26. Общий вид тектонизированных известняков в южном борту карьера.
1 – тектонические брекчии (рис. 5.27); 2 – тектонизированные известняки (рис. 5.28)

происхождение этих дислокаций сомнений не вызывает, как и связь их с долиной р. Сараны. С учетом того что на противоположном борту долины слоистость известняков падает на восток под углом $25\text{--}30^\circ$, и сама долина имеет тектоническое происхождение взбросовой природы.

Для Сабардинской структуры выполнено дешифрирование аэрофотоснимков масштаба $1 : 40000$. Здесь две небольших речки рисуют почти правильный овал размером 5×4 км (рис. 5.29), вытянутый в субмеридиональном направлении. Третий ручей рассекает овал по азимуту 11° на две почти равные части. От устья ручья до центральной части структуры долина прямолинейная, а выше – сегментирована на небольшие прямолинейные отрезки с азимутом простираения 335° , ограниченные системой

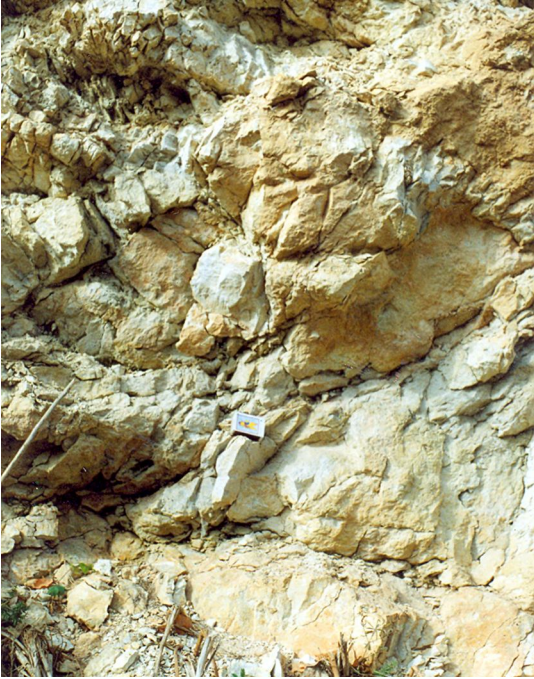


Рис. 5.27. Тектонические брекчии по известнякам в южном борту Пудлинговского карьера (для масштаба положен спичечный коробок)



Рис. 5.28. Условия залегания и характер трещиноватости слоистых известняков в южном борту карьера (высота уступа более 8 м)

прямолинейных логов с азимутом простирания 50° , впадающих в ручей с левого борта. На площади структуры по результатам дешифрирования наиболее широко распространены линеаменты с простиранием около 50° , несколько реже с простиранием около 335° и редко меридиональной или широтной ориентировки. Все это наводит на мысль о связи данных линеаментов с регматической сеткой планетарной трещиноватости [Вопросы изучения..., 1976]. За пределами структуры линеаменты такого простирания наблюдаются значительно реже.

С позиций модели блоковой складчатости возникновение кольцевых структур в апикальной части блока положительного изгиба коры объясняется выжиманием пластичного материала и крупных блоков горных пород вверх, из зоны горизонтальных стрессовых напряжений в зону горизонтального растяжения, с образованием структур поперечного изгиба. Как известно, при поперечном изгибе вся толща находится в условиях растяжения. В таком случае описанная система логов может рассматриваться как результат горизонтального растяжения при поперечном изгибе, с максимальным использованием (активизацией) трещин регматической сети. Кольцевые разломы, ограничивающие структуру, при этом должны круто падать под нее и достигать стартовой поверхности индентора (необязательно поверхности фундамента).

5.3.3. Радиально-лучистые структуры апикальной части Кунгурско-Красноуфимского свода

Тектоническую природу Сабардинского купола подтверждает наличие по его юго-западному периметру необычных радиально-лучистых структур (РЛС), выявлен-



Рис. 5.29. Результаты дешифрирования аэрофотоснимков фрагмента Сабардинской структуры.

Цифрами обозначены номера радиально-лучистых структур (фотоаномалий), попавших на данный участок. Остальные пояснения см. в тексте

ных при дешифрировании аэрофотоснимков [Кисин, 1999] (рис. 5.30). Еще несколько РЛС расположены южнее и, возможно, контролируются Кунгакской купольной структурой. На аэрофотоснимках они представлены достаточно выразительными фотоаномалиями, имеющими вид гигантских астр: от некоторого невыраженного центра по радианам расходятся многочисленные почти прямолинейные лучи. Обследование местности показало, что лучи выражены чередующимися участками елового и лиственного (осина, береза) леса. Еловый лес характерен для Уфимского плато. Осина и береза обычно произрастают на карстовых воронках. Следовательно, такое распределение деревьев хвойных и лиственных пород можно объяснить трещиноватостью известняков и их высокой обводненностью. Это подтверждается и наличием очень узких прямолинейных v-образных ложков того же простирания. Рельеф относительно ровный, но по мере приближения к центральной части РЛС наблюдается его слабый подъем. Относительное превышение обычно не более 10 м. Центральная часть РЛС чаще всего выражена неглубокой (0,5–1,0 м) депрессией, иногда окаймленной небольшим валом. Лес здесь представлен исключительно деревьями лиственных пород, имеющих ярко выраженный угнетенный вид, совершенно не типичный для Уфимского плато. Крупные деревья здесь практически отсутствуют.

Центральная часть структуры от лучей обычно свободна и иногда дополнительно окаймляется кольцом карстовых воронок (фотоаномалия № 2), что позволяет предполагать здесь наличие центральной депрессии (рис. 5.31). Размеры последних составляют от 10 до 400 м. В рабочей гипотезе предполагалось, что центральная депрессия фиксирует выход диатремы на дневную поверхность, а расходящиеся во все стороны лучи являются трещинами в известняках, возникшими при взрывных процессах. В качестве альтернативных гипотез рассматривались техногенная (связанная с деятельностью леспромхозов) и метеоритная. В пользу основной гипотезы говорят следующие факты.

- Размеры фотоаномалий отличаются на 1–2 порядка; техногенные образования были бы, вероятно, одного порядка.

- Почти все фотоаномалии в плане изометричны; но имеется и овальная, значительно удлиненная аномалия (РЛС № 4), приуроченная к слабовыраженному в рельефе небольшому логу, что легче объясняется с позиций их эндогенного образования.

- Большинство РЛС приурочено к слабовыраженным в рельефе возвышенностям, а центральные их части закарстованы.

- В каждой РЛС лучи чаще всего сходятся в несколько центров, что можно объяснить многофазным характером заполнения диатремы.

- Линии лучей отчетливо «просвечивают» на фоне лесопосадочных полос (РЛС № 4), пересекают грунтовые дороги, полотно бывшей узкоколейной железной дороги и ограничивающие ее дренажные канавы (РЛС № 1-3).

- Лучи двух близко расположенных РЛС пересекаются, образуя рисунок крупной клетки (РЛС № 2 и 3). Участок между ними закарстован, что может быть объяснено интенсивным дроблением известняков.

- Шлиховое опробование скважин ручного бурения до глубины 5–7 м показало, что центральные депрессии выполнены песчано-глинистыми отложениями, с резко повышенным содержанием тяжелой фракции шлиха (до 10 кг/м³). Ставролит составляет 80–90% тяжелой фракции; дистен, турмалин, белые слюды, рутил, ильменит, циркон, хромшпинелиды представляют остальную часть. В некоторых пробах отмечается повышенное содержание маггемита. Иногда отмечаются остроугольные обломки черного амфибола в сростании с плагиоклазом, а также мелкие обломки породы свежего облика, состоящей из черного амфибола (преобладает), плагиоклаза, черной слюды и эпидота. Зерна кварца песчаной размерности нередко содержат включения ставролита, турмалина, рутила, белой слюды и других минералов тяжелой фракции шлиха, что показывает их генетическую связь. Совместный перенос легких и тяжелых минералов одной ассоциации водным потоком на значительные расстояния кажется невероятным. В этом убеждают и чешуйки графита на поверхности некоторых зерен кварца. Все это свидетельствует о близости коренного источника, которым, вероятно, является ниже лежащий кристаллический фундамент.

В легкой фракции шлихов распространены мелкие обломки древесного угля, обычно минерализованного и частично покрытого корочками лимонита. Иногда уголь покрыт черным пузыристым хрупким органическим веществом. Примечательно, что древесный уголь и аналогичное органическое вещество обнаружены и в нераствори-



Рис. 5.30. Фрагмент аэрофотоснимка с РЛС № 2–4.

Светлое – грунтовая дорога, рядом – УЖД и дренажные каналы. Мелкая полосчатость к северу от дороги – лесопосадки. Светлые и серые «оспинки» – карстовые воронки

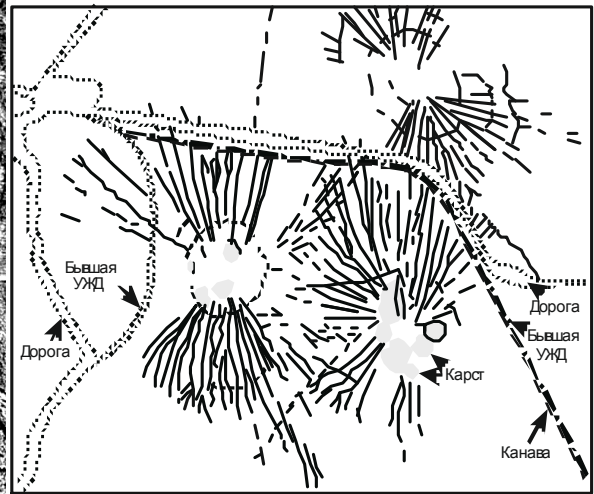


Рис. 5.31. Результаты дешифрирования РЛС № 2

мых остатках дырчатых брекчиевых известняков (ДБИ) кунгурского возраста (о них речь идет далее), вместе с другими упомянутыми минералами. Содержание их в ДБИ несопоставимо низкое в сравнении с рыхлыми отложениями центральных депрессий РЛС. ДБИ при разрушении не могли создать столь богатых россыпей метаморфических минералов. Древесный уголь и органическое вещество крайне неустойчивы к механическому воздействию, они очень легкие. Привнос их на плато исключен, а совместное нахождение с тяжелыми минералами в рыхлых отложениях можно объяснить, вероятно, накоплениями в небольших замкнутых водоемах, например в кратерных озерах. Можно предположить, что рыхлые отложения центральных депрессий РЛС также имеют кунгурский возраст по аналогии с ДБИ.

Таким образом, фактический материал по изученным РЛС позволяет связывать их образование с газовыми прорывами и формированием диатрем эруптивных брекчий. Очаги аномального флюидного давления располагались в кристаллическом фундаменте, что обеспечило вынос ксеногенного материала из этой области. Слабая дегазация коры наблюдается и в настоящее время. На площади центральной депрессии РЛС № 1 обнаружена свежая воронка, происхождение которой связывается с газовым прорывом. Ее диаметр 18 м, глубина 3,5 м. Краевого вала нет. Склоны воронки плавно увеличивают крутизну с глубиной, достигая 40° в центре. Плоской площадки на дне нет. Воронка полностью располагается в глинах, но признаков стояния воды нет (наверху, в окрестностях воронки, имеются лужи с дождевой водой). Оползневых явлений не отмечено. На склонах растут деревья возрастом около 70 лет. Со дна воронки вручную пройдена скважина шнекового бурения глубиной 3,5 м. В интервале вскрыты слоистые глины и песчанистые глины. На забое известняк. Шлиховое опробование показало обычное для участка высокое содержание метаморфических минералов и многочисленные магнитные шарики диаметром менее 1 мм. На бортах во-

ронки магнитные шарики отсутствуют. Предполагается, что данная воронка образовалась в результате скопления газов под глиняной покрывкой. Непрерывное поступление газов в последующее время сохранило в глинах каналы, что не позволяло атмосферным осадкам скапливаться в воронке.

На современную дегазацию РЛС указывает и то, что на них полностью отсутствует почвенно-растительный слой, несмотря на отсутствие стоков воды с центральных депрессий и преобладание листовых пород деревьев (толщина его на Уфимском плато обычно составляет 0,2–0,4 м). Вероятно, дегазация коры создает неблагоприятные условия для почвообразующих бактерий. О геохимических особенностях глин центральных депрессий РЛС сказано далее.

5.4. Минералогия Уфимского плато

Благодаря неотектоническим поднятиям значительная часть площади Уфимского плато имеет обновленный эрозионный рельеф, расчлененный многочисленными логами и долинами речек и ручьев, берущих начало в апикальной части структуры. Их русла изобилуют перекатами и выполнены гравийно-галечным, преимущественно известняковым, материалом, что позволило использовать шлихо-минералогический метод для изучения минералогической специализации данной площади. Пробы отбирали с перекатов, отложений пойменной и высоких террас, с бортов карьеров и стенок искусственных обнажений; некоторые пробы – из закопушек, шурфов глубиной до 3,7 м, скважин шнекового бурения глубиной до 7 м. Стандартный объем пробы составлял 0,01 м³ (10 л). В наиболее интересных местах объем достигал 0,25 м³. Затем пробы отмучивали от глинистого материала, ситовали и промывали вручную на деревянном лотке. Минералогический экспресс-анализ выполняли непосредственно в поле, что позволяло оперативно координировать работы. Дальнейшие исследования проб проводили уже в камеральный период.

В результате работ установлены следующие факты. Наибольшим распространением в тяжелой фракции шлихов на площади плато пользуются метаморфические минералы (в порядке убывания): ставролит, дистен, турмалин, циркон, рутил, эпидот, силлиманит, корунд, ильменит, диопсид, гранат и др. Наиболее высокое их содержание, около 10 кг/м³ и более, характерно для апикальной части плато. В краевой части структуры содержание данных минералов сокращается на 1–2 порядка. Причем западная граница такого перехода достаточно резкая и проходит по долине р. Сарс, протекающей по западному склону структуры: в верховьях – на юг, а в нижнем течении – на юго-восток. На структурных картах кристаллического фундамента Пермского Прикамья некоторыми авторами (А.Я. Ярошем, Г.Г. Кассиным, В.М. Проворовым) на этом участке показан дугообразный разлом, падающий на юго-запад. Северным его продолжением, вероятно, является долина р. Шуртан северо-северо-восточного простирания, западнее которой содержание метаморфических минералов также резко падает. Западная граница распространения метаморфических минералов проходит по долинам р. Ирень (на северо-западе) и р. Тюй (на западе и юго-западе). Западнее этих рубежей тяжелая фракция шлиха представлена (в порядке убывания) магнетитом, эпидотом, гранатом и цирконом. Восточная граница распространения метаморфических

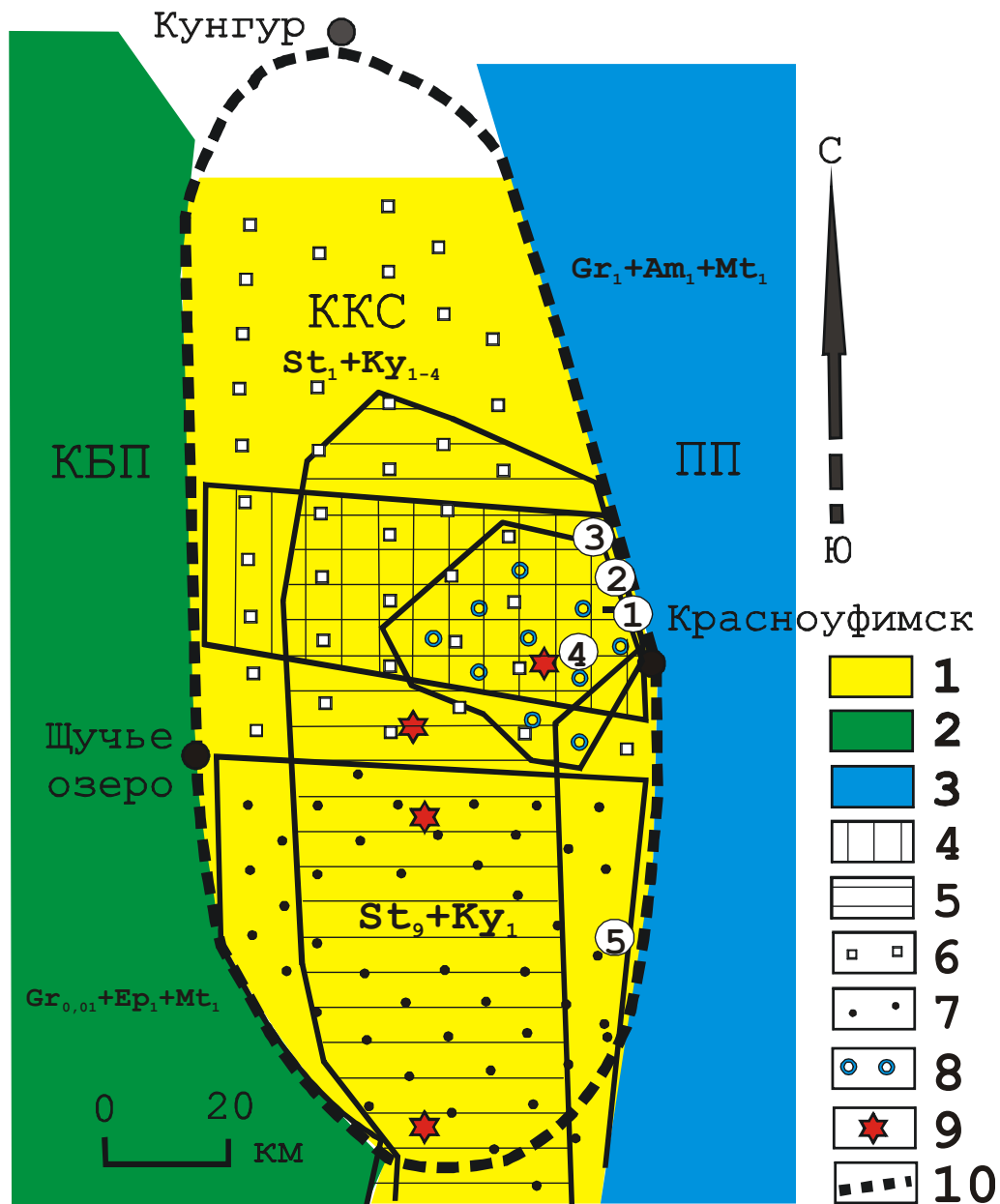


Рис. 5.32. Распределение минералов в рыхлых отложениях на Уфимском плато и его окружении.

1 – Уфимское плато и площадь распространения метаморфических минералов; 2 – Камско-Бельский прогиб и площадь распространения минералов гранат-эпидот-магнетитовой ассоциации; 3 – Предуральский прогиб и площадь распространения гранат-амфибол-магнетитовой ассоциации минералов; 4 – площадь распространения корродированного прозрачного эпидота; 5 – площадь высокого содержания минералов ставролитовой ассоциации; 6 – площадь повышенного содержания дистена относительно ставролита; 7 – площадь резко повышенного содержания ставролита относительно дистена; 8 – площадь распространения диаспора; 9 – места распространения минералов сепентинитовой ассоциации; 10 – границы Кунгурско-Красноуфимского свода.

Цифры в кружках – локальные минералогические аномалии: 1 – по циркону, хромшпинелидам, рутилу, корунду, диаспору, гранату; 2 – силлиманиту (преобладает), пироп-альмандину; 3 – циркону, корунду, рутилу; 4 – гранату; 5 – корродированному прозрачному эпидоту

минералов проходит по долинам р. Иргина (на северо-востоке) и р. Уфы (в интервале от г. Красноуфимска до устья р. Ай). Восточнее этих границ данные метаморфические минералы находятся в резко подчиненном количестве либо отсутствуют. Тяжелая фракция шлихов здесь представлена магнетитом, амфиболами и гранатами с соотношением около 1 : 1 : 1. Северная граница распространения метаморфической ассоциации определяется с трудом, поскольку севернее п. Нижнеиргинский содержание данных минералов быстро уменьшается, но они еще прослеживаются примерно до широты п. Орда (20–30 км южнее г. Кунгура). Южная граница достаточно резкая и проводится по долине р. Юрюзань. Причем высокое содержание метаморфических минералов сохраняется по осевой линии плато вплоть до этого рубежа. Расположенный южнее р. Юрюзань блок Каратау характеризуется низким содержанием тяжелых минералов в шлихах, обычно представленных лишь зернами хромшпинелидов и гранатов. Таким образом, площадь Уфимское плато представляет собой **минералогическую аномалию** (на фоне окружения), границы которой, кроме южной, *совпадают с границами Кунгурско-Красноуфимского свода*.

На плато в шлихах резко преобладает фракция –1 мм. Фракция +1 –3 мм составляет только первые проценты. Степень окатанности зерен варьирует в широком диапазоне: от совершенно окатанных до совершенно неокатанных, сохранивших мельчайшие детали скульптуры поверхности граней. Высокая степень окатанности характерна для крупной фракции, что традиционно связывается с дальностью переноса или многократным переотложением материала. Однако возможны и другие варианты, которые обсуждаются далее.

Важно отметить, что метаморфические минералы с разных участков площади отличаются типоморфными признаками и ассоциациями (рис. 5.32). Типоморфные признаки используется многими исследователями для минералогического картирования крупных площадей [Юшкин, 1980]. В данном случае, решалась задача по установлению источников выявленных минеральных ассоциаций. Приведем наиболее важные типоморфные признаки минералов с Уфимского плато.

Соотношение между ставролитом и дистеном колеблется в широких пределах: от 4 : 1 до 1 : 2 для северной половины площади и 9 : 1 для южной части. В северной половине распространены прозрачные цветные (синие, васильковые, голубовато-зеленые, бледно-лиловые) и бесцветные дистены, иногда с хорошо ограненными головками кристаллов; для южной половины больше характерны непрозрачные темно-серые дистены. Показателен и силлиманит, удлинение кристаллов которого в северной половине площади 1 : 1 (за исключением одного участка, где удлинение составляет от 1 : 1 до 1 : 3), а в южной половине 1 : 4. Но особенно показателен корунд. В северной части площади он окрашен в желтые, коричневые, зеленоватые, синие, розовые, красные, фиолетовые цвета. Распространены и бесцветные камни. Обычно прозрачные. Причем от участка к участку площади соотношение между корундами разной окраски заметно меняется. Имеются участки, где он окрашен только в один цвет (например, красные корунды на г. Долгой). В южной части площади корунд встречается значительно реже. Здесь он обычно трещиноватый и полупрозрачный, бледно-розового цвета. Как известно, его окраска зависит от изоморфной примеси хромофорных химических элементов, наличие которых в свою очередь обусловлено сре-

дой, где рос корунд. Получается, что корунды с различных участков Уфимского плато формировались в разных условиях. Такая картина типична для минералов ближнего сноса и не может быть объяснена сносом их с Урала или, тем более, с Балтийского щита или Воронежского массива.

Для северной половины плато характерны также относительно крупные зерна эпидота, который резко отличается от сильно окатанных непрозрачных зерен эпидота с площадей, расположенных западнее и восточнее плато. Его зерна здесь обычно субизометричные, прозрачные с сильно корродированной поверхностью. Этим эпидотам свойственна окраска от коричневатой-желтой до желто-зеленой, которая, как и у корундов, меняется от одного участка площади к другому. Меняется и интенсивность окраски. Область распространения данного эпидота образует широкую полосу, пересекающую свод в запад-северо-западном направлении. В южной половине плато пока известен лишь один участок с подобным эпидотом (на вершине одной горы около д. Усть-Бугальш).

Весьма сложную топоминералогическую картину показывает и циркон. Наиболее высокое его содержание характерно вновь для северной половины площади. То же касается и размеров зерен. Цирконы здесь отличаются разнообразием окраски и формы огранки кристаллов, меняющихся от участка к участку площади. В южной части плато крупные цирконы практически не встречаются, а содержание его довольно низкое и ровное. Шпинель на северной части площади имеет яркий темно-зеленый цвет, а на юге – светлый серо-зеленый. Рутилы в северной части плато представлены обломками крупных кристаллов, окрашенных в красно-коричневые, серовато-желтые, темно-бурые цвета с зеленоватым оттенком. На юге содержание рутила низкое и представлен он обычно мелкими кристалликами с небольшим удлинением. Примечателен турмалин. Чаще всего он окрашен в темно-коричневый цвет с красноватым оттенком. Но есть участки, где турмалины представлены светло-желтыми или светло-зелеными разностями.

Подобное описание можно долго продолжать в отношении и других минералов, сравнивая их типоморфные признаки от участка к участку плато. Но уже из сказанного совершенно очевидно, что по типоморфным признакам метаморфических минералов в первом приближении площадь плато отчетливо делится на две части: северную и южную. Есть некоторые вариации типоморфных признаков минералов и в широтном направлении. Поскольку на площади плато распространены практически одни и те же метаморфические минералы, а меняются лишь их типоморфные признаки, то можно уверенно говорить о *существовании минералогической зональности по типоморфным признакам*.

Решение вопроса коренных источников метаморфических минералов в рыхлых отложениях Уфимского плато – для нас не только удовлетворение любопытства. Он является и одним из ключевых в системе доказательств существования блоковой складчатости на платформенных площадях и связанной с нею минерагении. Есть только два варианта появления данных минералов на площади плато: 1) либо они принесены со стороны; 2) либо вынесены снизу, из пород кристаллического фундамента. Существует несколько способов исполнения первого варианта: перенос водой (реками, морскими подводными течениями), ледниками и воздушным путем (техногенный фактор здесь мы не рассматриваем ввиду ничтожности его роли в данном про-

цессе). Большинство исследователей склонны считать главным фактором в процессе перемещения метаморфических минералов на платформенные участки коры с мощным осадочным чехлом реки и подводные морские течения, а возможными их источниками называют крупные площади развития метаморфических комплексов с аналогичной минерализацией: Балтийский щит, Воронежский выступ кристаллического фундамента и Урал [Осовецкий, 2004]. Высокая степень механического износа многих зерен минералов служит хорошим тому аргументом. Но этим, собственно, доказательства такого варианта и заканчиваются, хотя в целом они, конечно, справедливы. Против подобных суждений в отношении Уфимского плато есть сильный контраргумент: водные (как и воздушные) потоки неспособны создать латеральную минералогическую зональность по типоморфным признакам, которая на плато проявлена весьма отчетливо. Причины высокого механического износа зерен минералов могут быть самые разные, в том числе и без транспортировки на большие расстояния. Например, при длительном нахождении в прибрежно-морских условиях. В какой-то степени минералогическую зональность можно объяснить перемещением ледников, но на плато неизвестно ледниковых отложений. Кроме того, ледники не объясняют локальность распространения данной минеральной ассоциации, ограниченной площадью Уфимского плато (структурный контроль).

На проблему происхождения терригенных образований платформенных областей обратил внимание и А.Б. Ронов: «Анализ распространения литофациальных зон приводит к выводу, что обломочный материал не мог приноситься в Волго-Уральскую область ни с Урала, ни из Прикаспийской и Московской субгеосинклиналей, ни с Воронежской субгеоантиклинали, так как в пределах этих зон отлагались карбонатные либо значительно более терригенные осадки. Эти соотношения приводят к неизбежному выводу, что обломочный материал формировался внутри Волго-Уральской субгеоантиклинали в многочисленных местных зонах размыва» [1980, с. 98]. Все отмеченные особенности минералогии плато хорошо объясняются выносом их из пород кристаллического фундамента: границы распространения, минералогическая зональность, механический износ. Приведем дополнительные аргументы в подтверждение данного варианта.

1. В осевой части плато, в наиболее широкой его части, около ж.д. станции Ненастье имеется песчаный карьер, эксплуатируемый местными жителями для строительных нужд. Его площадь около 100×100 м. Глубина до 5–7 м. Отработка ведется бессистемная, спорадическая. Пески неслоистые кварцевые, грубозернистые с неравномерным содержанием мелкой гальки кремнистых пород. Связующая масса представлена белым каолином, местами бурыми или синевато-серыми глинами. Тяжелая фракция шлиха представлена ставролитом, дистеном (по которому развивается волокнистый силлиманит), белой слюдой, бурым турмалином, ильменитом, рутилом, мелким округлым розовым цирконом. Местами встречаются редкие зерна граната и диопсида. Корунда, эпидота и кристаллов силлиманита, типичных для рыхлых отложений ближайшего окружения, здесь не отмечено. Степень механического износа варьирует до крайних значений. Ставролит нередко находится в сростании с дистеном, белыми слюдами, кварцем. Дистен встречается в сростании с белой слюдой, рутилом, ильменитом, бурым турмалином, кварцем. Около 70% кварца в легкой фракции пред-

ставлено зернами очень сложной морфологии, типичной для глубоко метаморфизованных пород. Кварц нередко содержит механические включения ставролита, ильменита, рутила, округлого розового циркона, белой слюды и графита, т. е. почти всех минералов тяжелой фракции, а также находится с ними в сростании. Это позволяет сделать весьма важный вывод: *данные минералы принадлежат одной парагенетической ассоциации*. Плотность перечисленных минералов (включая кварц) различается в большом диапазоне, что определяет их различную способность к гидравлической транспортировке. Даже в случае сноса этих минералов с ближайших уральских метаморфических комплексов, расположенных не ближе 200 км, невозможно их совместное осаждение в одном месте, тем более – совместно с каолином. Кроме того, некоторые зерна кварца обволакиваются крупночешуйчатым **графитом**, в точности следующим морфологии зерна кварца (рис. 5.33). Графит сильно деформирован, вероятно, совместно с кварцем. Сохранность графита (самого мягкого минерала) на кварце можно объяснить только близостью коренного источника, который и предполагается на глубине.

Аналогичная ситуация наблюдается в центральных депрессиях радиально-лучистых структур, расположенных в 15 км к югу от описанного карьера. Состав шлихов и взаимоотношения между минералами включая кварц здесь также показывают их принадлежность к единой парагенетической ассоциации. Чешуйки графита на кварце убеждают в наличии *местного* источника.

2. Общим для метаморфических минералов плато включая кварц является обилие свежих сколов, даже на изометричных камнях с высокой степенью механического износа поверхности. На зернах дистена сколы нередко игнорируют направления спайности, что совершенно не типично для данного минерала. Часто на зернах минералов можно видеть более ранние аналогичные сколы, в той или иной степени подвергшиеся механической абразии. Изучение характера сколов показывает, что они связаны с *растрескиванием*, в том числе *коррозионным*. Это указывает на наличие в минералах сильных внутренних напряжений, не снятых релаксацией. Такой вариант возможен при быстрой транспортировке минералов из области высоких давлений на дневную поверхность. Подобные явления свойственны и некоторым минералам кимберлитов [Афанасьев и др., 2000; Подвысоцкий и др., 2000; и др.].

Время первого появления метаморфических минералов на Уфимском плато. В следующих подразделах приведены дополнительные аргументы в пользу местного источника метаморфических минералов на Уфимском плато. Здесь же рассмотрено время их первого появления на исследуемой площади. Терригенные отложения рифея и венда характеризуются циркон-турмалин-корунд-гранатовой ассоциацией тяжелой фракции шлиха [Стратиграфия..., 1971; Осовецкий, 2004; и др.]. Нет ставролита и дистена в терригенных отложениях девона и карбона [Чочия, 1955; Наливкин, 1950; Осовецкий, 2004]. Песчаники артинского яруса мы изучали в Предуральском прогибе, вблизи Уфимского плато: около д. Сажино, д. Малоустыкинское, во врезке дороги Красноуфимск – Месягутово на окраине д. Новый Бугальш. Интересующие нас минералы в этих песчаниках не обнаружены. Опробованы аллювиальные отложения рек Бугальш и Еманзельга, берущих начало в восточной части Предуральского прогиба и пересекающих данные песчаники в широтном направлении. Но

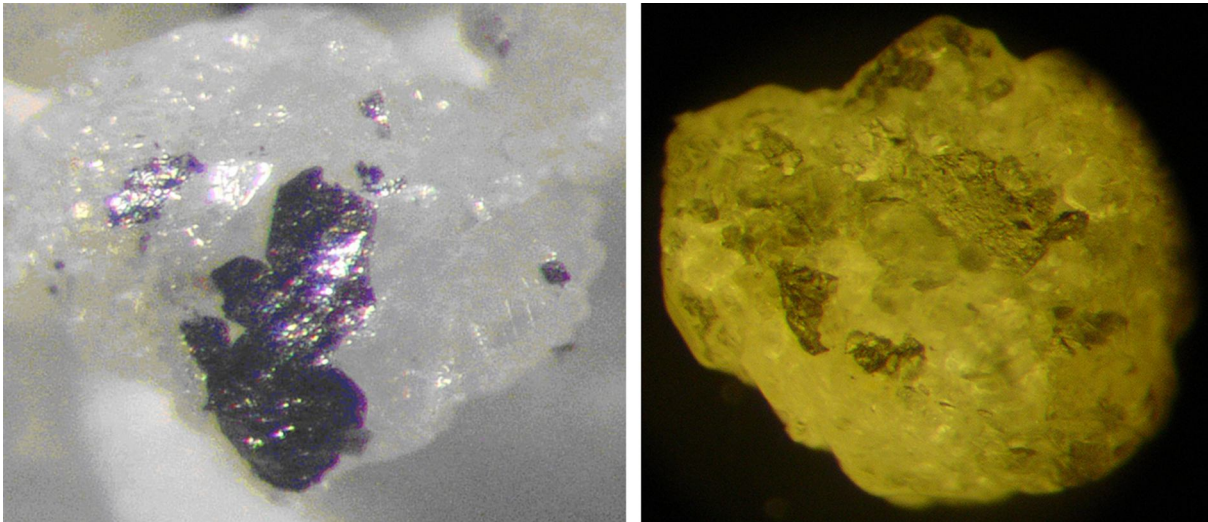


Рис. 5.33. Графит на поверхности зерен кварца из рыхлых отложений РЛС (левый снимок) и песков из карьера около ж.д. станции Ненастье (правый снимок). Размер зерен 1–2 мм

минералы ставролит-дистеновой ассоциации здесь также не найдены. Первое их появление на плато отмечено в дырчатых брекчиевых известняках лемазинской свиты, возраст которых (по уточненным данным Б.И. Чувашова с соавторами [1990]) относится к границе нижнего и верхнего кунгура. Содержание этих минералов в ДБИ очень низкое: от 0 до 1–2 кг/м³. Подробное описание ДБИ дано далее.

Таким образом, по имеющемуся фактическому материалу *время первого появления метаморфических минералов на Уфимском плато относится к концу раннего кунгура* и связано с формированием дырчатых брекчиевых известняков [Кисин, 2010].

О локальных минералогических аномалиях говорится далее.

5.5. Дырчатые брекчиевые известняки Уфимского плато и проблема их образования

5.5.1. Дырчатые брекчиевые известняки: описание и условия нахождения

Дырчатые брекчиевые известняки всегда привлекали внимание исследователей Уфимского плато необычным видом. Подробные описания их даны Н.В. Дорофеевым [1950] и В.Д. Наливкиным [1949, 1950]. Отмечалось, что ДБИ распространены по склонам и у подножья плато. По западному склону мощность их составляет первые метры, на границе с Предуральским прогибом – достигает 110 м, а к востоку – быстро падает до полного выклинивания [Наливкин, 1950]. По восточной границе Юрюзано-Сылвенской депрессии вновь отмечается увеличение мощности брекчий, хотя из приведенных описаний нет ясности, о каких именно брекчиях идет речь. По представлениям Н.В. Дорофеева и В.Д. Наливкина, залегают ДБИ на размытой поверхности артинских отложений нижней перми. По уточненным данным [Чувашов и др., 1990], ДБИ занимают пограничное положение между ниже- и верхнекунгурскими отложениями. Состоят они из обломков и галек *местных пород* (известняков и мергелей), сцементированных карбонатным материалом с высоким содержанием глинистого вещества. Отмечаются единичные находки галек уральского происхождения

[Дорофеев, 1950]. Для ДБИ характерна высокая кавернозность. Каверны нередко имеют угловатые очертания и считаются результатом выщелачивания легко растворимого вещества.

По мнению Н.В. Дорофеева формирование ДБИ выглядит следующим образом. В конце артинского века плато испытало воздымание и поднялось над уровнем моря. Последовал интенсивный размыв, особенно вдоль восточного крутого склона. В начале кунгурского века территория вновь опустилась, и возник мелководный бассейн. «Из насыщенных солями вод выпадают карбонатные осадки и гипсы, цементирующие всю массу накопившегося рыхлого материала горных шлейфов, осыпей вокруг островов, перемытые и измельченные осадки в заливе, делювий и аллювий» [1950, с. 140-141]. После восстановления континентального режима «водные растворы, циркулируя по сцементированной известковистыми частицами и гипсом породе, уносят легко растворимые вещества цемента и обломков. В результате в разрезе на нижней границе кунгурских отложений мы видим дырчатый брекчиевый известняк *во всех его разнообразных видах*» [Дорофеев, 1950, с. 141. Курсив наш - А. К., В. К.]. Итак, в условиях суши происходят размыв поверхности и накопление рыхлого материала. Затем, в условиях мелководья, имеет место цементация рыхлого материала карбонатами и гипсом. Наконец, опять в условиях суши наблюдается вынос циркулирующими водами легко растворимых соединений (образование кавернозности).

Аналогичную точку зрения высказал В.Д. Наливкин: «Совместное рассмотрение мощностей, состава и фаций лемазинских брекчиевых известняков отчетливо показывает, что эти известняки являются *обычной осадочной породой*, отложившейся в водной среде...» [1950, с. 89. Курсив наш - А. К., В. К.]. Г.А. Мизенс [2002], изучая ДБИ вдоль восточной границы плато от д. Марийские Ключики на севере и до р. Юрюзань на юге, пришел к выводу, что в Предуральском прогибе они имеют *дебритную* природу. Как видно из краткого и далеко не полного обзора, исследователи единодушны во мнении об осадочном происхождении ДБИ.

Наш интерес к ДБИ вызван поиском, пород генетически связанных с эруптивными брекчиями, которые мы прогнозировали [Кисин и др., 2002а] на площади Кунгурско-Красноуфимского свода. Кроме комплекса метаморфических минералов шлихоминералогическим картированием установлено наличие здесь минералов ультраосновной и основной ассоциации, взрывного материала и минералов пневматолито-гидротермального происхождения. Площадь распространения данных минеральных ассоциаций ограничивается границами Кунгурско-Красноуфимского свода (см. рис. 5.32). По типоморфным признакам и ассоциациям минералов установлены их зональное распределение на площади плато и связь с эруптивными брекчиями. Необычность вида и многообразие ДБИ привлекли к ним внимание как к возможному продукту эруптивной деятельности на площади свода. Большая мощность осадочного чехла на Кунгурско-Красноуфимском своде (около 3,0–3,5 км) позволяет предполагать существенно карбонатный состав эруптивных брекчий, а флюидонасыщенность в момент образования объясняет их высокую кавернозность. В нерастворимых остатках ДБИ встречены многие минералы, отмеченные в шлихах, включая серпентины, стекла и древесный уголь. Морфологически минералы шлихов и нерастворимых остатков ДБИ также неотличимы друг от друга. Следовательно, на момент образования ДБИ упо-



Рис. 5.34. Угловатый блок ДБИ в составе ДБИ около д. Верхняя Иргина (северо-восточный край плато).

Обратите внимание на укрупнение каверн к центральной части блока



Рис. 5.35. Ксенолиты ранних ДБИ в составе ДБИ в карьере около д. Щербаковки (северо-западный склон плато)



Рис. 5.36. Крупная каверна в ДБИ около п. Верхний Шуртан (западный склон плато).

Обратите внимание на округлую форму каверны



Рис. 5.37. Характер ориентировки обломков пород (серый цвет) вблизи крупной каверны в ДБИ (окрестности п. Верхний Шуртан).

Пояснения см. в тексте

мянутые минеральные ассоциации на плато уже были либо появились одновременно с ними. Есть ли генетическая связь между ДБИ и шлиховыми минералами на Уфимском плато? Выяснению этого вопроса посвящен данный подраздел.

Предшественники добросовестно описали состав обломков в ДБИ, но не отметили среди них *обломки самих ДБИ*, т. е. более ранних аналогичных образований. Для осадочных брекчий это выглядит несколько странно. Мы наблюдали их в глыбах ДБИ в карьере на правом берегу р. Иргина, около моста на южной окраине д. Верхняя Иргина (рис. 5.34), в карьере на правом берегу р. Большой Телес около д. Щербаковка (рис. 5.35) и в некоторых других местах. Неоднократное образование ДБИ противо-

речит модели Н.В. Дорофеева, изложенной ранее. В желвакоподобных обособлениях ДБИ в ДБИ часто наблюдается *укрупнение каверн к центральной части блока* (см. рис. 5.34), что нельзя объяснить с позиций упомянутой модели. Около д. Верхней Шуртан каверны в ДБИ нередко достигают 10–15 см в поперечнике (рис. 5.36). Возле одной такой каверны наблюдается много мелких плитчатых ксенолитов мергелистых известняков, которые *плавно ее огибают* (рис. 5.37). Все ксенолиты «плавающие», несоприкасающиеся между собой (что весьма типично для ДБИ), и ориентировка их в данном случае могла быть вызвана ростом газового пузыря в вязкой грязевой массе. Очень часто встречаются каверны *внутри ксенолитов плитчатой формы* (мергелей или слоистых известняков), «съедающих» и частично раздвигающих их. В ДБИ на р. Арий отмечен ксенолит слоистой карбонатной породы, раскрытый, подобно вееру. Раскрытое пространство заполнено сильно кавернозной карбонатной массой. Внешний край «веера» слегка деформирован.

Надо сказать, что есть значительные различия между типичными лемазинскими ДБИ (р. Лемеза, д. Малоустыкинское, Таймеево, Бартым, Манчаж и др.) западной части Предуральского прогиба и ДБИ восточного и западного подножий плато, склонов и его осевой (апикальной) части. В первом случае преобладает *мелкий гравийно-галечный* (сортированный) материал карбонатных пород, а кавернозность цемента понижена (рис. 5.38). У восточного подножья плато (р. Иргина, д. Марийские Ключики, Нижнее Никитино) материал, слагающий ДБИ, почти неокатанный, несортированный по размеру, а кавернозность породы весьма неравномерна. На склонах плато и в его апикальной части кавернозность ДБИ обычно очень высокая, а ксеногенный материал может отсутствовать.

Около д. Усть-Бугальш (восточное подножье плато) имеется несколько небольших карьеров на щебень. В одном из них, отрабатываемом в настоящее время, вскрыты ДБИ, залегающие на светлом тонкослоистом мергеле. Падение слоистости на восток под углом 8–10°. Контакт ДБИ с мергелями резкий, но очень неровный: некоторые блоки *вдавлены* в мергели на глубину до 0,5 м (рис. 5.39, 5.40). Падение контакта в целом согласное поверхности мергелей. Признаков размыва пород не наблюдается. В интервале около 0,5 м от контакта с ДБИ мергели осветлены и сильно деформированы: пластичные слои имеют многочисленные пережимы и раздувы, смяты в складки; хрупкие слои превращены в брекчию. Иногда эта брекчия в виде зали-



Рис. 5.38. Вид типичной Лемазинской брекчии (р. Лемеза)



Рис. 5.39. Плащеобразное залегание ДБИ на мергеле. Карьер, Усть-Бугалыш

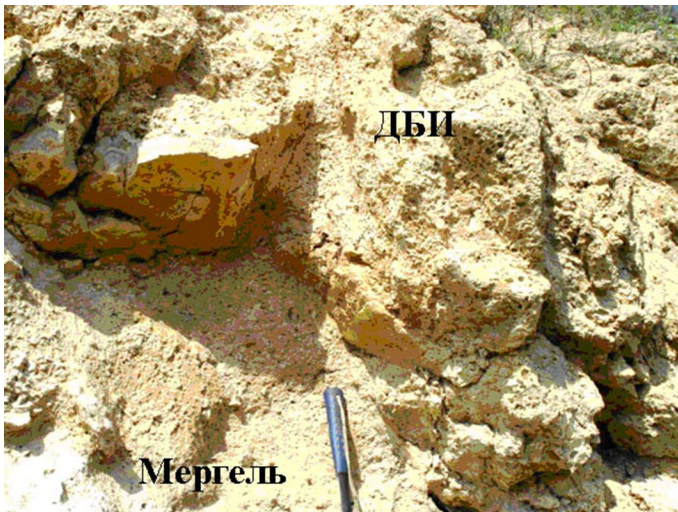


Рис. 5.40. Контакт ДБИ с подстилающим мергелем (фрагмент рис. 5.39). Карьер, Усть-Бугалыш

вов причудливой формы внедряется в вышележащие ДБИ на глубину до 1,5 м (рис. 5.41). Асимметричное строение валов подстилающих деформированных мергелей с более крутым восточным склоном свидетельствует о *горизонтальном перемещении ДБИ* по их поверхности. Но перемещение это было крайне незначительным, поскольку отсутствуют поверхности срыва. Вдавленные в мергели блоки ДБИ показывают, что они ложились на еще *неуплотненные глинистые осадки*, но сами были уже *достаточно прочными*. Границы блоков внутри толщи ДБИ просматриваются с трудом, поскольку пространство между ними также выполняют ДБИ.

Несмотря на прекрасную обнаженность ДБИ в данном карьере, многие моменты их образования остаются сложными для понимания. Например, *при общей комковато-массивной текстуре породы появляются отчетливо слоистые участки с неясными границами* (рис. 5.42–5.44). Отнести такие слоистые породы к ксенолитам мешают их ориентировка, согласная с нивелированной поверхностью контакта ДБИ с мергелями, сильно уплощенная форма и отсутствие ясно выраженных границ. Внешне они больше похожи на *реликтовые образования*, чем на ксенолиты. На рис. 5.45 видно, как комковато-пузыристая масса ДБИ слагает стенку крупной каверны некарстового происхождения.

Аналогичный характер залегания ДБИ на светлых доломитистых мергелях наблюдается в уступе карьера на р. Арий, в 1 км ниже д. Горны, на северо-западном склоне плато. Карьер обрабатывался для сельскохозяйственных нужд и был закрыт около

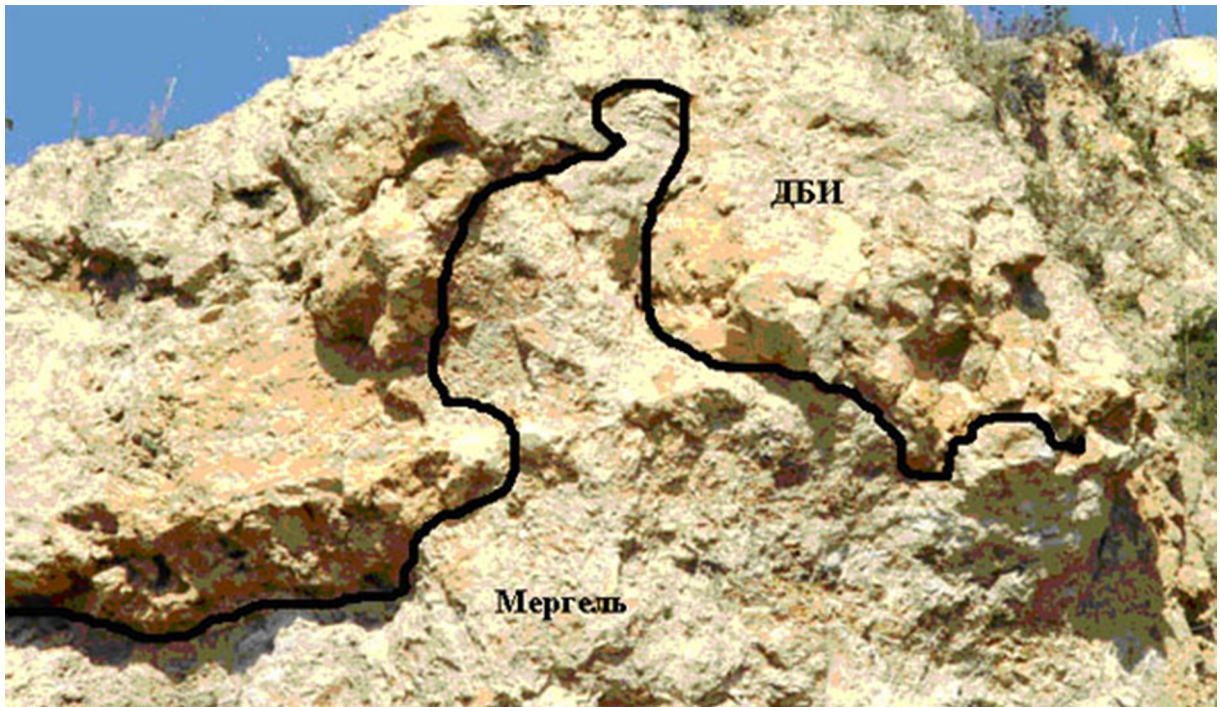


Рис. 5.41. Внедрение катаклазированного мергеля в вышележащие ДБИ. Высота внедренного тела 1,5 м. Контакт прорисован из-за слабой контрастности рисунка. Карьер, Усть-Бугальш

2000 г. Карьером обрабатывался крутой высокий борт долины р. Арий и его крупного правого притока. Высота уступа достигает 12–15 м. Верхняя часть разреза сложена ДБИ мощностью около 3 м. Порода массивная желтовато-бурого цвета практически не содержит обломков пород, но характеризуется очень высокой кавернозностью. Контакт с подстилающими мергелями неровный и резкий. Мергели в зоне контакта около 0,5 м мощностью, представлены мучнистой дезинтегрированной массой. Ниже, в интервале 1,0–1,5 м лежат *деформированные* мергели, а еще ниже залегание их становится спокойным. Только местами, на удалении до 3 м от контакта с ДБИ, наблюдаются слабые деформации мергелей. Вся толща падает на запад под углом 5–6°.

В 0,5 км выше карьера по левому борту ручья, правого притока р. Арий, есть резко выраженный в рельефе, но очень короткий лог протяженностью не более 100 м. По обоим бортам лога обнажаются ДБИ, богатые обломочным материалом. Еще одно крупное обнажение ДБИ уступом выходит в осевой части лога, его истоке. В основании обнажения располагается грот с плоским днищем и куполовидной кровлей (рис. 5.46). Ширина ниши 4 м, высота около 1,5 м, днище плоское. В ДБИ просматривается неотчетливая слоистость, также рисующая свод. Следовательно, *грот не является карстовым образованием и сформировался одновременно с ДБИ*. Внешне он сильно напоминает «газовые карманы» в лавовых потоках. В данном случае, вероятно, это также «газовый карман», но только в подошве грязевого потока. Еще два подобных грота встречены в обнажениях ДБИ на левом берегу р. Арий около с. Богородское. Возникновение крупного «газового кармана» в подошве грязевого потока возможно лишь при достаточно высокой вязкости последнего.



Рис. 5.42. Особенности внутреннего строения ДБИ: фрагмент слоистой породы без отчетливых границ (борт карьера, Усть-Бугальш)



Рис. 5.43. Фрагмент тонкослоистого мергеля в ДБИ и характер распределения каверн (карьер, Усть-Бугальш).

Распределение и форма каверн указывают, что насыщение газами породы произошло после ее образования



Рис. 5.44. Тонкослоистый глинистый известняк при поступлении воды и газов резко увеличил пористость и испытал локальные деформации (отчетливо видны изгибы слоев и микродвижки около крупных газовых пузырей (участок Верхний Бияваш)



Рис. 5.45. Стенка крупной каверны в ДБИ сложена обломками пород, сцементированными вспененной глинисто-карбонатной массой.

Это показывает, что сама каверна была заполнена водой или газом. Карьер, Усть-Бугальш

О высокой вязкости потока ДБИ говорит и наблюдаемая иногда в них «шаровая» отдельность. Правильнее сказать, структуры вращения изометричных блоков с появлением коротких зеркал скольжения. Глядя на такие образования, создается впечатление, что ДБИ, скатываясь по склону, могли превращаться в относительно твердые шары. В любом случае в движущемся потоке часть ДБИ была в твердом состоянии. Об этом свидетельствуют вдавленность отдельных блоков ДБИ в подстилающие мергели, внедрение мергелей и глин в ДБИ и взаимоотношения ДБИ и глинистой части потока (рис. 5.47).



Рис. 5.46. Крупный «газовый карман» в подошве плащеобразного тела ДБИ (лог в борту долины р. Арий, западный склон плато)

В описанных обнажениях ДБИ имеют форму пластовых залежей, вернее грязевых потоков. Совершенно иной характер их залегания наблюдался в траншее на правом берегу р. Арий, в 200–300 м ниже по течению от упомянутого карьера. Долина здесь узкая, с высоким и крутым правым бортом. Глубокая долина р. Арий здесь пересекается ЛЭП. Правый борт долины, вероятно, при строительстве ЛЭП был вскрыт глубокой длинной траншеей. Бульдозерная траншея пройдена сверху вниз, а порода использовалась для отсыпки небольшой дамбы, расположенной напротив. Глубина траншеи до 3 м при ширине до 4 м. Протяженность около 100 м. Простираение северо-западное. Выработкой вскрыты субгоризонтально залегающие серые доломитистые мергели, местами деформированные и брекчированные. В северо-восточной стенке траншеи, на участке со стороны речки, выходят типичные массивные ДБИ. Ширина выхода около 3 м. Контакт с мергелями *секущий*, выражен неотчетливо, неровный и в целом падает под углом 70–80° на восток или юго-восток. К западу от данного тела ДБИ обнажается блок сильно трещиноватого мергеля шириной около 2,5 м. Затем наблюдается другое тело ДБИ шириной около 1 м, крутопадающее на юго-восток. Контакты также секущие, неотчетливые и неровные. Далее к западу обнажены только мергели. Залегание мергелей на всех участках траншеи практически одинаковое, субгоризонтальное. Из этого следует, что они *не являются ксенолитами, а находятся в первичном залегании*. Контакты ДБИ с мергелями секущие, но неровные и неотчетливые. Искривлений плоскостей слоистости мергелей в контакте с ДБИ не отмечено. Следовательно, говорить о внедрении ДБИ в мергели также не приходится, тем более что обломочный материал в ДБИ представлен этими же мергелями. Не могут быть отнесены данные ДБИ и к «нептуническим дайкам», поскольку границы между ними и мергелями нерезкие.

Тела ДБИ, вскрытые в борту траншеи, прослеживаются и по ее полотну, но их морфологию здесь выяснить не удалось из-за большого количества техногенных от-

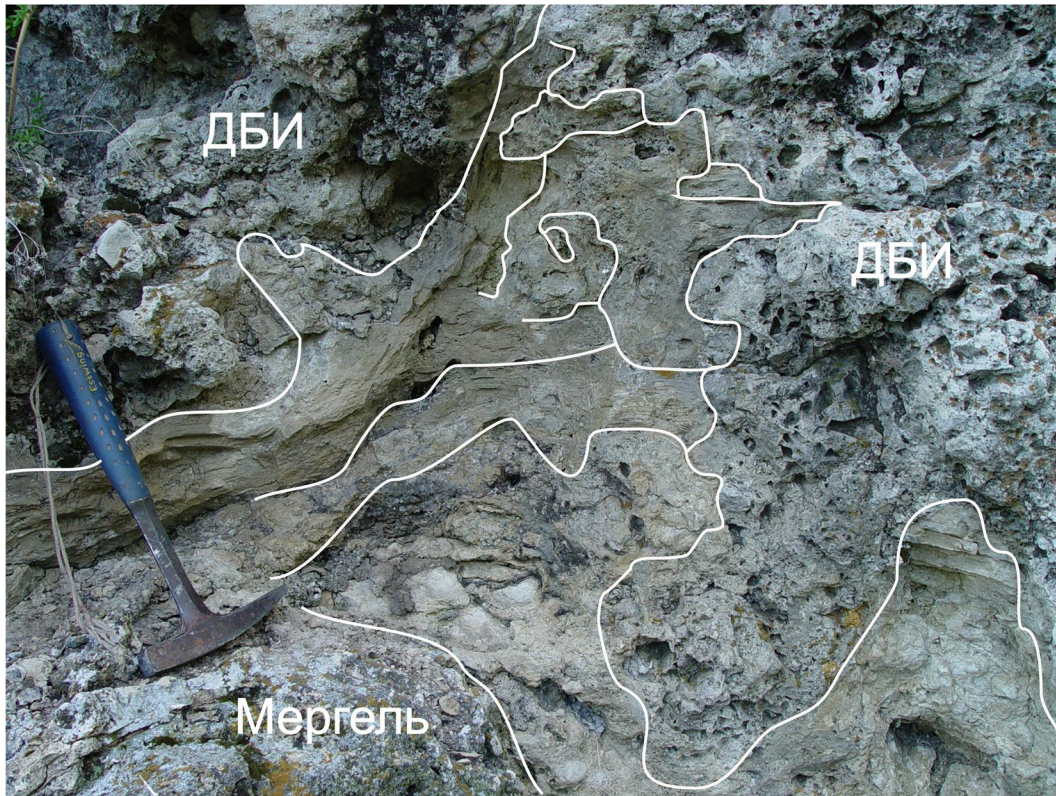


Рис. 5.47. Сложные деформации на контакте ДБИ с подстилающим мергелем.

Видны вдавливание ДБИ в мергель, брекчирование мергеля и его пластические течения с внедрением в тело ДБИ (лог в долине р. Арий)

ложений. На юго-западной стенке траншеи ДБИ отсутствуют, за исключением небольшого извилистого крутопадающего прожилка мощностью от 2 до 20 см (рис. 5.48).

Таким образом, на Уфимском плато ДБИ встречаются в виде пластовых тел, сходных с затвердевшими грязевыми потоками, и в виде секущих жилородных образований. Чисто осадочным образованиям отвечают, вероятно, только ДБИ Предуральяского краевого прогиба. ДБИ Уфимского плато несут признаки, трудно совместимые с представлениями об их осадочном происхождении. Геохимические особенности ДБИ с разных участков Уфимского плато отражены в табл. 2 и на рис. 5.49.

5.5.2. Ксеноминералы дырчатых брекчиевых известняков

Как сказано ранее, обломочный материал в ДБИ представлен местными породами. Упомянуты находки галек уральского происхождения. Гравийно-галечный материал наблюдается в ДБИ около д. Верхнее Никитино (см. рис. 5.46). Для изучения ксеногенных минералов ДБИ пробы этих пород с разных участков плато (массой от 100 до 300 г) растворяли в 10%-м растворе соляной кислоты. Нерастворимый остаток при необходимости разделяли в тяжелых жидкостях и изучали под биноклем. В некоторых случаях исследовали прозрачные шлифы.

В результате установлено следующее. Все ДБИ содержат примесь глинистого материала, варьирующую в широком диапазоне: от следов до 30%. Содержание ксеноминералов (в тяжелой фракции) колеблется от нуля до 5,4 г/кг. Минеральный состав ксеноминералов в ДБИ меняется от участка к участку и находится в хорошей



Рис. 5.48. Секущее к слоистости мергелей залегание ДБИ в юго-западной стенке траншеи на правом борту долины р. Арий (северо-западный склон плато).

Тело ДБИ прослеживается на всю высоту обнажения (около 3 м высотой). На рисунке (слева) оно поднимается от рукоятки молотка в верхний левый угол. Хорошо видно развитие карверн и во вмещающем мергеле. Большой уклон слоистости мергеля, наблюдающийся на рисунке, – явление локальное, только на участке повышенной трещиноватости и брекчирования. На правом рисунке хорошо видно взаимоотношение между ДБИ и вмещающим мергелем

согласованности с минеральным составом рыхлых отложений на данном участке. Наибольшим распространением пользуются кварц, плагиоклаз, ставролит, дистен, мусковит, биотит, циркон, рутил и роговая обманка. Отмечены находки серпентина, хромшпинелидов, пироксенов, диопсида, магнитных шариков, стекол, шлаковых частиц, муассanita и других минералов. Наибольшее содержание ксеноминералов установлено в ДБИ около д. Верхнего Никитино. В тяжелой фракции здесь доминирует эпидот. Наблюдается агрегатные сростки неокатанных кристаллов рубина. Легкая фракция обогащена зернами плагиоклаза без признаков окатанности. В некоторых ДБИ встречается минерализованный древесный уголь, что может свидетельствовать об их образовании в условиях суши.

Наличие в ДБИ минералов ультраосновного-основного парагенезиса, стекол и шлаковых частиц, метаморфических минералов, неустойчивого к выветриванию плагиоклаза убеждает в связи ДБИ с эруптивным магматизмом раннепермского времени и позволяет относить их к *ксенотуфобрекчиям* [Кисин, 2004].

5.5.3. Происхождение дырчатых брекчиевых известняков

Газогидратами называют твердую, замерзшую смесь углеводородов, преимущественно метана и воды. Они относятся к метастабильным минералам, образующимся при определенных температуре и давлении [Макагон, 2003]. До недавнего времени считалось, что газогидраты имеют распространение только в зонах вечной мерзлоты либо на дне холодных океанов и морей. Сегодня география их обнаружения значительно расширилась. Они найдены не только в высоких широтах, но и ближе к эк-

**Результаты анализов дырчатых брекчиевых известняков
с Уфимского плато методом ICP-MS**

Элемент	ДБИ-1	ДБИ-2	ДБИ-3	ДБИ-4	ДБИ-5	ДБИ-6	ДБИ-7
Ag	0,093	0,038	0,029	0,055	0,041	0,033	0,479
As	7,675	0,533	0,185	17,138	2,429	6,071	31,504
B	107,200	21,012	74,550	80,928	97,766	103,670	291,540
Cd	0,398	0,066	0,051	2,995	0,939	0,176	0,634
Ge	0,031	0,016	0,008	0,056	0,026	0,194	0,094
Hg	0,064	0,022	0,137	0,027	0,044	–	0,183
In	0,013	0,007	0,002	0,007	0,004	0,007	0,039
Ni	87,820	34,160	12,860	113,480	36,070	27,650	293,340
P	487,100	205,660	59,720	850,540	195,640	1179,000	960,140
Sb	0,376	0,106	0,029	0,754	0,337	0,132	3,907
Se	–	0,087	0,303	0,288	0,239	0,293	3,020
Li	120,160	52,220	2,244	71,730	21,569	9,310	380,210
Be	0,467	0,189	0,049	0,343	0,201	0,317	1,634
Sc	3,894	2,038	0,362	2,505	1,457	0,713	16,436
Ti	952,990	425,950	38,646	384,370	182,700	183,020	4118,500
V	41,439	10,802	3,429	60,054	17,206	4,159	214,720
Mn	1680,200	546,770	208,840	5460,500	1002,200	12370,000	1718,200
Co	7,316	3,450	0,716	7,022	4,123	0,788	38,093
Cu	18,523	7,973	0,869	18,302	9,619	4,560	139,280
Zn	23,506	10,309	4,197	24,630	29,612	46,799	329,900
Ga	11,698	1,537	0,150	1,799	0,856	0,942	17,705
Rb	27,280	7,222	0,959	8,717	4,493	0,237	95,790
Sr	495,940	442,650	826,950	295,210	147,860	190,020	40,642
Y	6,919	3,698	2,195	14,640	7,775	5,015	10,799
Zr	28,490	13,120	2,460	13,190	6,890	7,500	132,420
Nb	2,351	0,931	0,161	1,046	0,525	0,971	11,172
Mo	1,616	0,159	0,267	3,739	5,861	0,715	66,058
Cs	1,672	0,482	0,059	0,570	0,271	0,048	5,739
Ba	784,100	52,520	5,400	182,100	33,440	138,480	317,340
La	7,439	2,415	0,876	7,090	3,986	5,918	9,712
Ce	12,770	5,240	1,370	7,410	4,510	8,250	17,830
Pr	1,690	0,660	0,190	1,580	0,870	1,050	1,980
Nd	6,735	2,799	0,823	6,969	3,700	3,543	7,208
Sm	1,321	0,614	0,168	1,423	0,763	0,610	1,252
Eu	0,373	0,148	0,047	0,369	0,190	0,108	0,280
Gd	1,263	0,597	0,218	1,637	0,850	0,618	1,183
Tb	0,179	0,092	0,035	0,238	0,129	0,093	0,195
Dy	1,055	0,559	0,232	1,447	0,792	0,579	1,359
Ho	0,215	0,125	0,055	0,329	0,171	0,127	0,349

1	2	3	4	5	6	7	8
Er	0,595	0,324	0,151	0,892	0,483	0,382	1,088
Tm	0,087	0,050	0,022	0,119	0,067	0,057	0,177
Yb	0,550	0,293	0,128	0,722	0,407	0,360	1,215
Lu	0,082	0,044	0,018	0,104	0,062	0,054	0,204
Hf	0,821	0,336	0,057	0,320	0,167	0,223	3,446
Ta	0,153	0,064	0,013	0,066	0,035	0,103	0,669
W	0,278	0,129	0,036	0,177	0,097	0,281	1,555
Re	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,035
Tl	0,367	0,105	0,020	0,272	0,073	0,035	1,804
Pb	2,713	0,263	0,168	1,398	0,727	1,255	13,114
Bi	0,035	0,019	0,005	0,019	0,018	0,075	0,195
Th	1,791	0,584	0,106	0,742	0,360	1,470	5,601
U	2,321	0,914	2,443	2,735	3,247	1,046	13,803
Cr	53,51	12,631	3,5014	28,910	10,132	46,736	124,750

Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН. Аналитик Ю.Л. Ронкин. Примечание. 1 – р. Арий, д. Курбатово (северо-западный склон плато); 2 – р. Арий, траншея, жила ДБИ (там же); 3 – д. Верхний Шуртан (западный склон апикальной части плато); 4, 5 – п. Пудлинговый (апикальная часть плато); 6 – сидерит (апикальная часть плато); 7 – н/о ДБИ пробы 5

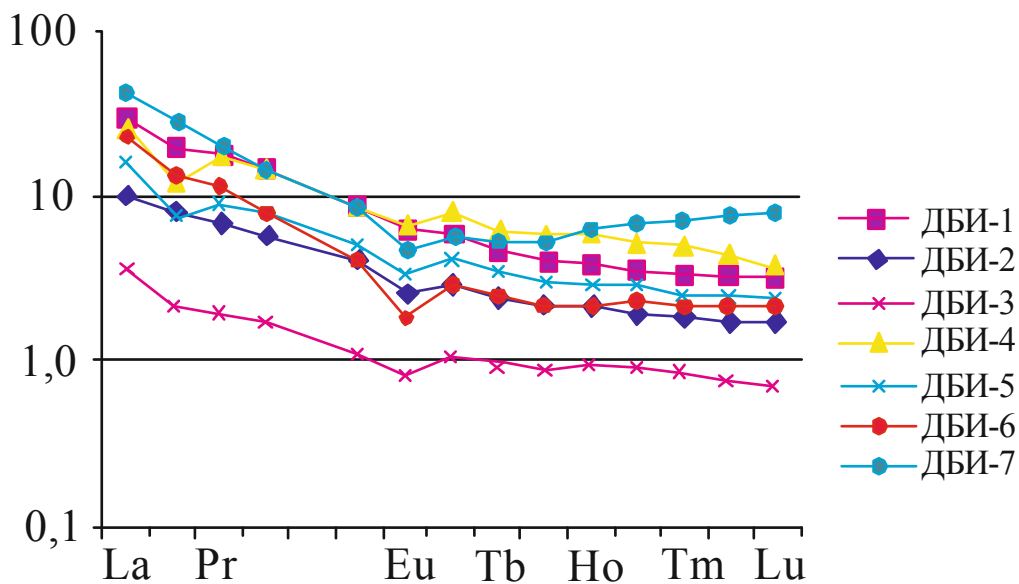


Рис. 5.49. Характер распределения РЗЭ в дырчатых брекчиевых известняках с Уфимского плато

ватору, например на дне Черного моря и Калифорнийского залива, на Оренбургском своде [Краюшкин, 2002] и в других местах. Выясняется, что основные запасы углеводородов на Земле сосредоточены в газогидратах, в связи с чем в некоторых странах, включая США, проводятся специальные исследования по использованию их в качестве энергетического источника [Дмитриевский, Валяев, 2002].



Рис. 5.50. Мелкие галечки кремнистых пород в ДБИ около д. Верхнее Никитино

В ДБИ выявлены некоторые признаки возможного участия газогидратов в их образовании [Кисин, 2004]. В них имеется несколько типов каверн, отличающихся морфологией и, вероятно, механизмом формирования. Наиболее распространенными являются округлые и угловатые каверны. Первые могут иметь правильную сферическую форму либо плавно-извилистую, амебообразную. Размеры каверн варьируют от миллиметровых до 10–25 см в поперечнике и, возможно, более («газовые карманы» в ДБИ описаны ранее). Распределение их в породе весьма неравномерное, часто гнездообразное, нередко с *элементами флюидальности*. Вблизи крупных каверн обычно располагаются их мелкие разновидности. Иногда обломки пород, содержащихся в ДБИ, далеко *выступают внутрь каверны*. Эти и многие другие факты свидетельствуют о том, что *каверны были заполнены газом и/или жидкостью*, хотя в настоящее время они обычно выполнены вторичными образованиями (глинистым материалом, мелкими кристалликами доломита или барита). Нередко каверны разделяются лишь очень тонкой перегородкой, а иногда и сообщаются между собой аналогично газовым пузырькам в базальтовой лаве. Около крупных каверн иногда наблюдается ориентировка обломочного материала брекчий (плитки мергеля, известняка, кремнистых пород), плавно огибающих каверну. Это может свидетельствовать *о росте каверны в еще слабо консолидированной брекчии* за счет, например, обособления газовой фазы. Еще нагляднее выглядят округлые каверны в тонкослоистых мергелистых породах, частично раздвигающие слои, а частично разрывающие их.

Не менее широко в ДБИ распространены и каверны *угловатой* формы. В одних случаях это просто полости между угловатыми обломками пород в ДБИ, в других – *явный слепок с какого-то вполне материального объекта*. Для первых характерны инкрустация стенок кристалликами кальцита, зарастание полости и сглаживание ее контуров; для вторых – резкие угловатые очертания, многочисленные тонкие пленки-перегородки, заполнение глинистым материалом или кристалликами доломита («доломитовой сыпучкой»). Вероятно, именно такой вид каверн и убеждал исследователей в выщелачивании первичных минералов и заполнении каверн вторичными минералами. При этом даже каверны округлой формы считались только слепком от выщелоченных минералов. Однако имеется масса «неувязок» с такой трактовкой, вынуждающих искать другое решение для объяснения этих фактов.

Ранее приведены факты, позволяющие вполне уверенно объяснять округлую форму каверн обособлениями газовой фазы. Округлые и угловатые каверны нередко наблюдаются в одном обнажении ДБИ. Причем характер выполнения каверн обоих типов совершенно аналогичный. Непротиворечиво фактическому материалу и модельным построениям выглядят *газогидраты* как вещество, оставившее угловатые каверны в ДБИ.

При адиабатическом прохождении газа через узкое отверстие или пористую среду происходит падение его давления, известное как *дросселирование газа*, которое сопровождается изменением его температуры (*эффект Джоуля – Томпсона*). Количественной характеристикой процесса служит коэффициент Джоуля – Томпсона: $\mu = \Delta T / \Delta P$, град/атм.

Для реальных газов существует область температуры и давления с $\mu > 0$, ограниченная кривой инверсии, за пределами которой $\mu < 0$. Охлаждение газа может быть только при его начальной температуре ниже температуры инверсии. При более высокой начальной температурой процесс сопровождается разогревом газа. Температура инверсии для разных газов различная, например для воздуха 490°С, водорода – 80°С.

По мнению некоторых исследователей [Бембель и др., 2002], значительное выделение тепловой энергии на Земле связано именно с расширением газов и *отрицательным эффектом Джоуля – Томпсона*. Ранее мы писали, что образование ДБИ связано с резкой и массовой дегазацией глубоких горизонтов коры, вызвавшей разрыхление верхних горизонтов осадочных толщ и потерю ими гравитационной устойчивости [Кисин, 2004]. Одновременно отмечено, что часть ДБИ скатывалась по склонам к подножью плато, *будучи уже в твердом или полутвердом состоянии, и цементировалась такой же водогазонасыщенной массой*.

В связи со сказанным образование ДБИ могло проходить следующим образом. Флюиды, отжимаемые из ядра блока положительного изгиба, путем гидроразрыва и диспергирования пород поднявшиеся к апикальной части структуры, стали причиной этой «массовой дегазации». Выйдя из зоны стрессовых напряжений, газы начинали адиабатически расширяться, разрыхляя породы осадочного чехла и формируя раструбы (диатремы). Наиболее высокая начальная температура газа в крупных каналах, и здесь эффект Джоуля – Томпсона может быть положительным. Этим можно объяснить появление на плато шлаковых частиц, стекол, муассанита и прочих подобных образований. В мелких каналах начальная температура газов пониженная ввиду теплообмена с вмещающими породами, что сопровождается отрицательным эффектом с образованием газогидратов. Благодаря *эффекту самоконсервации* газогидраты могли сохраняться длительное время, достаточное для консолидации породы [Макагон, 2003]. На местные локальные напряжения, связанные с уплотнением, просадкой и другими явлениями, они реагировали как хрупкие тела. Со временем, благодаря эрозии, нарушениям условий залегания и прочих изменений окружающей среды, газогидраты могли претерпеть фазовые переходы и удалиться из породы в виде газов и воды, оставив после себя только каверны угловатой формы. Образованием газогидратов хорошо объясняется не только угловатая форма некоторых каверн, но и повышенная вязкость отдельных блоков ДБИ в грязевых потоках, формирование шарообразных блоков, вращающихся в потоке с появлением «зеркал скольжения», вдавливание блоков ДБИ в подстилающие мергели и пластические внедрения мергелей в «твердые» ДБИ.

Испарение газогидратов должно сопровождаться понижением температуры и выделением свободной воды. Например, фазовыми переходами газогидратов объясняются аномально низкая температура на забое скважин глубиной около 800 м в районе г. Воркуты и последующее понижение температуры в течение нескольких лет [Какунов, 2004]. Возможно, что с этим явлением связано наличие на плато ледяных пещер (Кунгурская ледяная пещера одна из них) и множества родников с экстремально холодной водой. Отсутствие признаков таянья льда в устье Енапаевской пещеры (северо-западная граница плато) в конце жаркого лета 2003 г. также можно объяснить генерацией холода. Как отмечают А.Н. Дмитриевский и Б.М. Валяев [2002], газогидратные воды характеризуются резко опресненным составом. Именно таким составом подземных вод характеризуется площадь Уфимского плато на гидрогеохимической карте [Шестов, 1964]. Совмещение на одной площади диатрем эруптивных брекчий и углеводородов – явление достаточно обычное. Например, Мирнинское кимберлитовое поле содержит также месторождения нефти [Видяпин, Лаубенбах, 2003; и др.].

Таким образом, вполне вероятно, что ДБИ образовались в результате массовой, резкой, интенсивной, неравномерной дегазации глубоких горизонтов земной коры, вызвавшей разрыхление слабо консолидированных осадочных пород, насыщение их водой и газами [Кисин, 2009а, 2016]. Это вызвало гравитационную неустойчивость данных отложений и сползание их в пониженные участки рельефа. Благодаря эффекту дросселирования газа на одних участках происходил разогрев газов, а на других – их резкое охлаждение с образованием газогидратов и замораживанием грязевых потоков. Этим объясняются: 1) локальность распространения ДБИ на площади плато; 2) большая мощность ДБИ (до 110 м [Наливкин, 1949]) около восточного подножья плато; 3) появление дайкообразных тел ДБИ; переслаивание ДБИ со слоистыми осадочными образованиями, скопления округлых каверн в мергеле, залегание ДБИ на разных породах, местный обломочный материал в их составе и глубинный ксеногенный материал. Иначе говоря, все наблюдаемое разнообразие ДБИ непротиворечиво объясняется с данных позиций.

5.6. Минералогические аномалии на Уфимском плато

5.6.1. Локальные минералогические аномалии на Уфимском плато

На некоторых участках площади плато к комплексу метаморфических минералов, рассмотренных ранее, добавляется ассоциация минералов ультраосновного парагенезиса в комплексе с карбидами, силицидами, самородными металлами, стеклами, шлаковыми частицами, разными гидротермальными минералами [Кисин и др., 2007 и др.]. Их можно разделить на три группы: 1) минералы из базит-гипербазитовых пород (оливин, разные серпентины, пироксены, амфиболы, хромшпинелиды, сульфиды, магнетит, титаномагнетит, пирофанит и некоторые другие); 2) минералы взрывной фазы (некоторые самородные металлы и их сплавы, карбиды, силициды, корунд, магнитные сферулы и корочки, стекла, шлаковые частицы); 3) пневматолито-гидротермальные минералы (киноварь, некоторые металлы и металлоорганические соединения, сидерит, флюорит, кварц, крокоит, пирит, барит, гипс и др.).

Все они представлены мелкими обломками шлиховой размерности (около 1 мм) и редко достигают 10 мм в поперечнике (для горных пород). По сросткам и агрегатам минералов иногда узнаются распространенные горные породы: габбро, горнблендиты, пироксениты, диориты, граниты. Но некоторые агрегаты минералов представляют малораспространенные горные породы, трудно диагностируемые без специальных исследований. Минералы и горные породы обычно имеют свежий облик, представлены угловатыми обломками и в меньшей степени окатанным материалом. Они чаще всего деформированы и катаклазированы. Для серпентинитов, пироксенитов, хромпикотитов характерно наличие на поверхности пленок и капелек битумов. На других минералах и горных породах битумы встречаются значительно реже. Данной группе минералов также свойственно зональное распределение по площади. На восточном склоне плато распространены амфиболы и породы типа габбро и горнблендита, иногда с серпентинитами. Для апикальной части плато и его западного склона обычны серпентиниты, пироксены и амфиболы. Диориты и граниты отмечены только в апикальной части структуры, в том числе в центральных депрессиях радиально-лучистых структур.

В южной части Пудлинговской структуры, в непосредственной близости от предполагаемого кольцевого разлома (см. рис. 5.25), при строительстве дороги п. Пудлинговый – п. Ненастье вскрыта зона брекчированных известняков шириной около 10 м. Цементом служат монтмориллонитовые глины зеленовато-желтоватого, серого, темно-коричневого цветов, которые часто содержат обломки нацело аргиллизированных пород, чей первичный состав не определяется. Шлиховое опробование глинистой части показало присутствие в данных брекчиях мелких (до 2 мм) обломков гранитоидов, серпентинитов, роговой обманки, диопсида, плагиоклаза, гранатов (в том числе демантоида), ставролита, кианита, силлиманита (кристаллы), муассанита, «плавленого» корунда, сульфидов, самородных металлов (в т. ч. золота), магнитных шариков, шлаковых частиц, вулканического стекла. Серпентинит обычно покрыт пленкой битумов (около 70% зерен). Характер распределения перечисленных минералов и горных пород в глинах брекчированных известняков крайне неравномерный, что может свидетельствовать об их ксеногенной природе и первичном залегании. Нахождение их в цементе брекчированных известняков служит дополнительным аргументом в пользу местных источников данных минералов и горных пород.

Во всех местах обнаружения минералы магматической группы обязательно сопровождаются стеклами, шлаковыми частицами, магнитными корочками и шариками, муассанитом, «плавленным» корундом, диферрисилицидом, самородными металлами (железом, свинцом, медью, оловом и др.) и их сплавами, а также сидеритом (рис. 5.51). Описание некоторых из этих образований приведено в подразделе 5.6.2. Их природное происхождение доказывается следующими фактами. Все образования имеют шлиховую размерность. На них встречаются пленки битума. Совместно с минералами магматической группы они встречены в глинистом цементе брекчированных известняков, в конгломератах кунгурского возраста около д. Подгорная, в нерастворимых остатках ДБИ, маркирующих границу между нижним и верхним кунгуром. Далее приведена дополнительная аргументация их местного происхождения.

Из гидротермальных минералов прежде всего следует отметить приплюснутые сферолиты сидерита с пленкой шунгитоподобного вещества, сгорающего в пламени

спички. Присутствие сидерита в данной ассоциации магматических и взрывчатых минералов обязательное. Иногда эти сферолиты образуют массивные породы (най­дено два обломка до 12 см поперечником). В нерастворимом остатке сидерита этих образцов отмечается много *острооскольчатого* кварца, тонких чешуек золотистой слюды, встречены *деформированные толстотаблитчатые кристаллы графита* (рис. 5.52), *муассанит*, металлоорганические соединения. Рентгенофазовым анализом установлены *муассанит, когениит, диферрисилицид*. Такой набор ксеногенных мине­ралов свидетельствует о том, что данный сидерит связан с телами эруптивных брекчий.

Реже встречаются флюорит и крокоит. Флюорит наблюдается в виде мелких бес­цветных кристалликов октаэдрического облика. Крокоит представлен ярко-оранжевы­ми кристалликами. Оба эти минерала очень мягкие и не выдерживают транспортировку в водном потоке. Барит обычен для северной и восточной частей площади в различ­ных образованиях. В апикальной части структуры выявлены участки высокого содер­жания маггемита, особенно в центральных депрессиях РЛС. Судя по масштабам пло­щадей магнитных аномалий, измеряемых первыми метрами, и результатам опробова­ния неглубоких одиночных скважин, маггемит формирует небольшие сближенные столбообразные субвертикальные тела.

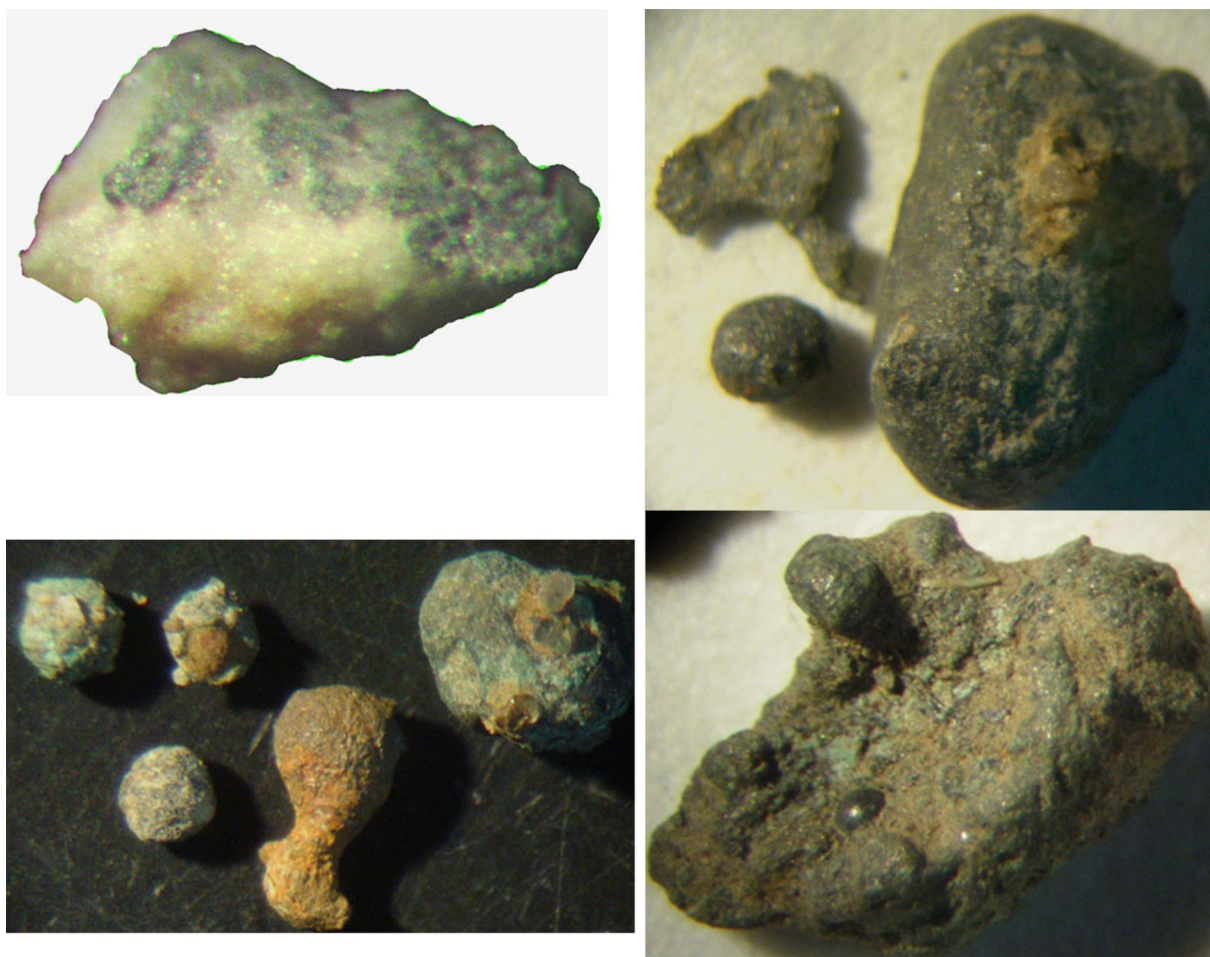


Рис. 5.51. Самородные металлы с Уфимского плато.

Верхний ряд (слева направо): свинец на известняке, олово; нижний ряд: медь, бронза с кап­лей стекла (размеры зерен до 2 мм)

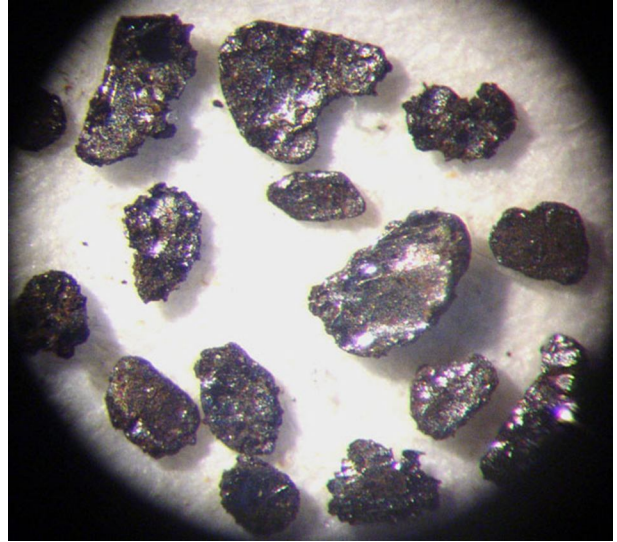


Рис. 5.52. Деформированные кристаллы графита из нерастворимого остатка сидеритов (размер чешуек до 2 мм)

Исследования перечисленных минеральных ассоциаций были направлены главным образом на выяснение природы их источников. Рассматривались следующие возможные варианты: 1) техногенное загрязнение, 2) флювиогляциальные образования, 3) привнос с Урала, 4) местные источники. Первый вариант отпал после находок данных минералов в глубоких (до 3,7 м) шурфах, нерастворимых остатках ДБИ, цементе брекчированных известняков. Флювиогляциальных отложений на площади Уфимского плато неизвестно. Устойчивость минералов серпентина к механическому износу в водном потоке очень низкая. Например, В.К. Соболев с соавторами [Новые индикаторные признаки..., 2003] анализируют литературные данные о результатах исследований способности к транспортировке минералов группы серпентина в условиях Якутии. Установлено, что дальность их переноса не превышает 1,5 км. До ближайших мелких массивов ультраосновных пород на западном склоне Урала по прямой не менее 60 км. Кроме того, серпентиниты плато нередко содержат пирофанит [Кисин, 2006б], который неизвестен в уральских серпентинитах. Отсутствуют серпентиниты и в речном аллювии на площади Предуральского прогиба, в пермской молассе западного склона Урала. Против уральского происхождения свидетельствуют и типоморфные признаки минералов, о которых речь идет далее.

1. На поверхности зерен серпентина, пироксенов и хромпикотита часто наблюдаются капли и пленки битумов. На некоторых участках плато почти 100% зерен этих минералов имеют на поверхности битум. Установлены битумы также на поверхности некоторых стекол, шлаковых частиц, зерен известняка, карбидов, силицидов, самородных металлов. На плато известны месторождения нефти, что может объяснить появление здесь битумов.

2. На двух участках свода распространены зерна серпентина, хромпикотита и магнетита, покрытые корочкой спутано-волокнутого агрегата деформированного хризотил-асбеста, цементированного светлым мягким восковидным материалом (рис. 5.53). Микрозондовые анализы показали, что этот материал представлен тонкоперетертым серпентином, хромпикотитом, магнетитом и пирофанитом. При касании металлической иглой эта корочка легко отделяется от поверхности зерна. Иногда поверх этого «войлока» садятся и капельки битума, что показывает время их образования от-

носителем друг друга. Перенос зерен серпентина с корочкой такого агрегата в составе речного аллювия может составлять только первые десятки метров, что однозначно указывает на местные источники.

3. На рис. 5.53 показано зерно магнетита шестоватого строения в сростании с серпентином. На боку зерна виден небольшой пучок волокон хризотил-асбеста, прикрепленный к поверхности зерна тонкодисперсным серпентином. Некоторые волокна уже распущенные, а некоторые еще плотно прижаты к поверхности магнетита, строго следуя морфологии поверхности зерна, и сильно деформированы. Перенос такого агрегата водным потоком возможен, вероятно, только первые метры.

Подобные примеры можно продолжать долго. Но уже приведенные типоморфные признаки указывают на местные источники минералов серпентина и их ассоциации. Какие это могут быть источники? Массивов ультраосновных пород на площади плато неизвестно, а платформенные условия и мощный осадочный чехол исключают возможность их обнаружения в будущем. Первое появление минералов серпентина на плато, как и других минералов, отмечается лишь в ДБИ кунгурского возраста, т. е. совпадает со временем формирования свода. Совместное нахождение серпентинов с карбидами, силицидами, самородными металлами, стеклами и шлаковыми частицами

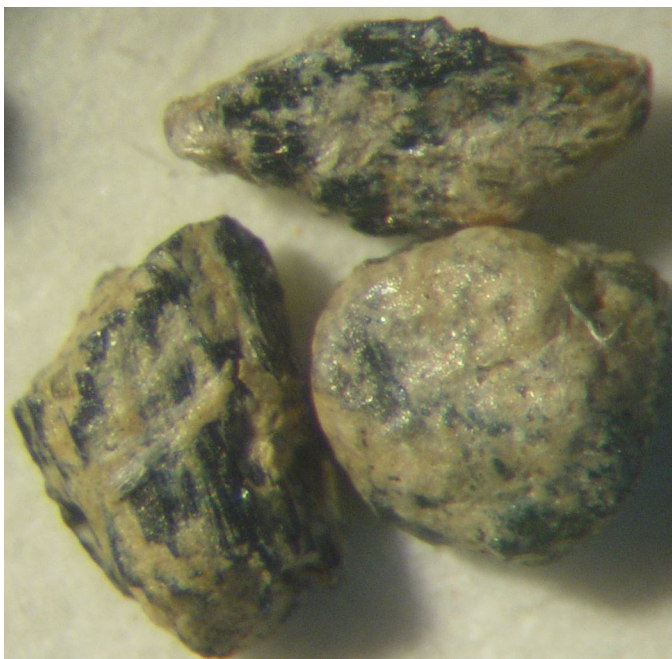


Рис. 5.53. Зерна серпентина, покрытые корочкой тонкоперетертого того же материала.

Размер зерен 2–3 мм. Остальные пояснения см. в тексте

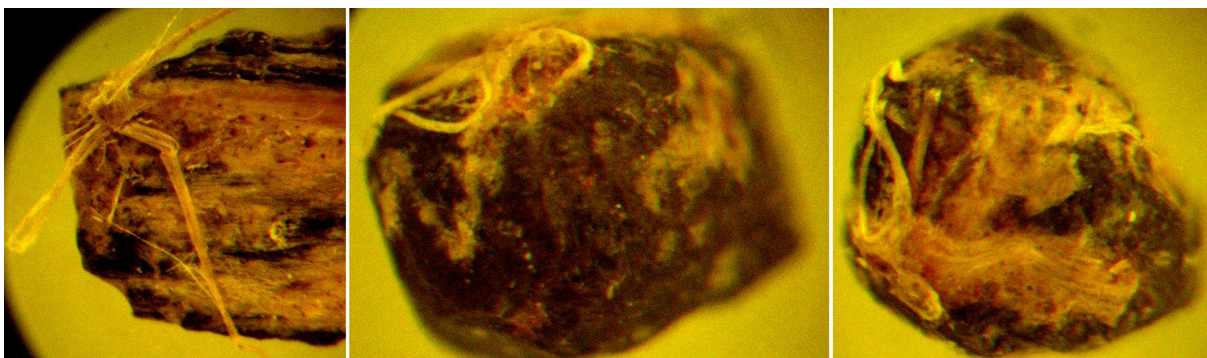


Рис. 5.54. Хризотил-асбест на поверхности зерен серпентина и магнетита

вполне определенно указывает на их связь с эруптивными брекчиями. Присутствие в ДБИ минерализованного древесного угля подтверждает, что эруптивный магматизм на Уфимском плато проявился в условиях суши. Корочки тонкодисперсного серпентина на поверхности зерен серпентина, хромпикотита и магнетита свидетельствуют о том, что в коренном источнике содержание данных минералов может быть очень высоким.

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Минералы серпентина и других минералов в рыхлых отложениях Уфимского плато связаны с эруптивными брекчиями, образовавшимися в позднепермское время в связи с формированием Кунгурско-Красноуфимского свода.

2. Области образования эруптивных брекчий в одних случаях находились в верхней (сиалической) коре и подняли на дневную поверхность только метаморфические минералы; в других случаях они возникали в нижней (мафической) коре и поднимали к дневной поверхности серпентины и ассоциирующие с ними минералы совместно с метаморфическими минералами верхней коры.

В этом плане интересна также информация о пикритовых порфиритах [Старков, Ларионова, 1960], выявленных на Краснокамском поднятии, осложняющем западное крыло Пермского свода, расположенного несколько севернее Уфимского плато. Здесь, в верхнебавлинских отложениях, в интервалах глубин 3235–3240 м скважиной вскрыты три прослоя пород мощностью от 0,25 до 0,50 м, по химическому и минеральному составу близких к пикритовым порфиритам. Породы тонкозернистые до скрытокристаллических, порфиоровые, местами с миндалекаменной и брекчиевидной текстурой. Порфиоровые вкрапленники представлены оливином и авгитом, которые замещаются серпентином и кальцитом. Отмечены также базальтическая роговая обманка, биотит, хлорит, лейкоксенизированный ильменит, магнетит, апатит, кварц и, возможно, перовскит. Приурочены они к «продуктам изменения промежуточной массы, представленной зернами карбоната, серпентина и хлорита» [Старков, Ларионова, 1960, с. 615]. В единственном наблюдавшемся контакте вмещающие доломиты перекристаллизованы на глубину 2–5 мм, что можно связать с термальным воздействием пикритовой магмы на вмещающие породы. Авторы относят пикритовые порфириты к подводным излияниям, но последний факт говорит больше в пользу дайкового характера интрузии, в таком случае возраст пикритовых порфиритов может быть много моложе вмещающих пород.

Сходство минерального состава данных пород с минеральными ассоциациями Уфимского плато очевидно. Как известно, диатремы эруптивных брекчий формируются с глубины 1–2 км, а глубже сменяются дайками [Костровицкий, 1976; Зубарев, 1989; Милашев, 1990; и др.]. Следовательно, на глубине более 3 км могли быть только дайки или силлы эруптивных брекчий. Минеральный состав краснокамских пикритов, текстурные признаки и мощности также больше свидетельствуют в пользу отнесения их к эруптивным брекчиям. Например, мощность кимберлитовых даек составляет от первых миллиметров до первых метров [Зубарев, 1989]. Г.Г. Кассин [1975] отмечает, что Краснокамская скважина пройдена в эпицентре субмеридиональной магнитной аномалии. Кажется маловероятным, что столь маломощные тела пикритовых порфиритов, залегающие на глубине более 3 км, могли дать заметную магнитную аномалию, но возможно, они фиксируют штокверковую зону или зону разлома с телами

ультрабазитов. Магнитные аномалии, аналогичные Краснокамской, имеются и на площади Уфимского плато [Кассин, 1975]. Большая мощность карбонатного разреза (3,0–3,5 км) неизбежно приведет здесь к сильному обогащению эруптивных брекчий карбонатным материалом, особенно в диатреме. Следовательно, эруптивные брекчии здесь могут иметь существенно карбонатный состав и содержать переменное количество ксеногенного материала.

5.6.2. О некоторых проблемах минералогии и петрографии Уфимского плато

Ранее мы кратко рассмотрели наиболее крупные проблемы минералогии Уфимского плато. Все они непротиворечиво решаются с позиций местных источников и выносом их из пород кристаллического фундамента в составе эруптивных брекчий. Для полноты картины изучим еще несколько менее значимых проблем и возможное их решение.

5.6.2.1. К вопросу образования гляцевых поверхностей на зернах некоторых минералов с Уфимского плато

При исследовании шлиховых минералов с площади Уфимского плато обращают на себя внимание зерна кварца с гляцевой поверхностью. Содержание зерен такого кварца в песках варьирует от 0 до 100%. Они отсутствуют на площади, непосредственно примыкающей к плато с запада, прослеживаются на юг, на площадь Каратауского тектонического блока, и спорадически встречаются в пределах Предуральского краевого прогиба, непосредственно восточнее Уфимского плато. Повышенное содержание такого кварца отмечено для ряда алмазоносных объектов в бассейне р. Чусовой [Чайковский и др., 2003], подтверждаемое и нашими пробами. Гляцевая поверхность иногда наблюдается и на некоторых зернах кремней, ставролита, корунда, ильменита, турмалина, гематита, лимонита и ряда других минералов.

По литературным данным известно, что образования подобного типа отмечаются и в других регионах мира. Например, Г. Клоос описал кварц с полированной поверхностью из района Рейнского грабена. Пиропы с типичной «полированной» поверхностью из осадочных коллекторов и россыпей алмазов Якутии изучали В.Т. Подвысоцкий с соавторами [2000]. Мы наблюдали аналогичный кварц совместно с пиропами, оливинами, хромдиоксидами и другими минералами в туфобрекчиях с месторождения Лингорка (Чехия), в песках Центрального Мадагаскара около молодого вулкана. Весьма похожий кварц слагает кварцевые туфы некоторых кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции и характерен для песчаных пород Красновишерского района. Подобного типа «полировки» известны и на поверхности кристаллов алмаза, в том числе уральских, и недавно обсуждались В.Н. Анфиловым [2004].

На причину возникновения гляцевых поверхностей на кварце и других минералах у исследователей единого мнения нет. Одни из них видят экзотическую причину в виде «флюидизатной обработки», в основном по принципу пескоструйной абразии [Cloos, 1941; Голубева, 2003 и ссылки в ней; Чайковский и др., 2003 и др.]; другие пытаются объяснить это банальным механическим истиранием совместно с мягким материалом в прибрежно-морских условиях «в условиях очень тонкой абразивной сре-

ды» «при очень длительной обработке в пляжевой зоне морского бассейна» [Подвысоцкий и др., 2000, с. 9]. Е.Г. Панова с соавторами [2004] при описании зерен кварца с глянцевой поверхностью используют термин «оплавленный», хотя природу такой поверхности не раскрывают. По Г. Клоосу [Cloos, 1941], окатывание материала происходит при формировании диатремы в результате вращения обломков в турбулентном газовом потоке, а полировка на поверхности появляется за счет абразивного воздействия мелкого пеплового материала. В.И. Ваганов с соавторами [2004] сообщают, что в ИГЕМ РАН проводились специальные исследования глянцевой поверхности зерен кварца, не обнаружив признаков оплавления, исследователи сделали вывод о механической природе данного явления. Сторонники той или иной точки зрения не приводят сколь-либо убедительной аргументации в подтверждение своих высказываний. Мы привели собственные исследования, позволяющие высказать аргументированное мнение о генезисе этой необычной поверхности (рис. 5.55).

Итак, из представленного краткого обзора видно, что мнения исследователей о природе глянцевой поверхности на зернах некоторых минералов отчетливо разделяются на две группы: 1) механический износ в прибрежно-морских условиях; 2) флюидизатная обработка в разных вариантах (газовым потоком, мелким абразивным материалом, оплавлением, растворением и их комбинациями). Приведем некоторые факты, полученные на материале с Уфимского плато.

1. Среди зерен кварца с глянцевой поверхностью распространены округлые, «окатанные» разности. Под «окатанностью» здесь понимается только сглаженность, округлость форм без рассмотрения их генезиса (совсем не однозначного). Распространены также зерна с участками *отрицательного рельефа и глянцевой поверхностью*. Содержание зерен кварца такой степени окатанности может достигать почти 100% от легкой фракции шлихов. Но чаще содержание их не превышает 30%, а остальные зерна имеют угловатую или зазубренную форму. Интересно, что *глянцевые поверхности и на этих зернах также не являются редкостью*.

2. Для зерен кварца округлой формы *весьма характерно коррозионное растрескивание*, выраженное либо полным расколом камня, либо появлением слепых извилистых трещин, уходящих от поверхности вглубь камня (см. рис. 5.55г). Эти трещины нередко бывают щелевидными, заполненными глинистым веществом. На стенках трещин *имеются признаки гидротермального растворения*. На поверхности камня выходу трещин соответствует более широкая, отчетливо проявленная депрессия, а края бортов самих трещин иногда сглажены. На выклинивании трещин в глубине камня нередко наблюдаются «структуры птичьего крыла» (расщепление трещины на мелкие удлиненные фрагменты, собранные по принципу расположения пера в птичьем крыле) (см. рис. 5.55д). В результате этого направление трещины может меняться достаточно резко. Данные трещины могли возникнуть только по причине *внутренних напряжений* в зерне. В случае полного раскола зерна поверхность скола нередко также приобретает глянцевую поверхность, обычно менее совершенную, чем основная поверхность зерна. Иногда встречаются округлые зерна с несколькими поверхностями скола и разной степенью полировки. Это свидетельствует об *одновременности процессов коррозионного растрескивания, растворения* (наблюдаемого в трещине) и *наведения глянца на поверхности зерна*. Это характерно не только для кварца,

но и для многих других минералов с Уфимского плато. Явление коррозионного растрескивания устанавливается как по свежим сколам на зернах минералов (шлих выглядит как протолочка), так и по растрескиванию минералов при подготовке их к анализам.

3. Другой тип трещин распространен только в приповерхностном слое некоторых округлых зерен. Обычно эти трещинки очень мелкие, многочисленные и по поверхности зерна распространены неравномерно. Их особенностью является *серповидная форма* (см. рис. 5.55ё). Они встречаются и на кристаллах алмазов из разных регионов мира. Считается, что на алмазах *серповидные трещинки являются признаком прибрежно-морских россыпей* [Ваганов и др., 2001 и ссылки в ней]. В отношении серповидных трещин на кварце с Уфимского плато можно отметить следующее. Это слепые трещинки, ориентированные к поверхности камня под острым углом. Между собой они никоим образом не ориентированы и не образуют каких-либо систем. По существу это отщепы, т. е. микросколы, имеющие форму неглубокой площадки. Там, где трещинки стали сквозными, на поверхности зерна образовались неглубокие выколки. *Серповидная форма трещин свидетельствует скорее о критических внутренних напряжениях в зерне (прежде всего между внешней и внутренней зонами), нежели о признаках соударений*. Для последних более характерны многолучевые звезды (паутинки) микротрещин, которые в нашей практике на зернах кварца никогда не наблюдались. Не следует забывать, что речь идет о зернах песчаной и мелкогравийной размерности; масса зерна столь мала, что следы от ударов возникают лишь при очень больших скоростях столкновений, принципиально невозможных в условиях водной среды. В случае наличия крупных трещин (описанных ранее), плотность около серповидных трещин резко возрастает и они приобретают ориентировку основной трещины. Данный факт хорошо объясним *релаксацией внутренних напряжений* в зерне, вызывающих коррозионное растрескивание. По серповидным трещинам также нередко наблюдаются признаки растворения и заполнения образовавшейся щели глинистым материалом.

4. На некоторых участках плато встречается мелкогравийный материал, представленный угловатыми зернами кварца, сцементированными лимонитом. Весь этот минеральный агрегат приобрел обычную округлую форму гальки и гляцевую поверхность (на кварце и лимоните); важно отметить, что при этом иногда наблюдается *безрельефная полировка* (см. рис. 5.55з). Данный факт нельзя объяснить механическим износом, растворением, оплавлением, воздействием газовой или водной струи.

5. Другой факт не менее интересен. В апикальной части плато встречаются зерна кварца сложной угловатой (амебовидной) формы, типичной для кварца из метаморфических пород. Иногда *на кварце наблюдаются чешуйки графита*, сингенетичного с кварцем (см. рис. 5.33). Поверхность кварца хоть и угловатая, но *гляцевая* (углы слегка сглажены). Как можно сохранить графит и приполировать кварц? Ни один из названных вариантов обработки поверхности не может выполнить такую работу.

6. Глянцевые поверхности и серповидные трещинки на зернах кварца изучены под электронным микроскопом JSM-639OLV (JEOL) в ИГГ УрО РАН при разных режимах и при увеличении до 4000 раз (рис. 5.56) [Кисин, Галватских, 2009]. Общий вид зерна при увеличении в 160 раз показан на рис. 5.56а. Поверхность зерна сглаженная. Отчетливо видны серповидные трещинки и отщепы. На рис. 5.56б, представ

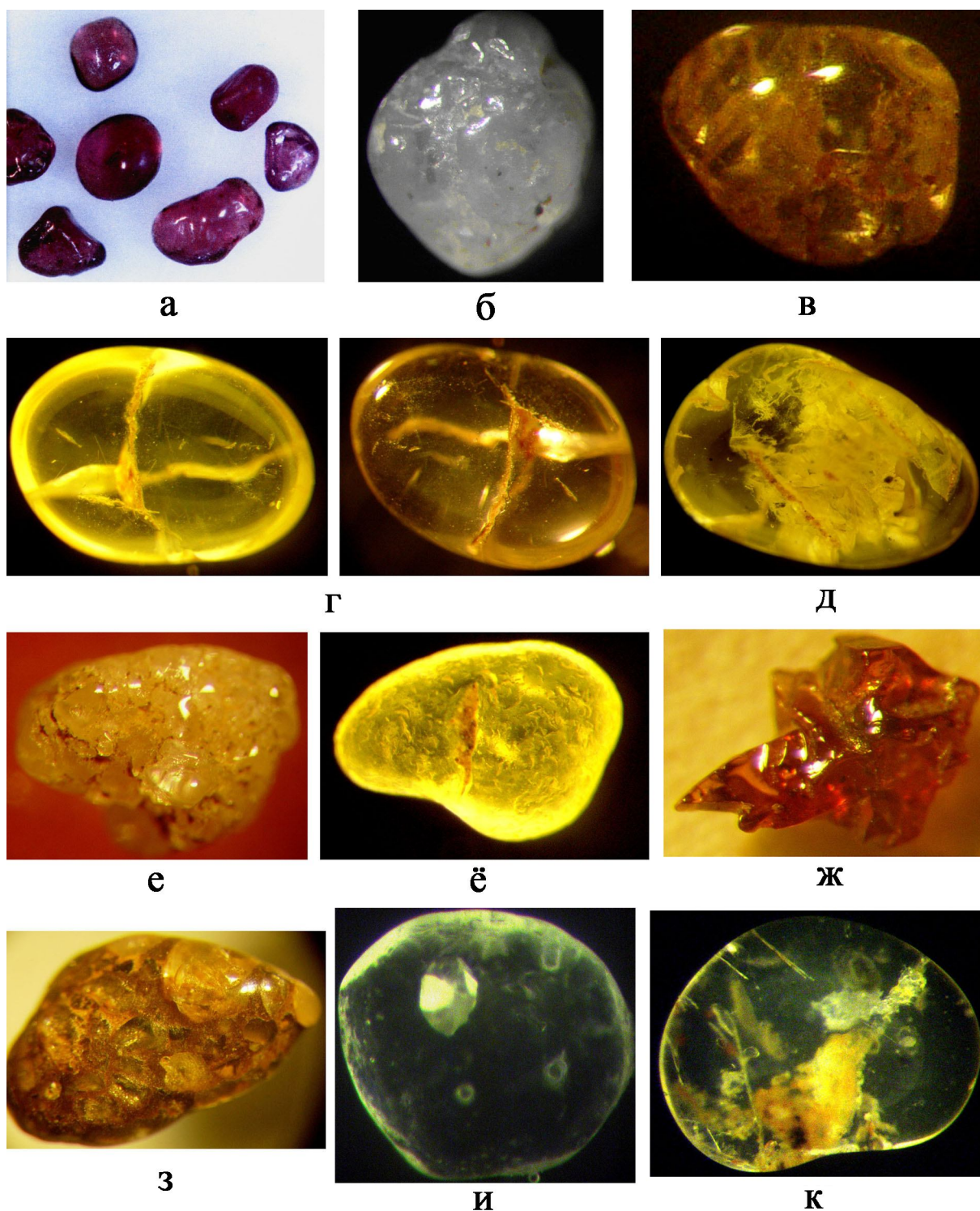


Рис. 5.55. Глянцевые поверхности на зернах разных минералов.

а – пиропы Якутии [Подвысоцкий и др., 2000]; б – кварц (Богемия) (2мм) (наше фото); в – кварц из алмазоносной россыпи Самарин лог (2,0 мм) (наше фото); г – кварц (Уфимское плато), слева – кольцевое освещение, справа – точечное (2,0 мм по длинной оси); д – трещины типа птичьего крыла (плато) (1,5 мм); е – глянцевая поверхность на песчанике (плато) (2,0 мм); ё – серповидные трещинки на кварце (плато) (1,5 мм); ж – ставролит (плато) (1 мм по длинной оси); з – кварц-лимонитовый агрегат с безрельфной глянцевой поверхностью (плато), длина зерна 2,5 мм; и – включения пирита в кварце (плато) (1 мм); к – включения силлиманита в кварце (плато) (1,5 мм)

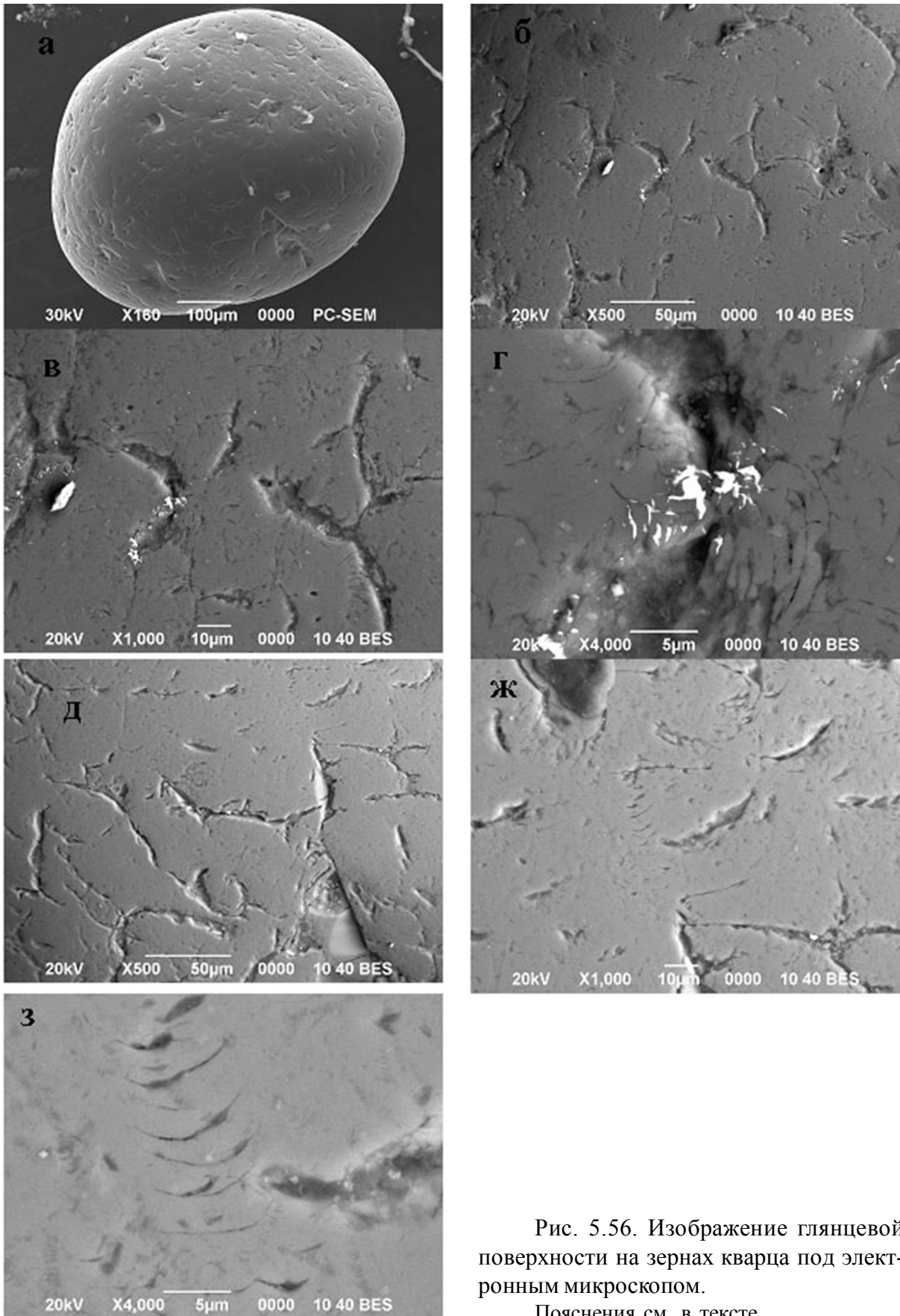


Рис. 5.56. Изображение глянцевой поверхности на зернах кварца под электронным микроскопом.

Пояснения см. в тексте

лены фрагменты поверхности зерна при увеличении в 500 и 1000 раз. Ясно просматривается сглаженная поверхность зерна. Признаков механической абразии (царапин, борозд, соударений) нет. Серповидные трещинки выглядят как депрессии сложной формы на поверхности зерна. Выявляется множество более мелких трещин того же типа. На рис. 5.56г изображен фрагмент серповидной трещинки и ее окружения. Система микротрещин показывает, что серповидная трещинка представлена микрозоной разгрузки внутренних напряжений в зерне и не связана с внешним воздействием. Трещинки зияющие, к ним местами приурочена вторичная минерализация, вероятно, барита (белое). Аналогичная картина наблюдается и на рис. 5.56д–з, характеризующая поверхность другого зерна. Здесь связь микротрещин с внутренними напряжениями в зерне проявлена еще более отчетливо. Ни на одном из 22 зерен с глянцевой поверхностью, изученных под электронным микроскопом, не обнаружено признаков механического воздействия. Картина везде одна и та же с незначительными вариациями.

Изучение особенностей глянцевой поверхности на кварце и некоторых других минералах с Уфимского плато привело к выводу о специфичности процессов их возникновения. Вероятно, только явление *кавитации* могло дать такие результаты. Широко и многогранно проявленная в разных технических условиях кавитация, за редким исключением, почти не привлекается к объяснению геологических явлений. Например, Э. Галимов в 1974 г. предположил возможность синтеза алмазов в процессе кавитации в быстротекущих жидкостях. К настоящему времени получено экспериментальное подтверждение возможности такого синтеза [Экспериментальное подтверждение..., 2004]. Эффекты кавитации привлекаются и для объяснения образований микросферул в гидротермальных растворах, в частности, микросферул тугоплавких веществ в пустотах и трещинах жильного кварца [Новгородова и др., 2003]. По расчетам этих исследователей при схлопывании газового пузырька начальным радиусом 10 мкм мгновенная температура может достигать 7030°C, но глубина прогрева при этом измеряется только первыми микронами. Давление, согласно расчетам [Экспериментальное подтверждение..., 2004], может достигать весьма высоких значений (до 10 кбар и более), достаточных для синтеза алмаза. Глубина динамического влияния скачка давления при схлопывании газового пузырька также измеряется первыми микронами. Следовательно, можно ожидать, что разрушительный импульс энергии одинаково легко обрабатывает поверхность кварца и лимонита, корунда и графита и лимитирован только радиусом досягаемости. Этим, вероятно, можно объяснить безрельефную глянцевую обработку агрегата зерен кварца в лимоните и сохранность графита при глянцевой поверхности материнского зерна кварца. Коррозия кварца по трещинам свидетельствует об участии жидкой агрессивной среды. Однако эффективность кавитации была выше, поскольку следы растворения сохранились только в трещинах и микрокавернах на поверхности зерен кварца. Наличие сильных внутренних напряжений в зернах кварца и других минералов, вызывающих их растрескивание, говорит о чрезвычайно быстром изменении РТ-условий среды, опережающем процессы релаксации, что можно связать с их быстрым подъемом на верхние горизонты. Округлая форма зерен кварца может быть результатом механической абразии, динамометаморфизма, регенерации и абразии и т. п. Кавитация, вероятно, ответственна только за глянцевитость поверхности.

Были ли на Уфимском плато условия для реализации процесса кавитации? Для округлого кварца характерны своеобразные минеральные включения (см. рис. 5.56и, к). Эти зерна имеют большое сходство с зернами кварца из глубоких горизонтов осадочного чехла или даже кристаллического фундамента ВЕП [Леммлейн, 1973; Курбацкая, 1986]. Есть основания считать данный материал местным, поднятым с глубоких горизонтов чехла и кристаллического фундамента. Об этом можно судить по следующим фактам. Изучение артинских песчаников раннепермского времени, развитых у восточного подножья Уфимского плато, показало, что кварц с такими включениями в них отсутствует, как и глянцеvitость на поверхности зерен вообще. Первое появление такого кварца, как и комплекса метаморфических минералов, на плато отмечается в дырчатых брекчиевых известняках, которые образовались при резкой и массовой дегазации глубоких горизонтов коры. Трещины и диатремы обычно характеризуются резко неравновесными сечениями и заполнены обломочным материалом. По оценкам В.А. Милашева [1984], скорость истечения газов при формировании диатрем может достигать 500 м/с. Для начала процесса кавитации расчетная скорость истечения флюида составляет 5 м/с [Новгородова и др., 2003]. В экспериментах по синтезу алмаза [Экспериментальное подтверждение..., 2004] скорость поршня составляла около 2 м/с. Таким образом, все необходимые условия для проявления процессов кавитации при эруптивном магматизме на Уфимском плато имелись.

5.6.2.2. Кварцевые бластомилониты с Уфимского плато

При изучении гравийно-галечного материала в кварцевых песках и зеленых песчано-глинистых глауконитовых образованиях в придорожной выемке, в 2 км к югу от д. Ключики Красноуфимского района, отмечено повышенное содержание белых кварцитовидных пород с отчетливо проявленным рассланцеванием. Обычно они представлены плитками разной величины, ограничены с торцов плоскими параллельными поверхностями трещин отдельности. Углы обломков в той или иной степени сглажены. На поверхности рассланцевания распространены неглубокие параллельные борозды, иногда минерализованные красным рутилом. Изученные нами аналогичные по морфологии борозды с рубиновой минерализацией в мраморах объясняются пересечением двух систем кливажа течения (см. главу 3). Вероятно, данные борозды в кварцитах имеют такое же происхождение. Порода состоит из относительно крупных (1–3 мм) зерен прозрачного кварца, разделенных зонами гранулированного кварца с размером зерен 0,1 мм и менее. Крупные зерна кварца имеют линзовидно-удлиненную форму с соотношением размеров до 1 : 4 : 10. Короткая ось зерен ориентирована перпендикулярно рассланцеванию, а длинная – параллельно бороздам на поверхности рассланцевания.

В прозрачных шлифах в поляризованном свете крупнозернистый кварц показывает блокирование и сильно проявленное волнистое угасание (рис. 5.57, 5.58). Мелкозернистый гранулированный кварц располагается преимущественно в области выклинивания линзовидных зерен кварца, что обычно связывается с растворением под давлением. Блокирование кварца осуществляется в виде узких пластин, ориентированных под тупым углом к длинной оси зерен. Угол угасания между соседними блоками крайне незначителен. В межзерновом пространстве нередко присутствуют чешуйки сери-

цита, ориентированные согласно сланцеватости. Иногда серицит образует короткие прожилки, согласные с рассланцеванием, и гнезда на выклинивании линзовидных зерен кварца. Этот серицит чаще всего деформирован. Из акцессорных минералов кроме красного рутила, можно отметить редкие зерна розового циркона, бурого турмалина, хромшпинелиды и биотит. Все они недеформированные.

По всем приведенным признакам данные кварцитовидные породы можно отнести к *кварцевым бластомилонитам*. Примечательно, что здесь встречены слабо окатанные обломки прозрачного крупнозернистого кварца с фрагментами разных этапов начальной грануляции. Здесь найден и неокатанный обломок крупнозернистого катаклазированного, слабо рассланцованного гранита с микропертитами. Тяжелая фракция шлихов рыхлых отложений показала обычный для Уфимского плато набор минералов: ставролит, дистен, силлиманит, турмалин, корунд, эпидот. В отличие от других мест

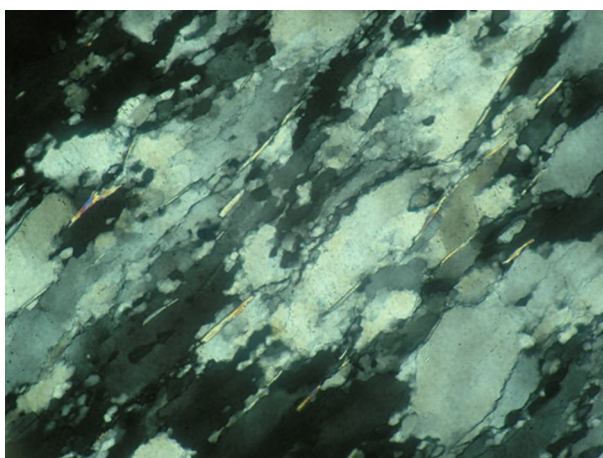


Рис. 5.57. Кварцевый бластомилонит (срез в плоскости максимального удлинения зерен кварца). Ув. 100. Ник. X

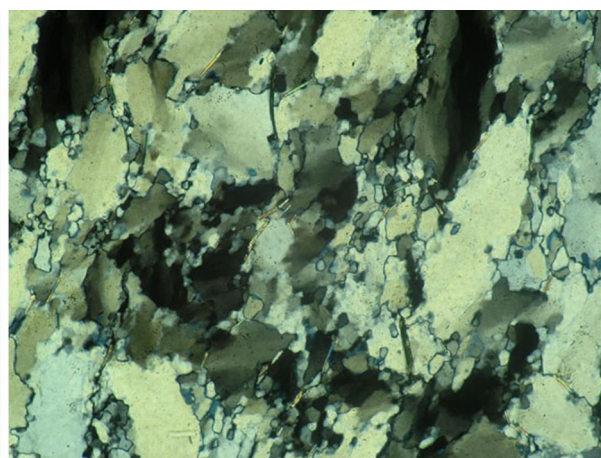


Рис. 5.58. Кварцевый бластомилонит (срез в плоскости максимального укорочения зерен кварца). Ув. 100. Ник. X

отмечены резко повышенное содержание (до 50% от тяжелой фракции) хромшпинелидов, ильменита, циркона, рутила, корунда, а также присутствие гранатов с пироповыми показателями преломления, крупнозернистого бледно-розового диаспора, галек тонкозернистого светло-коричневого диаспора и турмалиновой (мономинеральной) породы волокнистой текстуры. Среди цирконов резко преобладают дипирамидальные неокатанные непрозрачные кристаллы желтоватой окраски, характерные для щелочных пород.

Специальные исследования по распространению кварцевых бластомилонитов показали, что они характерны для некоторых участков плато и отсутствуют на смежных с запада и востока площадях. Они встречены в пробах из рыхлых отложений центральных депрессий РЛС (см. ранее). Здесь также распространены «стебельчатый» кварц и кварцитопесчаники с признаками пластического течения кварца. Кварцевые бластомилониты найдены в нерастворимых остатках ДБИ из окрестностей д. Верхнее Никитино совместно с дистеном, ставролитом, силлиманитом, эпидотом, диаспором и другими минералами. Эти и ряд иных признаков позволяют предполагать местные источники кварцевых бластомилонитов: вынос их из глубоких горизонтов в составе эруптивных брекчий.

5.6.2.3. Проблема происхождения кварцевых песков и каолиновых глин на Уфимском плато

На границе Уфимского плато и Предуральского краевого прогиба имеются несколько месторождений кварцевого песка, большей частью уже отработанных для нужд стекольной промышленности. Одно из них находится на г. Долгой, расположенной в 12 км к северу от г. Красноуфимска. Абсолютное превышение над местностью составляет 50–60 м, над уровнем моря – 360 м. Гора вытянута в субширотном направлении, склоны пологие, восточный наиболее крутой. У вершины горы, на ее южном склоне, имеется небольшой щебеночный карьер, вскрывший сильно трещиноватые органогенные известняки. По северному склону наблюдаются многочисленные высыпки и развалы ДБИ, местами лимонитизированные. На вершине горы отмечены субширотно вытянутая небольшая депрессия в рельефе и два песчаных карьера: один в западной части депрессии, другой – в центре. Первый карьер, изометричный в плане, имеет размеры около 30 м в поперечнике и полностью затоплен. Судя по отвалам, его глубина не превышала первых метров. Второй карьер обладает размерами около 100 × 50 м и глубиной до 5 м. Вытянут в субширотном направлении. Форма сложная, отработка карьера проводилась хаотично. Затоплены только наиболее заглубленные участки. Борта оплывшие. В настоящее время карьер sporadически обрабатывается местным населением для строительных нужд.

Пески мелкозернистые (менее 1 мм). Слоистость отсутствует либо в единичных случаях слабо проявлена примесью мелкого гравийно-галечного материала. Скопления последнего больше напоминают гнезда, чем линзы и прослои. Представлены пески округлыми зернами кварца (90–95%) с блестящей глянцевой поверхностью и кремнями (до 5%). Цементом служат белые каолиновые глины, нередко образующие мономинеральные скопления сложной конфигурации. Гравийно-галечный материал выражен кремнями, развитыми по разным осадочным породам (судя по реликтовым текстурам), среди которых резко преобладают тонкослоистые разности. Среди галек много окремнелых брекчированных пород. Кварц и кварциты составляют не более 5% от общего количества гравийно-галечного материала. Форма большинства галек сильно уплощенная. Степень окатанности высокая. На поверхности нередко наблюдаются мелкие серповидные трещинки. Иногда встречаются глянцевые поверхности, но менее совершенные, чем на зернах кварца. С песками ассоциируют синие и зеленые глины, формирующие глиняные диапиры [Кисин, 2005]. Результаты исследования глин приведены далее.

Содержание тяжелой фракции в песках весьма низкое, до 0,5 кг/м³. Минеральный состав шлихов в целом обычен для Уфимского плато: ставролит, кианит, силлиманит, ильменит, турмалин, циркон, рутил, рубин и некоторые другие. Все перечисленные минералы, подобно кварцу, имеют округлую глянцевую поверхность, за исключением силлиманита, представленного неокатанными кристаллами. В отличие от других участков площади, где отмечалось лишь *присутствие* силлиманита, в песках г. Долгой его содержание сопоставимо с таковым кианита или даже несколько выше. Кроме того, кристаллы силлиманита здесь нередко окрашены в желтые или желто-коричневые цвета. Факт сам по себе примечательный, поскольку на площади плато встречается только бесцветный силлиманит.

В западной части карьера гранат почти отсутствует, а в восточной части отмечается высокое его содержание. Пески обоих участков карьера внешне ничем не различаются. Состав и содержание тяжелой фракции шлихов не меняется, за исключением граната, представленного кубоидами со скульптурированной поверхностью. Признаков окатанности нет. Нередко гранаты покрыты коркой гематита. Цвета розовый, оранжевый, красно-коричневый и лиловый. Еще один труднообъяснимый факт: в восточной части карьера в одной из проб кроме граната обнаружены многочисленные кристаллики хромшпинелидов *без признаков механического износа поверхности*. При этом хромшпинелиды сильнотрещиноватые, покрыты корочкой белого опала, также цементирующего и трещинки в них (рис. 5.59). После отбора монофракции некоторые кристаллики хромшпинелидов раскололись и, судя по свежим сколам, не только по старым трещинам.

Зеленые глины встречены и в 6 км к югу от г. Долгой, около д. Ключики (см. подраздел 5.6.2.2). Пески с этого участка отчасти аналогичны пескам г. Долгой (округлые зерна с глянцевой поверхностью). Но больше распространены гранулы кварца, его угловатые обломки и зерна уплощенной линзовидной формы, образовавшиеся в результате разрушения кварцевых бластомилонитов.

Минералогия песков описанных мест типична для рыхлых отложений Уфимского плато, но имеет специфику (как и на любом отдельно взятом участке площади). Определению возраст рыхлых отложений достаточно проблематично. П.Л. Безруков [1938] при рекогносцировочном маршрутном обследовании Уфимского плато в одном из логов у д. Верхнее Никитино (6 км западнее г. Красноуфимска) встретился небольшой выход «темно-зеленых глауконитовых песков, содержащих в нижней части крупные плоские гальки кварцита и кремня идеально округлой формы». Подстилались они темно-серой песчанистой глиной, залегающей на белых и желтоватых мелкозернистых песках видимой мощностью около 3 м. В 250 м выше по логу расположены песчаные карьеры. Кварцевые пески здесь повсеместно перекрываются глауконитовыми песками с редкой галькой кварцитов в основании. В 2 м выше подошвы в песках найдены «сростки опоково-глауконитового песчаника», переполненные фауной верхов сантонского яруса верхнего мела. Глауконитовые пески лежат горизонтально, и только в одном месте отмечено их падение на восток под углом 70° , что объясняется карстовыми явлениями в палеозойских известняках. Глауконитовые пески подсти-

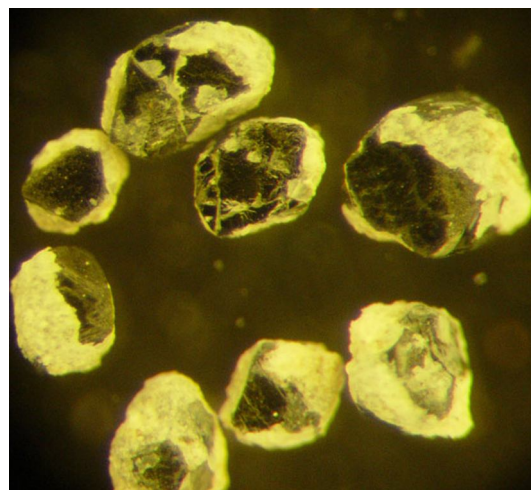


Рис. 5.59. Хромшпинелиды с г. Долгой.
Пояснения см. в тексте

лаются маломощным слоем «буровато-серого глинистого песка с гравием кварца и кремня», залегающего на чистых кварцевых песках видимой мощностью 4 м. По приведенному описанию можно заключить, что на г. Долгой карьером вскрыты те же отложения. Подобные отложения П.Л. Безруков наблюдал и в карьерах на г. Песчаной (5 км к юго-юго-востоку от г. Долгой и 1 км к востоку от участка «Ключики»). Н.В. Дорофеев [1950] приводит химический состав зеленой глины с г. Долгой, заимствованный у Г.Н. Фредерикса [1931], мас. %: SiO_2 – 67,82; TiO_2 – 0,50; Al_2O_3 – 15,71; Fe_2O_3 – 10,13; CaO 0,78; MgO – 1,71; п. п. п. – 7,22; сумма – 97,87; H_2O гигроскопическая – 4,72. Как видно из приведенного анализа, зеленая глина отличается от типичного глауконита низкой железистостью и магниальностью, высоким содержанием кремнезема, а также, судя по сумме, низким содержанием калия. Возможно, что это обусловлено смешанным составом глин.

В.Д. Наливкин [1949] отмечает, что цветные глины и кварцевые пески широко распространены на Уфимском плато и слагают наиболее возвышенные участки рельефа. По его данным, нижняя часть отложений представлена белыми и серыми неслоистыми каолиновыми глинами, «в которых заключены, в виде неправильных включений, часто представляющих собой вертикальные “жилы”, красные, желтые и черные глины. Среди последних иногда встречаются линзы лигнита. В основании глин и частично заполняя каверны в коренных породах, местами встречаются бурые железняки». На каолиновых глинах «лежат желто-бурые глины и кварцевые пески»; среди последних встречаются глауконитовые пески. «Залегающие еще выше бурые пески, галечники и глины с конкрециями железной руды условно относятся к третичным отложениям... Для мезозойско-третичных галечников характерно почти полное отсутствие изверженных пород и светлая окраска подавляющего числа галек» [Наливкин, 1949, с. 135]. «В пределах Юрюзано-Сылвинской депрессии каолиновые глины и кварцевые пески неизвестны». Отмечается резкая изменчивость мощности «мезозойско-третичных отложений», достигающая 60 м. Среди подстилающих палеозойских пород обычно упоминаются лимонитизированные ДБИ. Н.В. Дорофеев [1950] сообщает, что около д. Верхнее Иргина на некоторых месторождениях глина добывалась с глубины 50 м.

Как видно из приведенного обзора, информация об этих месторождениях весьма скудная. Отработка их была прекращена еще в начале XX в. и геологическая документация практически не велась. П.Л. Безруков [1938] приводит результаты исследований В.А. Варсанофьевой по месторождениям каолиновых глин на Уфимском плато, разделившей их здесь на первичные и вторичные. Источником каолина она считает коры выветривания по палеозойским известнякам. При посещении некоторых из этих месторождений П.Л. Безруков не увидел признаков первичных месторождений, а образование их за счет выветривания палеозойских известняков ему представляется маловероятным. Он полагает, что каолин был перенесен сюда *морскими течениями*, вероятно, с Урала. Однако, на наш взгляд, здесь также есть большая проблема: как создать застойные условия мутьевому потоку в морских условиях? В.Д. Наливкин, напротив, считает, что «в течение мезозойского и, по-видимому, третичного периодов происходило интенсивное выветривание палеозойских пород, которые на вершинах водоразделов Уфимского плато выщелочены, окремнены и, возможно, као-

линизированы. В результате этих процессов образовалась белая, желтая и красная мягкая порода с малым удельным весом» [1949, с. 136]. Вероятно, такое предположение вызвано необходимостью найти местный источник каолина, но кроме известняков других палеозойских пород на Уфимском плато неизвестно.

Таким образом, единого мнения по вопросу образования месторождений каолина на площади плато у исследователей нет. Каолиновые глины мы наблюдали на разных участках Уфимского плато: на его склонах и в апикальной части. Непротиворечиво выглядит вынос высокоглиноземистого материала из пород кристаллического фундамента в составе эруптивных брекчий, создающих и локальные минералогические аномалии.

5.6.2.4. Гранаты Уфимского плато

Несмотря на высокое содержание и широкое распространение метаморфических минералов в рыхлых отложениях на Уфимском плато, гранаты здесь являются редким минералом и на пробу объемом 0,01 м³ приходится всего 5–6 мелких зерен. На некоторых участках в апикальной части плато, например в центральных депрессиях РЛС, гранат вообще не обнаружен при весьма высоком содержании метаморфических минералов. На прилегающих площадях Предуральского прогиба гранат составляет около 30% от тяжелой фракции шлихов, резко преобладая над ставролитом и кинитом. В Камско-Бельском прогибе, ограничивающем плато с запада, гранаты составляют около 1% от тяжелой фракции шлихов. Таким образом, Уфимское плато по гранату является отрицательной минералогической аномалией, что само по себе уже интересный факт.

Гранаты на плато обычно представлены зернами неправильной, амебообразной формы с сильно корродированной поверхностью, реже кубоидами и редко кристаллами ромбо-додекаэдрического либо округлого облика. На некоторых участках плато корродированные зерна граната покрыты тонкой красно-коричневой гематитовой коркой, легко удаляемой при механическом воздействии. Поверхность корродированных зерен и кубоидов хорошо скульптурирована, бугорчато-черепитчатая, что принято объяснять длительностью нахождения их в гипергенных условиях [Подвысоцкий и др., 2000; Афанасьев и др., 2001]. Признаков механического износа поверхности не наблюдается, что можно трактовать как отсутствие или незначительность переноса гранатов водными потоками после гипергенеза. Корродированные зерна и кубоиды гранатов обычно прозрачные, без видимых включений и трещин. Цвет гранатов несколько варьирует от участка к участку плато. В целом по окраске можно выделить три основные группы гранатов: 1) розовые, 2) оранжевые (или розовато-оранжевые), 3) оранжевато-коричневые. Реже встречаются красновато-оранжевые, светло-желтые, бесцветные, редко желто-зеленые и ярко-зеленые. Два последних граната относятся к демантоиду, судя по характерным волосовидным включениям типа конского хвоста. Бесцветные гранаты, как показал рентгеноструктурный анализ, относятся обычно к гроссуляру. Наибольшее разнообразие гранатов по цвету и оттенкам характерно для северной и особенно для северо-восточной частей площади.

Исследовались гранаты нескольких участков [Кисин и др., 2005; Кисин, Варламов, 2007]. По химическому составу все гранаты отвечают *метаморфическим* (табл.

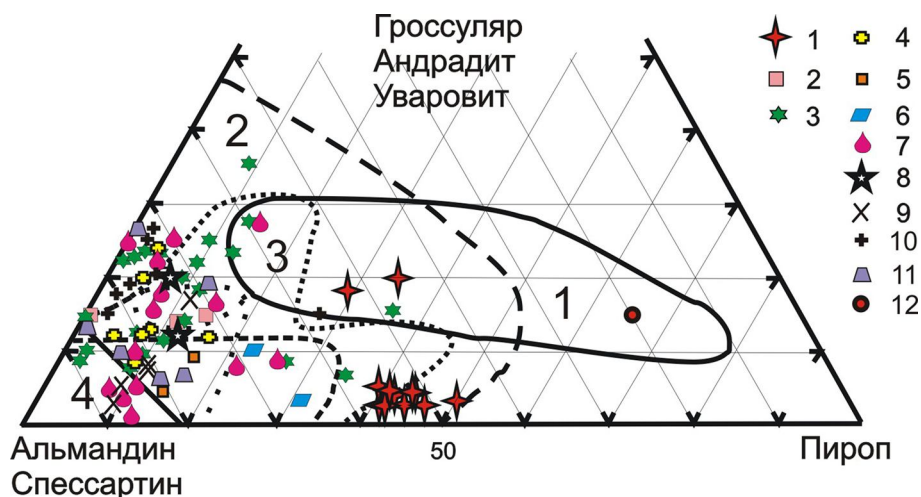


Рис. 5.60. Составы гранатов на треугольной диаграмме альмандин–гроссулярь–пирроп. Участки: 1 – г. Долгая; 2 – р. Сарана; 3 – Ключики; 4 - Верхнее Никитино; 5 - Ненастье; 6 - Маш; 7 – Бартога; 8 – П-Н; 9 – ЛСТ; 10 – БГ; 11 – Нижнее Никитино; 12 – ЛСТ (пирроп). Поля [Соболев, 1964]: 1 – эклогитов, 2 – гранулитов, 3 – амфиболитов, 4 – роговиков

3, 4). Исключение составляет пирроп с апикальной части плато, который отнесен к парагенезису *алмазонасных лерцолитов*. Отсутствие признаков механического износа поверхности и присутствие минералов ультраосновного парагенезиса свидетельствуют в пользу местных источников.

Примечательны гранаты с г. Долгой (см. ранее). Цвета их бледно-лиловый до оранжевато-лилового. На треугольной диаграмме (рис. 5.60) по составу они образуют два компактных поля: одно в области глиноземистых гранулитов (большинство анализов), второе в области эклогитов, перекрывающей поле гранулитов. Все гранаты с этого участка относятся к пирроп-альмандинам. Для них характерны включения силлиманита и рутила, образующего иногда сагенитовые решетки. Встречены включения Се-монацита и сложной фазы Al-, Zn-, Zr-, Ti-состава.

Гранаты с участка «Ключики» (см. ранее) по химическому составу также необычны для плато и характеризуются высоким содержанием марганца. На рис. 5.60 они образуют два тренда: один в сторону повышения содержания кальция, другой – повышения пирропового минала. Занимают они поле метаморфизма амфиболитовой фазии с выходом в область гранулитов и эклогитов. Если на рис. 5.60 индивидуальность этих гранатов выражена слабо, то на треугольной диаграмме, показанной на рис. 5.61, видно, что большинство гранатов с этого участка содержат спессартинового минала более 40% (аномально высокий показатель для плато) и находятся в поле гранатов из глаукофановых сланцев. Участок «Ключики» располагается в зоне Красноуфимского надвига, и теоретически глаукофановые сланцы здесь возможны. Среди гранатов встречены и зональные кристаллы (тренды их составов показаны на рис. 5.61 стрелками), направление стрелок указывает на возрастание либо железистости, либо кальциевости.

С юго-запада к участку «Ключики» примыкает участок «Верхнее Никитино». Между ними есть некоторые общие черты. Это наличие на фоне ставролит-дистеновой ассоциации светло-зеленого амфибола со следами растворения, диаспора, дипи-

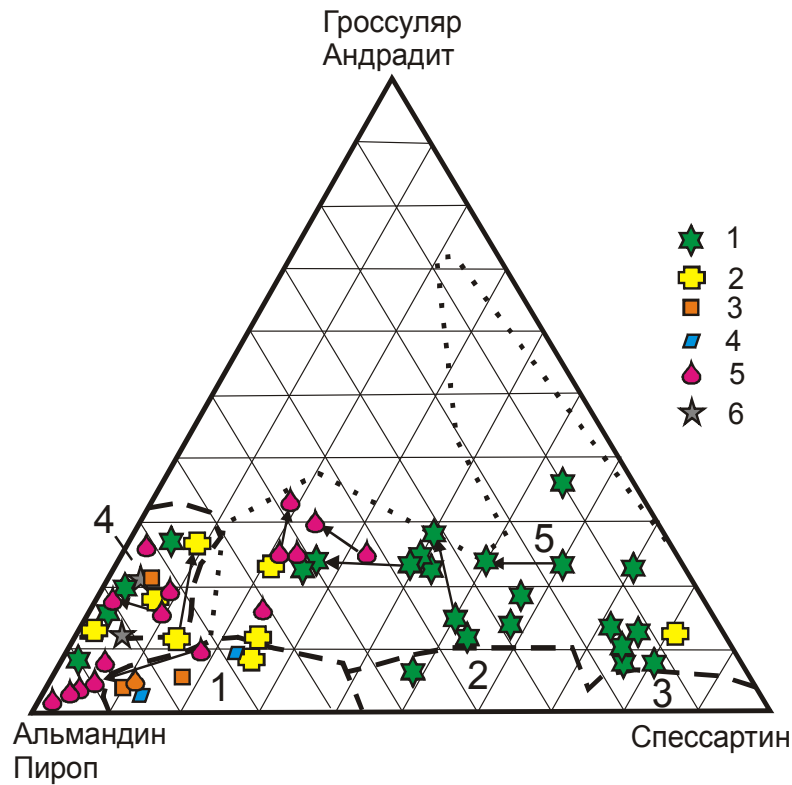


Рис. 5.61. Составы гранатов на треугольной диаграмме альмандин–гроссуляр–спессартин.

Условные обозначения на рис. 5.59

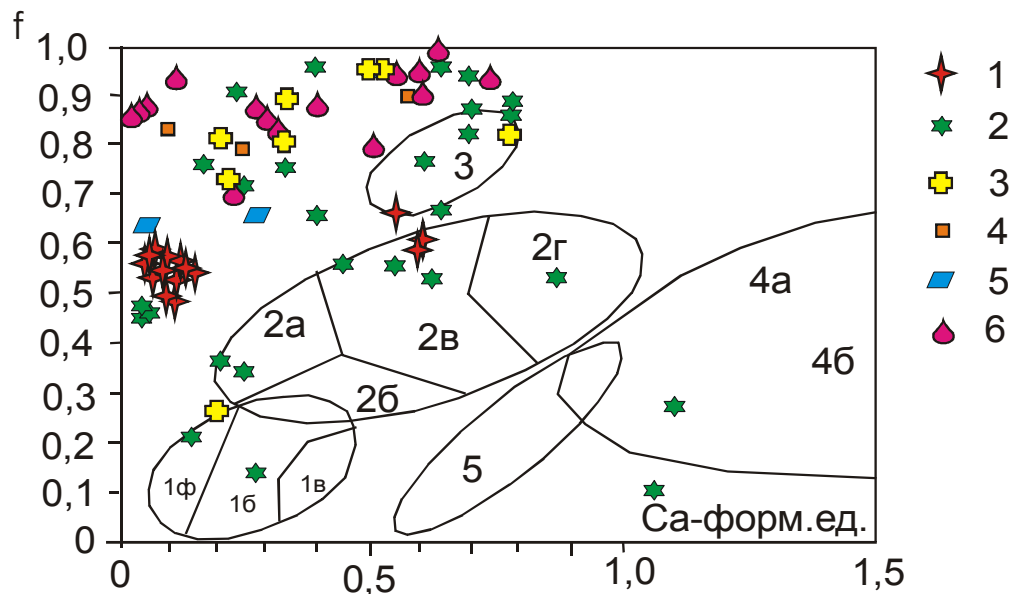


Рис. 5.62. Составы гранатов на диаграмме железистости (f) – Са-формульная ед. [Чайковский, 2001].

Условные обозначения: 1 – Долгая, 2 – Ключики, 3 – Верхнее Никитино, 4 – Ненастье, 5 – Маш, 6 – Бартога.

Поля гранатов эклогитов разных серий: 1 – магнезиальной (1а – алькремиты, 1б – ильменит-рутиловые, в том числе алмазоносные, 1в – высокохромистые, в том числе алмазоносные); 2 – железисто-магнезиальной (2а – марганцовистые, 2б – кислые, в том числе алмазоносные, 2в – ильменит-рутиловые, в том числе алмазоносные, 2г – высокотитанистые алмазоносные); 3 – высокожелезистые рутиловые; 4 – глиноземистой (4а – глиноземистые, в том числе алмазоносные, 4б – высокохромистые дистеновые и гроспидиты); 5 – включения в алмазах трубки Монастери

Таблица 3

Результаты микрозондового анализа гранатов с Уфимского плато, мас. %

№ п.п. Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	36,83	36,93	37,60	37,81	38,57	36,00	35,76	34,17	35,32	38,30	37,62	35,80	43,30
TiO ₂	0,02	0,01	0,03	0,02	–	0,04	–	–	0,02	–	0,04	–	0,26
Al ₂ O ₃	20,32	19,53	19,80	19,30	17,90	15,97	16,45	16,53	15,73	15,40	17,75	17,01	19,97
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	–	–	0,06	0,05	0,09	0,03	0,001	5,47
Fe ₂ O ₃	0,89	1,67	1,72	2,60	4,69	5,57	4,75	3,89	4,19	7,29	4,13	4,10	0,37
FeO	37,60	36,10	36,78	36,97	27,32	23,76	23,96	26,72	21,26	25,70	27,80	24,90	8,94
MnO	1,15	1,20	1,74	1,68	3,17	12,48	12,25	0,86	3,96	0,90	3,17	12,30	0,27
MgO	2,45	2,24	2,6	2,70	3,03	0,89	0,83	6,50	0,74	6,10	0,60	0,73	18,14
CaO	1,15	1,48	0,31	0,33	5,11	1,89	1,83	1,31	6,16	1,40	7,30	1,94	5,74
Na ₂ O	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,11	0,09	0,04	0,01	0,07	0,06	0,09	–
Сумма	100,49	99,23	100,63	101,52	99,86	96,71	95,92	90,08	87,44	95,25	98,50	96,87	102,46
Коэффициент в кристаллохимическую формулу													
Si	2,996	3,039	3,049	3,055	3,131	3,124	3,114	3,044	3,249	3,230	3,125	3,085	3,058
Ti	0,001	0,001	0,002	0,001	–	0,002	–	–	0,001	–	0,002	–	0,014
Al	1,947	1,894	1,892	1,837	1,712	1,634	1,688	1,735	1,705	1,531	1,737	1,727	1,662
Cr ³⁺	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	–	–	0,004	0,003	0,006	0,002	0,001	0,304
Fe ³⁺	0,055	0,104	0,105	0,158	0,287	0,364	0,312	0,261	0,291	0,463	0,259	0,272	0,019
Fe ²⁺	2,556	2,248	2,494	2,498	1,845	1,725	1,745	1,990	1,635	1,814	1,928	1,795	0,528
Mn	0,079	0,083	0,119	0,115	0,218	0,917	0,903	0,065	0,308	0,064	0,223	0,897	0,016
Mg	0,297	0,275	0,314	0,325	0,366	0,115	0,108	0,862	0,101	0,766	0,074	0,094	1,908
Ca	0,100	0,130	0,026	0,028	0,444	0,176	0,170	0,125	0,607	0,127	0,649	0,170	0,434

Окончание таблицы 3

Миналы, %													
Тi-андр	0,1	0,1	0,2	0,1	–	0,2	–	–	0,1	–	0,3	–	1,4
Андрадит	2,7	–	–	–	14,9	–	15,9	–	16,4	–	13,4	–	1,0
Андр+ Скиаг.	–	5,2	5,3	8,0	–	18,6	–	12,9	–	25,0	–	13,8	–
Уваровит	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	–	–	0,2	0,2	0,3	0,5	–	12,6
Гроссуляр	0,4	–	–	–	0,4	–	–	–	6,1	–	8,7	–	–
Пироп	9,8	9,2	10,6	10,9	12,7	3,9	3,7	28,3	3,8	2,3	2,5	3,1	62,9
Альмандин	84,3	82,6	79,8	77,0	64,3	46,0	49,5	56,5	61,8	44,8	67,2	52,8	18,3
Спессартин	2,6	2,8	4,0	3,9	7,6	31,3	30,9	2,1	11,6	27,6	7,4	30,3	0,6
Кноррингит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3,2

Примечание. Анализы 1–12 выполнены в ИМин УрО РАН, г. Миасс, на микроанализаторе JXA-733. Аналитик С. Репина. Анализ №13 выполнен в ИГ Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link IsIs-300. Аналитик В.Н. Филиппов. 1, 2 – лилово-розовый гранат (участок ЛСТ); 3, 4 – оранжевый гранат (участок ЛСТ); 5 – оранжево-розовый (участок ЛСТ); 6, 7, 12 – оранжево-лиловый (участок БГ); 8, 10 – розовый (участок БГ); 9, 11 – оранжевато-коричневый (участок ЛСТ); 13 – темный вишнево-красный (участок ЛСТ)

Таблица 4

Химический состав и миналы гранатов из песков г. Долгой, мас. %

Зерно	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
1	38,05	0,10	21,76	0,11	24,64	0,74	7,46	6,48	0,11	0,00	99,46
2	39,50	0,00	21,80	0,11	26,47	0,31	11,27	1,50	0,00	0,00	100,96
3	38,90	0,17	22,46	0,04	25,47	0,11	11,39	1,21	0,11	0,06	99,92
4	38,11	0,00	21,98	0,00	26,42	0,23	10,07	1,03	0,28	0,03	98,15
5	38,60	0,24	22,07	0,00	25,62	0,10	11,67	1,04	0,21	0,04	99,59
6	39,25	0,02	22,58	0,00	25,60	0,36	11,24	1,09	0,00	0,07	100,21
7	39,12	0,02	21,93	0,11	27,00	0,56	10,23	1,99	0,08	0,00	101,04
8	38,54	0,03	22,31	0,17	25,35	0,64	11,59	1,01	0,17	0,00	99,81
9	38,34	0,03	22,28	0,15	26,65	0,31	10,48	1,23	0,06	0,00	99,53
10	38,97	0,00	22,24	0,12	27,00	0,28	11,08	1,54	0,00	0,00	101,23
10a	39,03	0,02	21,99	0,06	25,70	0,32	11,32	1,55	0,17	0,01	100,16
11	38,71	0,09	22,67	0,00	26,13	0,36	10,95	1,55	0,15	0,02	100,63
12	39,44	0,08	22,31	0,08	24,01	0,59	13,34	1,36	0,00	0,00	101,21
13	38,44	0,11	21,57	0,31	23,24	0,60	8,65	7,17	0,07	0,00	100,16
13a	38,85	0,07	21,74	0,10	23,59	0,47	8,10	7,34	0,00	0,07	100,33
14	39,36	0,03	21,75	0,01	24,47	0,41	12,85	1,05	0,00	0,00	99,93
Формульные единицы											
	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum2	xMg	xCa	Fe ₂ O ₃
1	0,033	1,571	0,049	0,866	0,540	0,017	0,000	8,025	0,348	0,178	0,56
2	0,057	1,619	0,020	1,272	0,122	0,000	0,000	8,033	0,437	0,040	1,00
3	0,011	1,610	0,007	1,293	0,099	0,016	0,006	8,009	0,444	0,033	0,19
4	0,004	1,720	0,015	1,171	0,086	0,042	0,003	7,993	0,403	0,029	0,08
5	0,042	1,597	0,006	1,331	0,085	0,031	0,004	8,020	0,454	0,028	0,74
6	0,001	1,624	0,023	1,272	0,089	0,000	0,007	8,007	0,436	0,029	0,01
7	0,048	1,670	0,036	1,161	0,162	0,012	0,000	8,029	0,405	0,054	0,84
8	0,034	1,586	0,041	1,320	0,083	0,025	0,000	8,031	0,448	0,027	0,59
9	0,015	1,701	0,020	1,203	0,101	0,009	0,000	8,026	0,411	0,034	0,26
10	0,054	1,656	0,018	1,251	0,125	0,000	0,000	8,051	0,428	0,041	0,95
10a	0,047	1,590	0,020	1,286	0,126	0,025	0,001	8,023	0,444	0,042	0,83
11	0,024	1,637	0,023	1,240	0,126	0,022	0,002	8,027	0,428	0,042	0,41
12	0,095	1,416	0,038	1,497	0,110	0,000	0,000	8,061	0,507	0,036	1,69
13	0,067	1,427	0,039	0,991	0,590	0,010	0,000	8,048	0,403	0,194	1,15
13a	0,045	1,468	0,031	0,926	0,603	0,000	0,007	8,027	0,382	0,199	0,79
14	0,071	1,480	0,026	1,452	0,085	0,000	0,000	8,043	0,491	0,028	1,25

римидального циркона, крупного рутила. Но участок «Верхнее Никитино» характеризуется резко повышенным содержанием гранатов, отличающихся по составу от гранатов участка «Ключики» более железистым составом, близким к составу их каймы (см. рис. 5.60).

Перемещаясь от участка к участку плато, мы видим, что состав гранатов также меняется (см. рис. 5.60, 5.61), но все они остаются в поле метаморфических гранатов. На диаграмме, показанной на рис. 5.62, часть гранатов с некоторых участков попала в область эклогитовых пород с возможной алмазноносностью. В этом плане наиболее интересными оказались участки «г. Долгая» и «Ключики», расположенные в непосредственной близости один от другого. В одних и тех же по возрасту и составу отложениях на фоне ставролит-дистеновой ассоциации находятся столь разные по со-

Миналы					
	Alm	Spes	Pyr	Gros	Andr
1	0,51	0,02	0,28	0,18	0,01
2	0,52	0,01	0,41	0,04	0,02
3	0,53	0,00	0,43	0,03	0,00
4	0,57	0,01	0,39	0,03	0,00
5	0,52	0,00	0,43	0,03	0,01
6	0,54	0,01	0,42	0,03	0,00
7	0,54	0,01	0,38	0,05	0,02
8	0,52	0,01	0,43	0,03	0,01
9	0,56	0,01	0,40	0,03	0,00
10	0,53	0,01	0,40	0,04	0,02
10a	0,52	0,01	0,42	0,04	0,02
11	0,54	0,01	0,41	0,04	0,01
12	0,45	0,01	0,47	0,03	0,03
13	0,46	0,01	0,32	0,19	0,02
13a	0,48	0,01	0,30	0,20	0,01
14	0,48	0,01	0,47	0,03	0,02

Примечание. Аналитик Д.П. Варламов.

ставу гранаты, возможно, связанные с гранулитами и эклогитами. Это трудно объяснить привнесом их со стороны, но легко – выносом из пород кристаллического фундамента, имеющего разный петрографический состав пород и условия их метаморфизма, особенно в зоне надвига.

Таким образом, в отношении гранатов с Уфимского плато можно сделать следующие выводы.

1. Гранаты с разных участков плато характеризуются отчетливой или достаточно отчетливой индивидуальностью, что коррелирует с индивидуальностью и других минералов. Это хорошо укладывается в рамки представлений об их местных источниках.

2. Пиропы алмазной ассоциации на плато имеются, но встречаются крайне редко. Возможно, что редкость нахождения пиропов и других гранатов объясняется особенностями геологического разреза и условиями гипергенеза, приведшими к почти полному их растворению.

3. Метаморфические гранаты по составу отвечают гранатам амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма. Возможно, что гранаты участка «Ключики» связаны с глаукофановыми сланцами. По химическому составу часть гранатов попадает в поле эклогитов, в том числе алмазоносных. Нахождение их в зоне Красноуфимского надвига хорошо коррелирует с таким предположением. Минералы эклогитовых парагенезисов наиболее часто отмечаются и в уральских алмазах.

5.6.2.5. К проблеме происхождения самородных металлов, карбидов, силицидов и некоторых корундов на Уфимском плато

Ранее упоминалось, что на локальных участках Уфимского плато встречается комплекс несколько необычных минералов, которые принято связывать с техноген-

ным загрязнением. К ним относятся металлы и их сплавы, разные карбиды, силициды, стекла, шлаковые частицы и т. п. Уфимское плато представляется достаточно перспективным на обнаружение коренных источников алмазов, и по этой причине представляет интерес происхождение перечисленных образований, поскольку все они описаны и на месторождениях алмазов [Маршинцев, 1991; и др.]. Типичные минералы-спутники алмаза здесь имеются, но встречаются редко. К числу «нетрадиционных» минералов-спутников, возможно, относится и обширная группа самородных металлов, интраметаллидов и металлоорганических соединений, как предлагаются В.К. Соболевым и с соавторами [Новые индикаторные признаки..., 2003]. Имеется еще ряд экзотических минералов, которые могут иметь отношение к алмазам. Это карбиды, силициды и, возможно, корунд необычного генезиса. Некоторые из данных образований исследованы на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 в ИГ КНЦ УрО РАН в г. Сыктывкаре [Кисин и др., 2007].

В рыхлых отложениях на плато все эти образования всегда ассоциируют с минералами ультраосновного парагенезиса (оливином, серпентинами, пироксенами, хромшпинелидами и т. п.), стеклами, шлаковыми частицами, магнитными шариками, сидеритом и битумами. Все они имеют шлиховую размерность (около 1 мм в поперечнике, редко до 3 мм) и разную степень окатанности. В серпентинах отмечены включения пирофанита [Кисин, 2006б], очень редкого минерала, неизвестного в серпентинитах Урала. Серпентиниты переносятся водным потоком от коренных источников на расстояние не более 1,5 км [Новые индикаторные признаки..., 2003]. Наличие на некоторых зернах минералов ультраосновного парагенезиса корочек тонко диспергированного серпентина может быть объяснено только близостью коренных источников, расположенных, вероятно, на расстоянии не более первых сотен метров. Это позволяет предполагать местные источники и для других минералов, перечисленных ранее.

Самородные металлы и интраметаллиды. Микрозондовыми исследованиями изучена лишь небольшая группа самородных металлов и их сплавов с двух участков плато, расположенных на расстоянии около 30 км друг от друга. Среди них наибольшим распространением пользуется железо, за которым в порядке убывания следуют свинец, медь, олово и др. Железо обычно представлено мелкими шариками белого или слегка желтоватого цвета без признаков коррозии и окисления. В большинстве случаев железо химически почти чистое. В качестве примеси отмечается марганец. Иногда встречается хромистое железо (табл. 5). Свинец обнаружен в виде неправильных пластинчатых образований до 2 см в поперечнике, сильно деформированных зерен (типа стружки), комковатых обособлений и шариков диаметром, редко превышающим 1 мм. Поверхность свинца всегда покрыта оксидной коркой. Пленки свинца отмечены на кусочках известняка, поверхности серпентина, силлиманита, ставролита, дифферросилицида и других минералов. Свинец в повышенных количествах фиксируется в глинистых образованиях, выполняющих каверны на некоторых минералах. Кроме аллювиально-делювиальных отложений свинец встречен в маломощной линзе ($1,5 \times 0,12$ м) коричневых монтмориллонитовых глин, согласно залегающих в известняках. Здесь также отмечены знаки золота, которое на Уфимском плато встречается крайне редко. Для свинца характерна примесь сурьмы, олова, иногда меди (см. табл. 5). Медь наблюдается в виде мелких шариков, менее 1 мм диаметром, и обычно покрыта

Таблица 5

Химический состав самородных металлов и сплавов с Уфимского плато, мас. %

№ пр.	Pb	Sn	Sb	Cu	Zn	Fe	Сумма	Характеристика
5/50	73,16	–	25,30	–	–	–	98,50	Pb-Sb
5/51	62,97	7,25	7,47	–	–	–	77,68	Pb-Sn-Sb
5/52	3,53	37,04	24,42	24,67	–	–	93,61	Pb-Sn-Sb-Cu
5/54	66,72	–	15,80	2,13	–	–	86,39	Pb-Sb
2/1	–	–	–	82,22	0,17	0,74	83,13	Cu
2/1a	64,63	–	–	10,73	2,71	0,92	78,99	Pb-Cu
6a	7,48	91,01	0,42	1,05	0,22	–	100,18	Sn-Pb
2/5	61,48	13,87	15,42	6,84	0,42	0,56	98,59	Pb-Sn-Sb-Cu
2/5a	–	–	–	79,75	–	0,24	79,99	Cu
2/4a	57,33	19,21	–	11,68	0,97	0,39	90,05	Pb-Sb пленка
2/4б	84,75	1,09	–	6,06	–	–	92,68	Pb пленка
2/4	0,09	1,47	–	90,73	4,38	0,43	97,81	Cu зерно
2/3a	1,60	6,96	0,42	66,29	5,41	0,92	82,89	Cu зерно
3/3г	76,49	–	0,35	0,89	–	–	77,73	Pb пленка
6в	80,50	14,89	–	0,46	0,08	0,17	96,10	Pb-Sn
6б	27,81	66,12	1,00	0,62	0,16	0,38	96,09	Pb-Sn

№ пр.	Fe	Mn	Cu	Pb	Sb	Сумма	Характеристика
1/1	0,05	–	0,25	65,21	34,49	100,0	Pb-Sb
1/1a	0,11	–	0,09	62,70	37,16	100,06	Pb-Sb
1/2	–	–	0,21	99,24	0,47	99,92	Pb
1/3	1,06	0,43	0,29	67,15	2,72	71,64	PbO
1/3a	0,10	–	–	91,26	8,67	100,02	Pb-Sb
1/4	0,20	0,04	0,78	90,81	–	91,83	Pb
1/5	–	–	0,14	97,28	0,26	97,66	Pb
4/1	1,50	0,27	85,73	–	0,40	92,19	Cu

№ пр.	Al	Si	Ti	Cr	Mn	Fe	Cu	Сумма
5/53	7,44	5,34	35,57	0,62	0,70	46,30	0,95	98,91
5/53a	10,86	5,35	35,23	0,70	0,89	45,57	1,31	99,90
5/53б	10,99	5,93	35,09	0,74	0,70	45,33	1,19	99,98
5/17	–	–	–	92,85	–	0,15	0,02	93,06
3/4б	0,12	0,23	–	77,93	0,09	21,13	0,49	99,99
3/4a	0,26	0,23	0,02	77,82	0,12	20,77	0,42	99,64
3/2	–	–	–	14,75	7,05	76,37	–	100,10

Примечание. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 в ИГ КНЦ УрО РАН в г. Сыктывкаре. Аналитик В.Н. Филиппов. Содержание S в 2/4a – 0,32; 2/4б – 0,78; 2/4 – 0,06; 2/3a – 0,39. В 4/1 содержание примеси Sn – 2,06; Zn – 2,23, содержание примеси Ni в 5/52 – 3,94; 2/4a – 1,15; 2/4 – 0,65; 2/3a – 0,90; 3/2 – 1,94 мас. %.

коркой малахита. Иногда в меди имеется примесь олова, цинка, свинца. Олово встречается в виде комковатых образований до 2 мм поперечником.

Судя по ассоциации с крокоитом, гидротермальным путем формировалась, вероятно, только некоторая часть свинца. Но крокоит мог образоваться и позднее. Ос-

новная масса металлов и их сплавов возникла, вероятно, в результате плавления, о чем свидетельствуют сплавы, стекла и шлаковые частицы, нередко содержащие данные металлы.

Муассанит обычно окрашен в голубовато-зеленый цвет разной интенсивности (рис. 5.63). Реже наблюдаются темные индигово-синие, серые или бесцветные разновидности. Прозрачный. Представлен обломками зерен с алмазным блеском, реже хорошо ограненными или округлыми кристаллами, до 1 мм поперечником, без признаков механического износа поверхности. На некоторых участках муассанит наблюдается в виде включений в «плавленом» корунде, о котором речь идет далее. Отмечен он также в нерастворимом остатке ДБИ из аллювия р. Сараны совместно с обломками кремней, кварцем, ставролитом, дистеном, хромшпинелидом, рутилом, цирконом, амфиболами, эпидотом и золотом. Рентгенофазовым анализом муассанит установлен в тонкой тяжелой фракции нерастворимого остатка упомянутых сидеритов (совместно с кварцем, рутилом, цирконом, ильменитом, амфиболом, тальком, пирротином, диферрисилицидом и когенимом). В крупной фракции нерастворимого остатка отмечены кварц, графит, слюда, циркон, металлоорганические соединения желто-зеленого цвета.

«Плавленный» корунд. Под этим условным названием выделена группа минералов, по структуре отвечающая корунду, но резко непостоянного состава. Встречаются они в виде осколков, иногда с плохо развитыми единичными гранями. Цвета коричневатый, коричневатый-розовый, розовый до темно-красного, серовато-синий, бесцветный. Зерна обычно прозрачные, за исключением камней синей окраски, которые всегда мутные. Блеск стеклянный или сильный стеклянный. Твердость соответствует корунду. Рентгенофазовый анализ показывает структуру корунда. В качестве включений обычны муассанит и диферрисилицид. Реже наблюдаются более сложные силициды, например $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{V}) \text{Si}$, $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti}) \text{Si}$. Встречено включение бадделиита. В камнях красной окраски иногда наблюдаются мелкие металловидные шарики, вокруг которых цвет сгущается. Микронзондовый анализ показал, что это чистый хром. Минералогия включений в «плавленом» корунде, вероятно, более широкая, поскольку пока изучались корунды только с одного участка. В них широко распространены брекчиевидные структуры, когда несколько обломков корунда данных образований «сварены» между собой, и растрескивание (рис. 5.64). Вариации химического состава некоторых из этих минералов приведены в табл. 6. Как из нее следует, имеется три главных направления усложнения формулы корунда: по железу, хрому и титану. Некоторые обломки корунда покрыты тонкой красно-коричневой коркой, по составу отвечающей калиевому полевоому шпату. Имеются также железо-титановые или «ильменитовые» пленки. На поверхности сколов иногда встречаются скульптуры регенерации (рис. 5.65). Подобные структуры регенерации поверхности корунда мы наблюдали в экспериментах по осаждению корунда из газовой фазы при температуре около 1300°C . Рост корунда происходил в резко метастабильной системе, о чем свидетельствуют непостоянный состав и сингенетичное растрескивание, обусловившие образование «брекчиевидных агрегатов» (рис. 5.64). Необычность «плавленного» корунда по облику, химическому составу и включениям наводит на мысль об *осаждении его из газовой фазы*. В таком случае прилагательные «плавленный» или «оплавленный» характеризуют его неверно. Правильнее его называть *«конденсированным корундом»*. По-

Химический состав «плавленого» корунда, мас. %

№ пр.	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Сумма
37	98,88	0,88	0,26	–	100,02
37/9	98,68	1,44	–	–	100,12
38/1	96,29	–	3,03	0,60	99,92
38/2	99,23	–	0,52	–	99,75
38/4	96,50	0,54	2,85	–	99,35
38/5	98,53	1,24	–	–	99,77
38/9	64,47	–	34,54	–	99,11
38	60,12	–	32,97	–	93,09
13	82,47	0,81	16,80	–	100,08

Примечание. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 в ИГ КНЦ УрО РАН в г. Сыктывкаре. Аналитик В.Н. Филиппов.

добный корунд синеватой окраски мы встречали в пробе из скважины с глубины 19 м, пробуренной на борту р. Алабашка, на Мурзинско-Адуйском комплексе (см. главу 3).

Подобные образования под названием «оплавленный» корунд отмечены И.И. Чайковским в *алмазонасных* объектах на западном склоне Урала [Чайковский, 2001, 2006; Алмазы..., 2004]. Корунд имеет дымчатую, реже голубую и розовую окраску (Cr₂O₃ 0,65–1,90 мас. %). Включения почти аналогичные для корундов плато, включая бадделит. Происхождение корунда цитируемые авторы связывают с плазменными процессами. «Алмазонасный пирокластический материал испытывает не только действие ударной волны, связанной с расширением газов, но и взрывное окисление, создающее условия, близкие к плазменным» [Чайковский, 2006, с. 201]. Это высказывание довольно близко к нашим представлениям об образовании «плавленого» корунда, с той лишь разницей, что нет надобности в достижении столь высоких температур.

Силициды присутствуют на всех участках, где имеется муассанит и «плавленный» корунд, но изучались они только с одного из них. Судя по результатам анализов (табл. 7), на Уфимском плато наибольшим распространением пользуются силициды железа. По внешнему виду они напоминают пирротин. Представлены силициды остроугольными обломками или округлыми обособлениями (рис. 5.66). При этом иногда на поверхности отчетливо видна «комковатая» структура или мелкоячеистая с микрокаверной в центре. Немагнитный. В качестве включений отмечены более сложные силициды: (Mo, W, Ti) Si₂ (Fe, Ti, V, W) Si₂, Ti Fe Si. В одном случае на поверхности диферрисилицида встречена пленка свинца.

Силициды являются наиболее распространенными включениями в «плавленом» корунде и отмечены в муассаните. Муассанит в свою очередь нередко наблюдается в виде включений в «плавленом» корунде. Отсюда можно заключить, что раньше образовались силициды, затем карбиды, а позднее корунды. Их формирование, вероятно, проходило в потоке восстановленных газов. С газовым потоком связано и появление некоторых самородных металлов и интраметаллидов. Самородные металлы и их сплавы, карбиды и силициды описаны в кимберлитах, а некоторые из них – и в качестве включений в алмазах [Маршинцев, 1991; и др.]. Характерны они и для алмазонасных объектов западного склона Урала [Чайковский, 2001, 2006; Алмазы..., 2004].



Рис. 5.63. Зерна муассанита с Уфимского плато. Фракция –1 мм

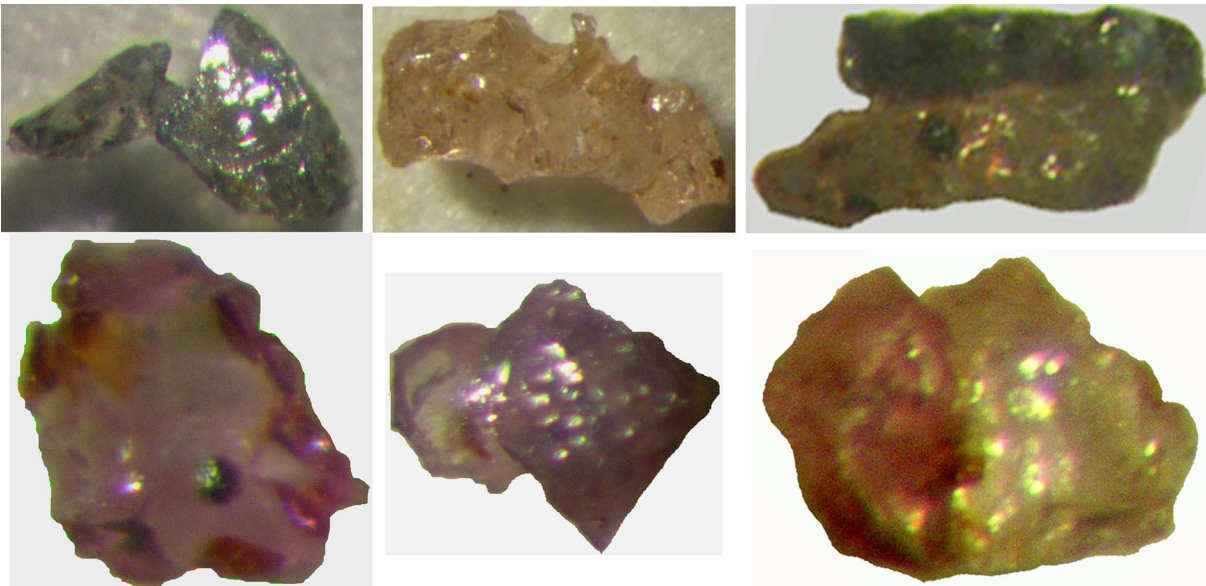


Рис. 5.64. Зерна «плавленого» корунда с Уфимского плато. Фракция –1 мм.

Нижний слева рисунок – включение самородного хрома в рубине; верхний ряд, центр – кристалл; остальные – брекчиевидные

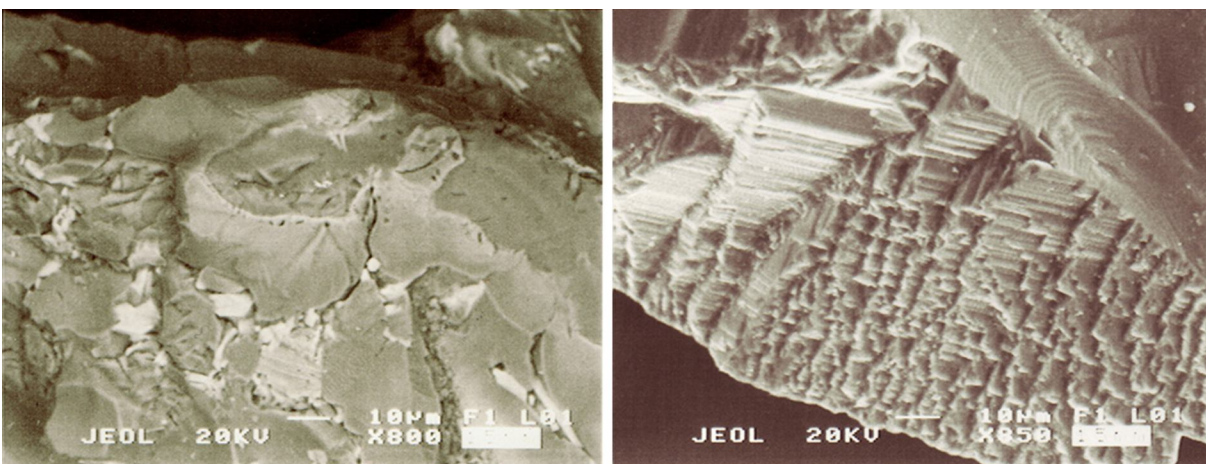


Рис. 5.65. Коррозионное растрескивание (слева) и регенерация поверхности (справа) «плавленого» корунда, наблюдаемые под электронным микроскопом

Химический состав силицидов, мас. %

№ пр.	Al	Si	Ti	Cr	Mn	Fe	Сумма	Формула
5/55	49,26	16,03	–	0,28	0,21	23,84	90,32	Al ₂ FeSi
3/3а	1,28	28,77	0,68	0,62	0,44	68,21	100,00	Fe ₂ Si
3/1	0,14	21,37	–	–	0,03	80,95	102,49	Fe ₃ Si
3/3б	0,27	19,56	3,31	1,29	0,63	74,93	99,99	Fe ₃ Si
3/3б+	1,10	20,13	29,18	0,35	0,10	39,82	91,90	FeTiSi

Примечание. В 3/3б+ содержание Zr – 1,60, V – 1,22 мас. %. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 в ИГ КНЦ УрО РАН в г. Сыктывкаре. Аналитик В.Н. Филиппов.

Аномально высокое содержание хрома, отмеченное в «плавленом» корунде, хорошо согласуется с таким же содержанием хрома в корундах, включенных в алмазы Бразилии, где они достигают 19% [Hutchison et al., 2004].

5.6.2.6. Хромшпинелиды Уфимского плато

На плато в тяжелой фракции шлихов отмечают две основные разновидности хромшпинелидов. Первая представлена мелкими (до 0,5 мм) кристалликами октаэдрического облика с плоскими блестящими гранями и иногда с закругленными ребрами и вершинами. Распространены они по всей площади плато, характерны для второй электромагнитной и немагнитной фракций шлихов и всегда наблюдаются в ассоциации с метаморфическими минералами: ставролитом, дистеном, силлиманитом, корундом и др. По этим признакам хромшпинелиды данного типа отнесены к метаморфическим минералам и исследовались в небольшом объеме.

Вторая разновидность хромшпинелидов распространена также достаточно широко, но заметная концентрация отмечается только на локальных участках, до первых сотен метров в поперечнике. Встречаются эти хромшпинелиды в виде обломков кристаллов октаэдрического облика, иногда ромбо-додекаэдрического, до 1,5 мм поперечником. Многие зерна имеют округлую форму и коррозионную поверхность. Ча-

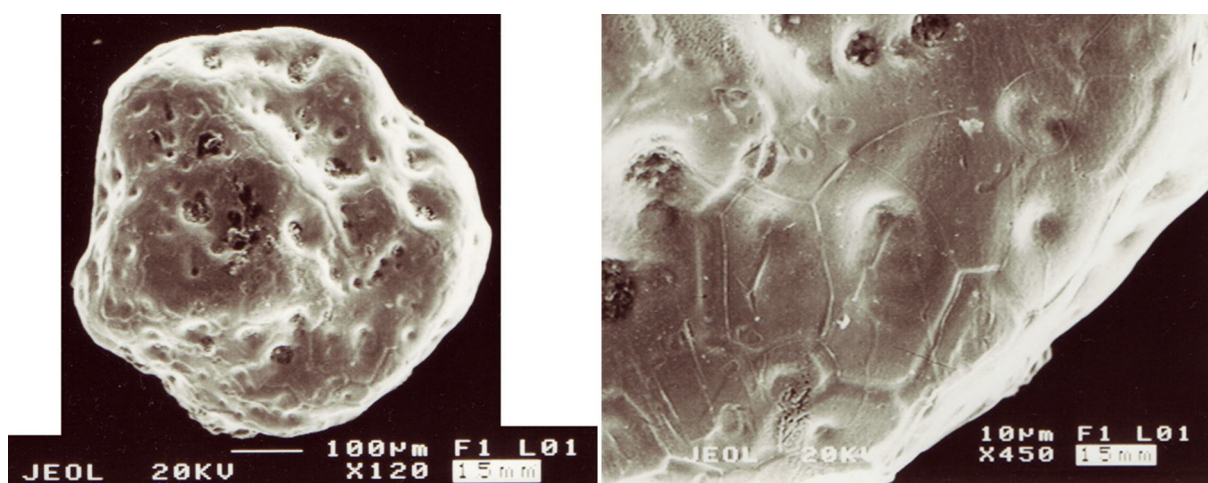


Рис. 5.66. Диферрисилицид с Уфимского плато (общий вид и фрагмент)

сто на зернах наблюдается магнетитовая кайма. Характерно наличие свежих на вид сколов. Центральная часть зерен обычно имеет раковистый излом и красно-коричневые рефлексии. Нередко хромшпинелиды ассоциируют с оливином, минералами группы серпентина, амфиболами, пироксенами и некоторыми другими минералами. С оливином, пироксеном и серпентинами они часто находятся в тесном сростании, что однозначно указывает на их связь с ультраосновными породами. Следовательно, они могут быть минералами-спутниками алмаза.

Для хромшпинелидов с этих участков весьма характерно наличие на поверхности капелек и пленок битумов, в том числе на свежих сколах. Вне этой ассоциации битумы на поверхности зерен данного минерала не наблюдались. Первое появление таких хромшпинелидов на Уфимском плато отмечено в ДБИ. Это дает основание считать, что появились они на плато в раннекунгурское время. В пробах отмечается одновременное присутствие окатанных и острооскольчатых фрагментов минерала. В выборку для анализов попали зерна с разных участков плато, преимущественно из аллювиально-делювиальных отложений, а также из брекчированных известняков. Несколько зерен хромшпинелидов взято с тектонического блока Каратау и из конгломератов в бассейне р. Сим (подножье Каратау). Анализы выполнены на микроанализаторе JAX-5 в ИГГ УрО РАН. Аналитик В.Г. Гмыра. Результаты анализов приведены в табл. 8.

На диаграмме в $Cr/Cr + Al - Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$, %, координатах большинство анализов попало в поле дунитов и гарцбургитов (рис. 5.67). Три анализа показали состав высокохромистых (рудных) хромшпинелидов «кимперсайского типа». Анализы, вынесенные на диаграмму Р. Митчелла, заимствованную из [Природа «туффизитов...», 2001], легли в поле лампроитов, частично перекрываемое полем кимберлитов (рис. 5.68). Только 20% анализов оказались правее этого поля; в них попали хромшпинелиды, обогащенные железом, и каймы. На диаграмме $Cr_2O_3 - MgO$ (рис. 5.69) три анализа легли в поле включений в алмазах, а около 80% попали в поле кимберлитов и лампроитов. Хромшпинелиды с Каратауского блока и р. Сим, большей частью также попали в поле лампроитов, но оказались более железистыми. На диаграмме $Cr_2O_3 - MgO$ три анализа с центральной части плато, в том числе хромшпинели из брекчированных известняков, легли в поле включений в алмазах, а около 80% остальных – в поле кимберлитов и лампроитов (см. рис. 5.69).

Полученные результаты хорошо согласуются с таковыми при обнаружении пирропа из ассоциации алмазоносных лерцолитов. Ксенолиты лерцолитов одинаково характерны как для кимберлитов, так и для лампроитов [Джейкс и др., 1989]. В общем виде они совпадают с полем хромшпинелидов Красновишерского района [Чайковский, 2001], но более отчетливо следуют полю лампроитов. Таким образом, список типичных минералов-спутников алмаза на Уфимском плато расширяется, что подтверждает правомочность сделанного прогноза.

5.6.2.7. Пирофанит

На некоторых участках плато в серпентинах иногда отмечают включения изометричных зерен красно-коричневого полупрозрачного минерала. Микронзондовый анализ показал, что основными химическими элементами в нем являются Mn и Ti (табл. 9), что больше отвечает *пирофаниту* [Кисин, 2006б].

Химический состав хромшпинелидов с Уфимского плато, мас. %

№ п/п	№ анализа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _{об}	MnO	MgO	Сумма
1	k6.1	0,34	12,00	50,75	27,22	0,35	9,80	100,46
2	k6.2	0,38	14,68	48,20	27,77	0,37	8,95	100,35
3	k6.3	0,10	15,91	49,97	24,19	0,36	9,58	100,11
4	k6.4	0,05	5,75	61,55	25,88	0,51	6,96	100,70
5	k6.4k	0,38	3,28	36,28	38,94	1,02	3,16	83,06
6	k6.5	0,68	14,10	39,77	37,83	0,40	7,01	99,79
7	k6.6	0,28	10,69	54,75	24,63	0,37	9,30	100,02
8	k6.7	0,09	26,07	41,50	19,16	0,21	13,00	100,03
9	k6.8	0,29	9,29	53,65	27,49	0,35	9,12	100,19
10	k6.9	0,05	23,24	45,31	18,78	0,25	12,35	99,98
11	k6.10	0,20	9,27	59,8	18,5	0,32	12,17	100,26
12	k6.11	1,35	0,14	0,03	96,61	0,04	0,00	98,17
13	k6.12	0,27	13,05	0,00	18,29	0,70	2,82	35,13
14	k6.13	0,06	0,07	0,03	95,97	0,13	0,00	96,26
15	k6.14	0,03	20,01	47,28	21,42	0,28	11,79	100,81
16	k6.15	0,13	0,07	0,06	96,21	0,04	0,35	96,86
17	k6.16	2,80	1,41	0,09	93,45	0,16	0,00	97,91
18	k6.17	0,30	38,3	28,25	17	0,14	15,89	99,88
19	k6.18	0,34	25,59	40,78	21,67	0,26	12,02	100,66
20	k6.18k	0,13	0,07	0,76	95,02	0,23	0,12	96,33
21	k6.19	0,05	0,05	0,00	96,78	0,23	0,15	97,26
22	k6.20	0,21	9,46	56,24	24,63	0,41	9,27	100,22
23	k4.1	0,23	20,29	41,27	26,56	0,30	10,63	99,28
24	k4.2	0,05	21,73	45,09	21,72	0,28	11,01	99,88
25	k4.3	0,05	21,58	45,51	20,3	0,24	11,74	99,42
26	k4.3k	0,00	0,39	0,00	89,34	0,49	0,94	91,16
27	k4.4	0,00	17,58	48,12	20,92	0,27	11,29	98,18
28	k4.4k	0,08	5,04	35,51	39,66	7,70	5,04	93,03
29	k4.4k2	0,10	4,45	35,54	42,46	8,01	4,30	94,86
30	k4.5	0,16	8,27	55,49	28,78	0,44	6,94	100,08
31	k4.6	0,16	24,43	44,13	16,73	0,20	13,65	99,30
32	k4.7	0,17	13,11	53,39	22,98	0,56	9,00	99,21
33	k4.9	0,06	0,05	0,16	92,27	0,23	1,05	93,82
34	k4.10	0,17	8,74	62,93	12,59	0,19	14,53	99,15
35	k4.11	0,05	21,99	44,34	21,08	0,28	11,79	99,53
36	k4.12	0,17	9,19	61,64	13,98	0,22	14,40	99,60
37	k4.13	0,11	21,24	45,78	19,14	0,25	12,58	99,10
38	k4.13k	0,15	0,75	30,38	53,69	4,89	2,92	92,78
39	k4.14	0,25	25,60	39,00	23,35	0,29	11,30	99,79
40	k4.15	0,06	0,05	0,23	94,06	0,14	0,10	94,64
41	k4.16	0,06	28,36	39,06	18,56	0,21	13,55	99,80
42	k4.17	0,08	21,65	44,03	21,16	0,27	12,03	99,22
43	k4.17k	0,04	0,07	1,33	93,30	0,18	0,49	95,41
44	k4.18	0,08	29,91	37,21	17,87	0,20	13,74	99,01
45	k4.18k	0,06	0,05	0,87	94,69	0,11	0,05	95,83

1	2	3	4	5	6	7	8	9
46	k4.19	0,11	18,79	48,32	20,46	0,28	11,24	99,20
47	k4.19k	0,04	0,05	0,37	94,25	0,11	0,02	94,84
48	k5.1	0,17	26,70	40,90	19,15	0,20	13,25	100,37
49	k5.2	0,10	34,07	34,05	16,92	0,15	14,94	100,23
50	k5.2k	0,15	0,05	0,53	94,71	0,24	0,30	95,98
51	k5.3	0,06	32,32	34,42	17,15	0,17	14,93	99,05
52	k5.3k	0,09	2,61	27,04	58,49	6,28	2,94	97,45
53	k5.4	0,11	12,39	49,81	30,60	0,44	7,09	100,44
54	k5.4k	0,60	0,09	13,29	84,93	1,45	1,29	101,65
55	k5.5	0,20	22,74	42,99	21,66	0,24	12,74	100,57
56	k5.5k	0,12	0,05	0,98	94,88	0,08	0,07	96,18
57	k5.6	0,22	24,40	40,41	23,97	0,24	12,50	101,74
58	k5/6k	0,07	0,05	0,47	95,23	0,11	0,10	96,03
59	k5.7	0,04	0,05	0,00	96,93	0,11	0,22	97,35
60	k5.8	0,06	0,00	0,00	95,54	0,07	0,10	95,77
61	k5.9	0,07	35,14	31,32	16,58	0,17	14,38	97,66
62	k5.9k	0,10	0,07	0,52	94,12	0,13	0,10	95,04
63	k5.10	0,05	19,57	46,09	24,87	0,33	9,62	100,53
64	k5.11	0,05	20,71	46,64	20,94	0,27	11,67	100,28
65	k5.11k	0,06	0,05	0,54	94,78	0,18	0,17	95,78
66	k5.12	0,12	0,05	0,00	94,14	0,09	0,00	94,40
67	k5.13	0,03	21,60	45,62	19,77	0,25	11,91	99,18
68	k5.13k	0,05	0,72	26,17	36,16	8,12	10,10	81,32
69	k5.14	0,06	0,05	0,00	95,02	0,18	0,12	95,43
70	k5.15	0,05	22,56	45,47	19,60	0,24	12,10	100,02
71	k5.15k	0,06	0,05	2,73	90,05	0,28	0,17	93,34
72	k5.15k2	0,07	0,86	22,78	70,05	3,19	1,33	98,28
73	k5.16	0,22	24,11	41,38	21,72	0,26	11,45	99,14
74	k5.16k	0,12	2,24	15,63	80,09	0,96	1,78	100,82

Примечание. Анализы выполнены в ИГТ УрО РАН на микроанализаторе JXA-5. Аналитик В.Г. Гмыря.

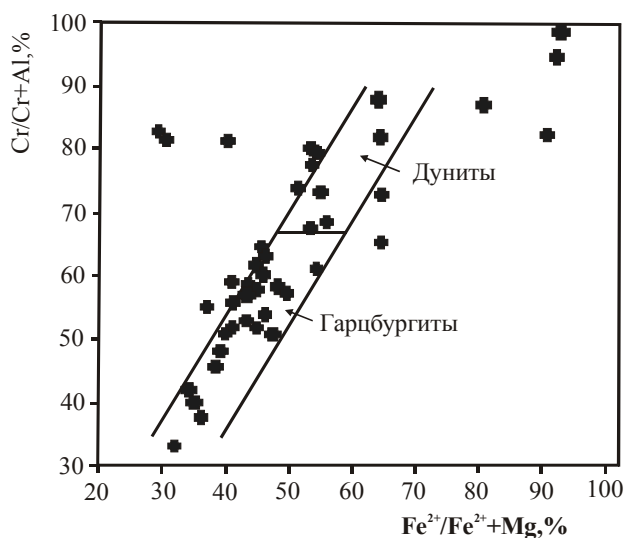


Рис. 5.67. Составы хромшпинелидов на диаграмме Cr/Cr + Al – Fe²⁺/Fe²⁺ + Mg, %

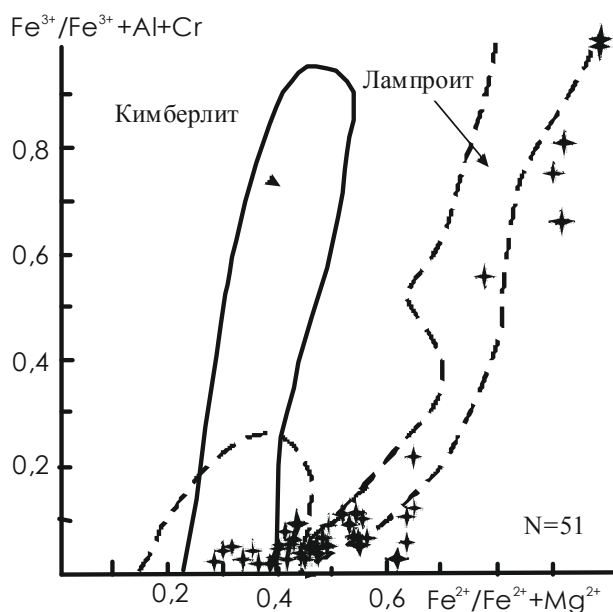


Рис. 5.68. Хромшпинелиды ультраосновного парагнейса на диаграмме Р. Митчелла [Mitchell, 1986]

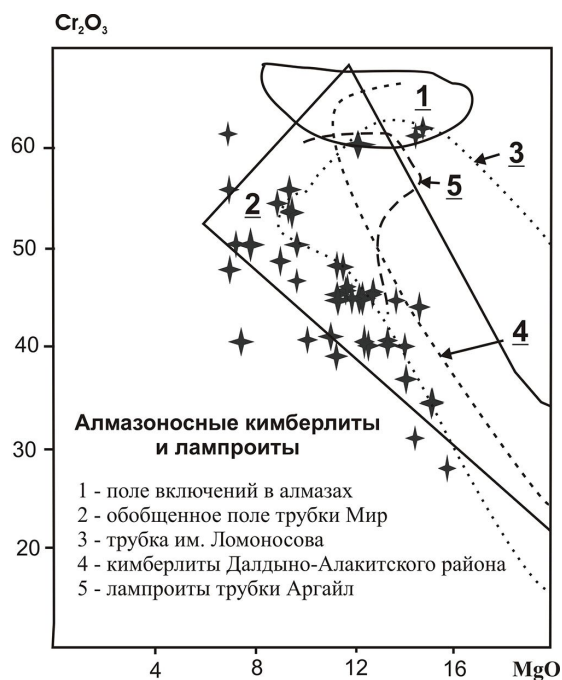


Рис. 5.69. Составы хромшпинелидов с Уфимского плато на диаграмме Cr_2O_3 – MgO [Природа «туффицитов...», 2001]

Как отмечается в [Минералы..., 1967], пирофанит является довольно редким минералом (экстремально редким, по Mineral Data), характерным для некоторых метаморфических месторождений марганца и пегматитов щелочных массивов, гранитов, амфиболитов и серпентинитов. Недавно пирофанит был описан в мезостазице алмазоносных кимберлитов трубки Ермаковская-7, на Терском берегу Белого моря [Мальков, Филиппов, 2005]. Микрозондовыми анализами в пирофанитах установлены реликты редкоземельного ильменита и марганцево-редкоземельного титаната. По мнению данных исследователей, пирофанит в кимберлитах может быть *псевдоморфозами* по ильмениту и перовскиту. Именно этим может быть объяснено отсутствие в трубке Ермаковская-7 перовскита. Совместно с пирофанитом в кимберлитах найдены ильменит, манганильменит, ферришпинелид, бариофлогопит, Sr-апатит и другие минералы.

В нашем распоряжении имеется лишь один анализ пирофанита с Уфимского плато, хотя здесь он не является большой редкостью. Микрозондовым анализом его в составе обнаружены олово и свинец. Эти металлы отмечены в виде включений или пленок в данном зерне. Наличие свинца приближает его к *сенаиту* $[(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Pb})\text{TiO}_3]$, описанному в алмазоносных песках Бразилии [Минералы..., 1967], но содержание свинца в нем в 3 раза выше. О нахождении олова в пирофанитах, по литературным данным, пока неизвестно. Является ли описываемый минерал пирофанитом, его разновидностью или новым минералом – покажут дальнейшие исследования. В любом случае эта находка показывает *индивидуальность* ультраосновных пород Уфимского плато. В серпентинитах Урала, судя по данным А.Б. Макеева [1992] и со слов И.С. Чашухина, пирофанит (или минерал подобного состава) неизвестен.

Образование пирофанита произошло до диспергирования пород, поскольку обломки минерала наблюдаются и в описанных корочках на поверхности зерен серпен-

**Результаты микронзондовых анализов пиррофанитов Уфимского плато (1)
и кимберлитовой трубки Ермаковская-7 (2, 3), мас. %**

Компонент	1	2	3
MgO	3,60	0,14	–
CaO	–	0,18	–
MnO	29,85	38,18	41,11
Fe ₂ O ₃	7,39	2,06	4,32
Al ₂ O ₃	1,18	–	–
Cr ₂ O ₃	н/о	0,49	–
V ₂ O ₅	–	0,32	0,44
SiO ₂	3,95	–	0,95
TiO ₂	38,11	53,24	50,52
Nb ₂ O ₅	н/о	0,89	0,76
ZrO ₂	н/о	0,78	–
SnO ₂	3,01	–	–
PbO	3,96	–	–
Сумма	90,93	96,21	98,19

Примечание. В анализе № 1 SO₃ – 0,68. 1 – пиррофанит (участок Бартога); 2, 3 – пиррофанит из кимберлитов трубки Ермаковская-7 [Мальков, Филиппов, 2005]. Анализы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар. Аналитик В.Н. Филиппов.

тина. Может ли пиррофанит служить признаком кимберлитов типа трубки Ермаковская-7, на данный момент судить сложно. Но сильное диспергирование материала и геологическая ситуация в целом больше всего отвечают наличию здесь кимберлитов или кимберлитоподобных пород.

5.6.3. Геохимические исследования глин и дырчатых брекчиевых известняков

Глинистые образования широко распространены на площади Уфимского плато. Они выполняют верхние части радиально-лучистых структур, служат цементом в брекчированных известняках, отмечаются на месторождениях песка, выполняют карстовые воронки, входят в состав ДБИ (до 30 мас. %). Глинистые минералы являются хорошими адсорбентами и хорошо подходят для геохимических исследований. Минеральный состав глин определяли рентгеноструктурным анализом на ДРОН-3 и термическим анализом на дериватографе Diamond TG-DTA в ИГГ УрО РАН. Геохимические исследования выполняли методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН. Результаты исследований приведены в табл. 10 и на рис. 5.70.

По распределению РЗЭ глины Уфимского плато близки к таковым платформенных областей. Из общей картины выпадают аргиллизированные каменистые породы из центральной части глиняного диапира в песках г. Долгой, тренд которых близок к таковому кимберлитов. Происхождение данных пород установить не удалось. Рентгеноструктурным и термическим анализами в их составе определены, %: кварц – 5, железистая гидрослюда – 60, монтмориллонит – 35, полевой шпат. Резко отличается и тренд ярко-зеленой глины из брекчированных известняков, который близок к тренду

Результаты анализов глин с Уфимского плато методом ICP-MS, мас. %

Lab	K-1	K-2	K-3	K-4	K-5	K-6	K-7	K-8
Ag	0,350	0,412	0,256	0,312	0,290	0,250	0,388	0,674
Al	109200	121120	48960	51840	25700	22900	28120	53500
As	16,24	25,64	24,88	35,86	62,44	93,14	10,138	14,54
B	58,12	178,38	132,66	239,40	158,16	139,72	87,84	309,60
Ca	4830	6588	5276	1954	18200	24900	47800	1773
Cd	0,256	1,722	0,110	0,176	0,978	1,174	0,308	0,248
Ge	0,288	0,328	0,078	0,090	0,164	0,222	0,086	0,102
In	0,224	0,726	0,240	0,206	0,066	0,174	0,306	0,154
K	1124,0	1338,6	809,6	2552,0	1056,6	911,6	874,8	2114,0
Mg	13516	16256	54100	23740	11412	5992	6324	7006
Na	61,76	66,18	77,22	174,14	67,22	49,58	106,40	132,32
Ni	195,02	302,82	65,06	176,62	201,82	280,55	129,92	68,10
P	1375,0	825,6	747,8	2472,0	2924,0	4584,0	1224,4	2308,0
Se	1,450	0,240	1,300	1,230	0,118	0,720	0,204	1,134
Li	83,950	224,450	868,310	575,680	333,230	178,920	215,760	110,058
Be	3,030	4,100	0,710	1,399	0,990	1,040	0,739	1,194
Sc	26,333	34,517	10,285	14,429	12,369	12,860	14,076	21,093
Ti	3901,80	3966,80	3049,80	3685,93	1799,82	1844,11	2510,28	4220,43
V	180,860	232,310	69,688	143,180	184,317	242,111	88,908	98,721
Mn	472,780	722,450	80,810	4416,400	1204,440	1511,280	218,234	144,023
Co	15,153	18,376	3,290	21,319	17,624	22,607	9,933	7,639
Zn	224,949	179,999	32,297	191,310	138,363	180,213	66,075	88,984
Cu	56,729	125,658	20,975	61,480	60,981	67,938	50,782	52,323
Ga	32,784	37,814	12,589	17,766	9,796	10,239	9,531	17,512
Rb	124,504	177,886	40,733	104,215	45,571	45,707	59,869	119,034
Sr	76,166	48,651	2155,260	454,670	137,475	156,444	93,531	97,092
Y	38,972	67,438	6,034	10,475	13,468	11,544	9,495	11,290
Zr	140,69	142,65	105,76	125,89	90,31	76,81	66,36	154,60
Nb	13,303	13,936	7,209	10,038	6,269	5,517	6,137	14,546
Mo	1,914	5,271	15,662	10,813	10,267	19,476	4,536	11,748
Cs	8,671	13,841	2,867	6,420	2,509	2,776	4,057	5,741
Ba	427,46	291,76	1003,43	8000,76	302,54	322,58	127,09	354,42
La	35,818	37,096	7,165	11,683	7,370	7,199	9,190	15,205
Ce	40,584	75,561	12,431	21,277	11,635	11,141	14,652	29,713
Pr	9,521	9,084	1,421	2,437	1,667	1,651	2,100	3,326
Nd	37,469	37,142	5,087	8,274	6,132	5,959	8,120	11,652
Sm	7,073	9,243	0,896	1,455	1,216	1,237	1,701	1,916
Eu	1,443	2,388	0,317	1,204	0,310	0,317	0,393	0,377
Gd	6,090	9,296	1,024	1,676	1,255	1,334	1,600	1,593
Tb	0,925	1,635	0,174	0,264	0,228	0,219	0,233	0,241
Dy	5,782	9,457	1,135	1,766	1,510	1,469	1,345	1,530
Ho	1,334	2,059	0,253	0,410	0,350	0,339	0,276	0,387
Er	3,762	6,012	0,764	1,192	1,026	1,012	0,817	1,174
Tm	0,555	0,909	0,135	0,186	0,160	0,156	0,125	0,192
Yb	3,503	5,594	0,931	1,271	1,047	1,035	0,759	1,392
Lu	0,474	0,750	0,164	0,207	0,161	0,155	0,114	0,242

Продолжение таблицы 10

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Hf	3,571	4,496	2,752	3,272	1,714	2,047	2,022	4,066
Ta	0,809	1,111	0,464	0,619	0,314	0,338	0,484	0,810
W	0,680	1,271	0,635	0,828	0,941	0,971	0,791	1,251
Re	0,006	0,012	0,003	0,003	0,005	0,005	0,011	0,011
Tl	0,675	1,256	0,259	1,055	0,468	0,479	0,426	0,584
Pb	16,654	23,029	1,711	8,174	6,664	6,646	5,736	6,106
Bi	0,358	0,833	0,115	0,091	0,090	0,102	0,087	0,070
Th	13,181	16,513	4,011	5,578	3,536	3,535	4,696	9,879
Cr	323,71	297,70	91,29	166,70	153,37	170,34	121,31	136,51
Fe	84320	82700	21940	41720	80900	101220	25120	31540
Ag	0,464	0,430	0,374	0,282	0,850	0,480	0,286	0,192
Al	43920	43780	68060	65260	54840	74200	41500	2032
As	4,692	6,052	24,120	5,900	6,994	28,480	19,492	0,372
B	168,040	162,180	396,400	148,300	316,600	108,240	186,560	7,312
Ca	14530	31440	5086	2142	1912	1543,2	14324	772
Cd	0,238	0,142	0,326	0,232	0,810	0,270	0,314	0,052
Ge	0,068	0,068	0,834	0,190	0,088	0,168	0,134	0,008
In	0,202	0,170	0,102	0,214	0,228	0,234	0,246	0,210
K	1371,6	1965,4	2226,0	1581,6	2998,0	1362,4	1705,0	232,8
Mg	9152	8084	8754	11404	6730	5980	28700	6904
Na	80,92	133,50	73,82	47,62	68,58	50,90	180,78	23,32
Ni	64,56	44,19	46,70	68,25	44,46	34,45	273,64	3,58
P	533,4	717,0	15994,0	616,2	826,4	552,2	1188,4	168,6
Se	1,726	1,302	1,822	0,260	0,200	1,284	0,256	0,586
Li	299,07	124,58	164,91	76,12	158,63	79,65	895,71	2,59
Be	0,962	0,906	5,941	3,437	2,165	1,404	1,234	0,082
Sc	40,346	17,109	19,612	21,599	20,173	26,346	12,811	0,549
Ti	3556,0	3772,7	3990,3	2377,8	4724,9	7125,6	3973,2	257,9
V	103,85	150,75	159,39	193,80	157,04	205,55	183,69	4,74
Mn	126,7	664,8	88,1	127,5	54,2	108,3	552,2	6,8
Co	5,42	5,03	2,21	8,92	3,49	2,56	19,51	0,41
Zn	44,60	35,93	102,17	120,73	110,79	22,53	698,24	19,83
Cu	25,33	27,13	34,04	20,96	76,24	87,47	80,24	17,91
Ga	14,084	12,838	21,120	27,539	17,608	29,816	16,976	0,660
Rb	81,777	93,232	80,214	184,211	91,258	102,400	40,175	2,453
Sr	50,164	171,553	1537,550	95,043	149,296	60,713	81,818	4,227
Y	8,196	4,624	108,615	21,189	45,981	17,874	15,165	0,788
Zr	136,83	127,17	124,54	102,05	121,44	200,89	104,67	5,09
Nb	10,324	9,691	8,381	8,108	7,694	13,756	8,684	0,610
Mo	7,417	7,534	4,045	2,004	9,952	39,734	4,507	0,114
Cs	5,802	6,032	5,210	15,090	8,250	8,900	5,270	0,190
Ba	205,400	578,920	343,580	103,770	244,591	185,250	227,012	28,794
La	9,438	8,971	204,860	16,598	17,814	25,734	11,065	0,856
Ce	17,216	14,915	368,914	28,759	31,613	40,057	24,665	2,214
Pr	2,356	1,585	54,633	3,761	3,463	4,662	2,944	0,219

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nd	8,220	5,423	189,716	14,046	11,705	15,013	10,763	0,767
Sm	1,226	0,904	29,747	3,207	2,738	2,594	2,153	0,182
Eu	0,267	0,226	6,945	0,783	0,772	0,550	0,606	0,053
Gd	1,190	0,742	32,213	3,532	3,973	2,323	2,343	0,184
Tb	0,181	0,121	5,233	0,529	0,733	0,400	0,376	0,024
Dy	1,113	0,769	28,589	3,112	4,848	2,581	2,317	0,128
Ho	0,274	0,160	5,347	0,663	1,154	0,618	0,508	0,026
Er	0,870	0,494	11,280	1,617	3,031	1,796	1,455	0,068
Tm	0,146	0,089	1,307	0,224	0,436	0,297	0,209	0,010
Yb	0,861	0,589	6,521	1,305	2,604	1,899	1,235	0,053
Lu	0,135	0,091	0,764	0,190	0,444	0,303	0,176	0,007
Hf	3,289	3,389	2,859	2,356	3,179	5,105	2,699	0,143
Ta	0,613	0,537	0,478	0,431	2,080	0,929	0,627	0,046
W	1,162	1,148	0,656	0,369	0,625	0,750	1,287	0,123
Re	0,037	0,002	0,016	0,003	0,008	0,005	0,005	0,000
Tl	0,853	0,416	0,477	1,072	0,489	0,679	0,528	0,014
Pb	3,583	3,710	27,129	10,141	16,667	17,632	16,229	0,824
Bi	0,045	0,043	0,142	0,095	0,165	0,255	0,108	0,011
Th	10,195	5,850	4,922	8,778	5,275	7,454	3,788	0,343
Cr	148,61	102,31	222,16	539,58	174,42	246,91	177,28	7,89
Fe	17974	25980	46740	78120	20980	52240	49940	1597

Примечание. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН. Аналитик Ю.Л. Ронкин. 1 – монтмориллонит (РЛС № 1, Скв. № 2, гл. 5 м); 2 – монтмориллонит (брекчированные известняки, апикальная часть плато); 3 – нерастворимый остаток (н/о) ДБИ (участок Верхняя -Иргина, северо-восточный край плато); 4 – н/о ДБИ (р. Арий, д. Курбатово, северо-западный склон плато); 5 – н/о ДБИ (п. Пудлинговый, апикальная часть плато); 6, 7 – то же; 8 – н/о ДБИ (р. Маш, Мартемьяново, западный склон плато); 9 – н/о ДБИ (Черная речка, апикальная часть плато); 10 – н/о ДБИ (д. Верхний Шуртан (западный склон апикальной части плато); 11 – аргиллизированная (каменистая) порода в центре глиняного диапира (г. Долгая, северо-восточная граница плато); 12 – зеленая глина (там же); 13 – синяя глина (там же); 14 – синяя глина (песчаный карьер в п. Ненастье, апикальная часть плато); 15 – н/о ДБИ (д. Иштерьяки, северо-западный склон плато); 16 – ярко-зеленая глина (?) из брекчированных известняков (апикальная часть плато).

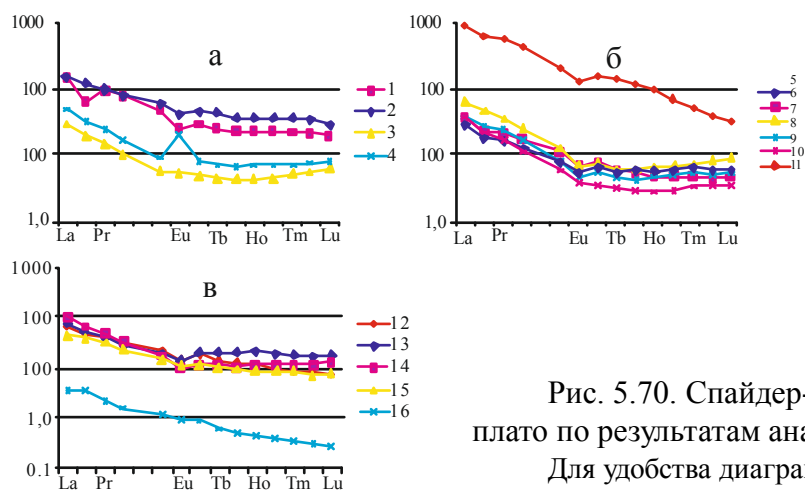


Рис. 5.70. Спайдер-диаграммы глин с Уфимского плато по результатам анализов методом ICP-MS.

Для удобства диаграммы пород вынесены на три графика (а-б)

ультраосновных пород. Из-за малого количества вещества данные образования другими методами не исследовались.

По другим химическим элементам наблюдаются отдельные геохимические аномалии, причины которых не установлены. Количество анализов недостаточно, чтобы делать по ним какие-то выводы о геохимической зональности Уфимского плато.

5.7. Перспективы Уфимского плато на полезные ископаемые

В отношении полезных ископаемых блоки положительного изгиба платформенной коры следует рассмотреть прежде всего на месторождения углеводородов и, вероятно, алмазов. На генетическую связь месторождений нефти и газа с крупными положительными структурами указывали многие исследователи [Дегазация..., 2002, 2008; Генезис..., 2003; и др.]. Прежде всего это касается углеводородов неорганического происхождения, если исходить из результатов экспериментов по синтезу углеводородов в условиях высокобарического метаморфизма [Кучеров и др., 2002; Кучеров, 2006]. Условия такого метаморфизма и восстановленные газы, возникающие при деформации коры, должны способствовать образованию углеводородов. Примазки битумов на Уфимском плато распространены достаточно широко. Известны и небольшие месторождения нефти (Дороховское, Кунгакское, Сабардинское и др.). Предполагается наличие залежей газогидратов (см. ранее). Но в блоке положительного изгиба в верхней части коры реализуются условия растяжения. Следовательно, возникает проблема локализации месторождений углеводородов: почти полное отсутствие структурных ловушек и разуплотнение пород. В связи с этим перспективы блоков положительного изгиба на платформенной коре на нефтегазовые месторождения представляются невысокими. Однако зоны разуплотнения в породах кристаллического фундамента, возможно, могут вмещать их небольшие месторождения.

Пространственное совмещение скоплений нефти и алмазов также давно подмечено исследователями. Выделяются даже «нетрадиционные нефтекимберлитовые районы» [Видяпин, Лаубенбах, 2003]. Проблема коренных источников уральских алмазов активно обсуждается уже более 170 лет. По этой проблеме высказано множество мнений. В научной литературе обсуждаются «традиционные» и «нетрадиционные» источники алмазов [Кухаренко, 1955; Шурубор, 1965; О новом типе..., 1997; Чайковский, 2003; и др.].

В отношении генезиса алмазов имеется много неясностей, что отмечают некоторые исследователи. В настоящее время господствует гипотеза об их мантийном происхождении. Критический разбор этих представлений недавно был сделан в О.Г. Сорохтиным с соавторами [2004]. По нашим представлениям, давления, близкие к таковым алмазообразования, могут быть достигнуты и в блоке положительного изгиба платформенной кратонизированной коры. В метаморфических комплексах, судя по минеральным парагенезисам, давление достигает 40 кбар [Симаков, 2002], а возможно, и выше. В Кокчетавском массиве установлены микроалмазы [Новый тип..., 1992; Новый генетический тип..., 1999; и др.]. Это фиксируется в породах, обнажающихся на дневной поверхности. Доказательств того, что когда-то они были погружены в мантию, не имеется, и это можно только предполагать. С позиций изгибной тектоники находит объяснение и эмпирическое «правило Клиффорда»: чем толще и жестче кора, тем выше давление в ядре изгиба.

Нет явных противоречий и с результатами структурного контроля кимберлитовых тел. В.А. Милашев [1984], изучавший структуры кимберлитовых полей, подчеркивает отсутствие связи кимберлитов с глубинными разломами. В то же время он отмечает повышенную трещиноватость вмещающих кимберлиты пород. Аналогичная картина возникает и при положительном изгибе коры: повышенная трещиноватость в кровле при отсутствии глубинных разломов. С позиций изгибной тектоники легче объясняется и наличие кустов кимберлитовых трубок разных размеров, а не одной крупной, что было бы логичней; их различный петрологический и минеральный состав; многофазность внедрения, алмазоносность, наличие одиночных маломощных даек и прожилков кимберлитов, описанных в научной литературе [Зубарев, 1989; Симаков, 2002; и др.]; включения в алмазах нетипичных, «коровых» минералов (кварца, корунда, ставролита и др.) и многое другое. Возможно, что при изгибе платформенной коры могут формироваться и «некимберлитовые» алмазоносные породы.

Минералогия алмазоносных россыпей бассейна р. Чусовой (западный склон Урала) интересна в плане сравнения с минералогией Уфимского плато как возможно-го коренного источника. А.А. Кухаренко [1955] охарактеризовал эти россыпи как *ставролит-кианитовые*, т. е. они в первом приближении отвечают минеральной ассоциации рыхлых отложений плато. Данная ассоциация метаморфических минералов настолько характерна для алмазоносных россыпей Урала, что Ю.В. Шурубор [1965] выделил ассоциацию *алмаз – кианит – ставролит – минералы группы гамлинита* (двойные фосфаты селена, стронция, кальция, бария) и предложил использовать ставролит и кианит в качестве минералов-спутников уральских алмазов. Коренным источником данных минералов Ю.В. Шурубор считает пикритовые порфириды и ассоциирующие с ними туфобрекчии, выявленные в среднем течении р. Вильвы. Со ссылкой на Штутцера, Ю.В. Шурубор сообщает, что в алмазоносных пластах «самабула», в бывшей Родезии, нахождение округлых зерен ставролита считалось лучшим индикатором алмазоносности. Ю.В. Шурубор приводит и описание по Т. Дрейперу [Draper, 1951] месторождения Сан-Жуан-да-Шапада (Бразилия). «Алмазоносной является брекчия с серицитовым цементом, сохраняющим реликты структуры изверженной породы (флюидальной). Брекчия залегает в виде даек и силлов. В тяжелой фракции выветрелого цемента брекчии, состоящей в основном из гематита, А. Дерби установил кианит и ставролит... зерна ставролита – большей частью окатанные, но так как некоторые из них носят следы коррозии, то полагают, что этот вид обусловлен скорее коррозией, чем истиранием» [Шурубор, 1965, с. 124-125]. В итоге Ю.В. Шурубор пришел к следующему выводу: «Не исключена возможность, что на Урале первоисточниками алмаза являются изверженные породы, имеющие черты сходства как с кимберлитами, так и с резко отличными от кимберлитов изверженными алмазоносными породами из Сан-Жуан-да-Шапада» [1965, с. 125].

Другую точку зрения на происхождение данной минеральной ассоциации высказал А.А. Кухаренко [1955]. Он предположил, что это реликтовые минералы древних (доолигоценых) аллювиальных отложений связаны с размывом обломочных толщ *ранней перми*, к настоящему времени полностью уничтоженных эрозией. Коренные источники алмазов, по его представлениям, находится восточнее, среди пояса ультраосновных пород зоны ГУГра.

Оба эти высказывания для нас представляют определенный интерес: парагенетическая связь алмазов *некимберлитового* происхождения с кианитом и ставролитом, предполагаемая Ю.В. Шурубором, и *размыв раннепермских отложений*, послуживших источниками для промышленных алмазоносных россыпей, предполагаемый А.А. Кухаренко. Как показано ранее, время первого появления метаморфических минералов данной ассоциации на Уфимском плато относится именно к ранней перми. Восточный источник А.А. Кухаренко предполагает на основании того, что к востоку степень механического износа кристаллов алмаза снижается, хотя одновременно уменьшаются и их размеры. Ближе к платформе размеры кристаллов и степень их механического износа возрастают. Но известны результаты исследований дальности переноса кристаллов алмаза р. Оранжевой, на юге Африки. При транспортировке на расстояние 2 тыс. км кристаллы массой 1,5–2,0 карата не показывают признаков механического износа [Pattison, Levinson, 1995]. По этой причине аргументы А.А. Кухаренко не могут быть приняты во внимание. Главным аргументом здесь можно считать только размеры кристаллов алмаза: чем они крупнее, тем ближе коренной источник. Следовательно, и даже более вероятно, они могли быть снесены на западный склон Урала и с площади Уфимского плато. Для проверки этого предположения мы прошли маршрут по площадям алмазоносных россыпей (и восточнее них) западного склона Урала, с отбором шлиховых проб из рыхлых отложений различного генезиса. Интересно было сравнить типоморфные признаки метаморфических минералов с этих площадей.

Восточнее алмазоносных россыпей, по западному склону Урала, ставролит и дистен являются весьма редкими минералами тяжелой фракции шлихов (единичные знаки на 10 л породы). Следовательно, поступление их в алмазоносные россыпи из метаморфических комплексов Урала кажется маловероятным. На площадях распространения алмазоносных россыпей эти минералы достаточно обычны, хотя их высокое содержание, сопоставимое с таковым на плато, ни в одном случае не наблюдалось. Их распределение здесь крайне неравномерное. Однако И.И. Чайковский с соавторами [2003] отмечают содержания ставролита от 1 до 10 кг/м³, а дистена 0,1–1,0 кг/м³ в отложениях кратерного озера предполагаемой Пермьковской диатремы (около ж.д. станции Кын). Нами опробовался аллювий р. Каменки непосредственно ниже устья Пермьковского лога, но здесь ставролит отмечается только в единичных знаках. Ставролит и дистен более обычны для аллювия некоторых ручьев в окрестностях п. Кын. Этот ставролит имеет большое сходство со ставролитами Уфимского плато: форма обломков, морфология поверхности, цвет, включения, иногда высокая прозрачность, наличие свежих сколов, глянец на поверхности некоторых зерен. Признаков грубой механической абразии, обычной для речного аллювия, на поверхности зерен не наблюдается. Дистен представлен преимущественно бесцветными (иногда с пятнами синей окраски), слабо замутненными зернами с довольно редкими включениями рутила, гематита и других минералов и по этим признакам практически неотличим от дистена с Уфимского плато, особенно с его северной половины. Сходство дополняется наличием хорошо сохранившихся граней призмы на поверхности некоторых зерен дистена, что особенно характерно для дистена с северной части плато, где нередко даже грани пирамид имеют прекрасную сохранность. Силлиманит, распространенный на плато, в пробах с западного склона Урала не встречен, хотя есть указание на на-

ходки здесь андалузита [Чайковский и др., 2003]. Возможно, что речь идет об одном и том же минерале. Силлиманит с Уфимского плато диагностирован методами рентгенофазового и микронзондового анализов, что считается достаточно убедительным. И.И. Чайковский с соавторами [2003] сообщают о находках в пермяковской диатреме «оплавленного» корунда, муассанита и самородных металлов. В районе г. Старая Утка сходство ставролита и дистена с таковыми Уфимского плато также достаточно высокое, но содержание их в шлихе весьма низкое. Здесь дистен характеризуется особенно высокой прозрачностью, подмеченной еще А.А. Кухаренко [1955]. Есть в шлихах и зерна корунда серовато-лилового цвета. Подобный корунд можно встретить и на площади плато.

Известно также, что на данном участке Урала в верхнемеловое время существовал пролив, пересекающий Урал [Папулов, 1974]. Пролив проходил вдоль восточного подножья Уфимского плато, и с ним связывается происхождение глауконитовых песков [Безруков, 1938; Наливкин, 1950]. Таким образом, снос материала, наблюдаемого в алмазоносных россыпях, мог быть и с Уфимского плато.

Около п. Суксун, на северо-восточной границе плато, разведано месторождение стронция [Болотов, 1997]. Оно приурочено к субмеридиональной Мазуевской эрозионно-структурной депрессии, пространственно совпадающей с зоной Красноуфимского надвига. Возраст депрессии, по мнению цитируемого автора, послепалеозойский. В днище депрессии описываются пирокластические кальцитизированные породы, среди которых выделены основные, средние и кислые. А.А. Болотов связывает их происхождение с унаследованными подвижками земной коры на границе мезозоя и палеогена, которые сопровождались взрывными процессами. Из приведенного в тезисах описания нет полной ясности о геологии месторождения. Повышенное содержание стронция отмечалось на Уфимском плато в некоторых пробах ДБИ и глин (см. табл. 10). Вероятно, месторождения стронция подобного типа могут иметь место вдоль тектонических границ Кунгурско-Красноуфимского свода.

В рыхлых отложениях северной половины свода отмечается резко повышенное содержание циркона, рутила и ильменита. Представляется, что крупные речные долины, прежде всего долина р. Иргины, могут представлять интерес на выявление комплексных россыпей этих минералов. В качестве попутных компонентов интересны ставролит и дистен. Принимая во внимание отмеченные перспективы Уфимского плато на алмазы, можно ожидать здесь обнаружение и этого минерала.

5.8. Осинский блок

Глядя на географическую карту или космоснимки южной части Пермского края, бросается в глаза необычное поведение русла р. Камы в окрестностях г. Оса. Здесь русло реки круто меняет направление с субмеридионального на субширотное. Затем, через 30 км, опять круто поворачивает на юг. С востока блок, огибаемый р. Камой, ограничен долиной р. Тулвы, текущей на север. Внутри описываемого блока долины небольших речек рисуют отчетливую кольцевую структуру (рис. 5.71). Внешнее кольцо, ограничивающее блок с юга, фиксируется долиной р. Барда, истоки которой находятся в 5 км от берега р. Камы. Аналогичные круги, но меньшего диаметра, рисуют другие речки внутри этого большого блока. Долина р. Малая Амзя с левым при-

током Умжой и долина р. Шалимовки совместно с реками Тулвой и Камой образуют почти правильный круг диаметром около 25 км (рис. 5.72). Абсолютное превышение над береговой линией Воткинского водохранилища составляет 100–150 м.

Долины речек ассиметричные: борта, обращенные внутрь блока, узкие, крутые, а внешние – широкие и пологие (см. рис. 5.22б, 5.73). Это наводит на мысль, что долины речек фиксируют *кольцевые разломы* с падением к центру Осинского блока. Мощность осадочного чехла в Осинской впадине достигает 12 км [Шершневу, 1971; Неганов и др., 2000а; и др.]. Тектоническое происхождение блока подтверждается и данными геофизических исследований. На глубинных сейсмических профилях центральная часть днища Осинской впадины осложнена небольшим *горстовым выступом фундамента* с амплитудой 1,5–2,0 км [Шершневу, 1971; Неганов и др., 2000а]. Данное горстовое поднятие называют еще Осинским валом и включают в состав Пермского свода. В составе Башкирского свода выделяют Дубовогорский, Куединский, Чернушенский выступы и Центральный прогиб Осинской рифейской впадины. По кровле рифейских отложений выделяется *рифейское Осинское поднятие* (рис. 5.74, 5.75) амплитудой около 60 м [Ившин, Заварзин, 2000], контуры которого хорошо совпадают с контурами блока на рис. 5.72. Осинское поднятие амплитудой 50–110 м выражено по всем горизонтам позднего девона, карбона и перми [Шершневу, 1971]. Границы блока тектонические (восточная граница показана на рис. 5.22б).

По нашим представлениям, Осинский блок отвечает *осевому тектоническому клину* (горсту) блока отрицательного изгиба коры (см. главы 2, 4). К тектоническим клиньям обычно приурочены малые многофазные бескорневые интрузии и кольцевые дайки. Судя по результатам разведочного бурения на нефть, осадочные породы позднего палеозоя на Осинском блоке и прилегающей с запада Ножовской площади испытали складчатые деформации (бескорневая складчатость), что хорошо увязывается с режимом горизонтального сжатия.

На левом берегу р. Глубокой, около д. Кустова, имеется небольшой карьер, спорадически разрабатываемый для строительных нужд. Карьером вскрыты мелкозернистые зеленовато-серые позднепермские песчаники. Слоистость субгоризонтальная, выражена слабо. Судя по прерывистым слойкам красной глины, возможно, осадочного происхождения, слоистость пород падает на юг под углом 5–6°. Развита система трещин скалывания (начальный кливаж): 1) густая сеть прямолинейных трещин, падающих на юг под углом 13–15° и создающих тонкоплитчатую отдельность; 2) аналогичные трещины с падением под углом 10–12° на север, создающие толстоплитчатую отдельность; 3) редкие трещины скалывания, падающие юго-восток под углом около 45°. Локально распространены небольшие субвертикальные трещины растяжения, рассекающие борта карьера сверху донизу. Среди них преобладают трещины субширотного простирания, совпадающего с простиранием долины речки на данном участке. Реже наблюдаются аналогичные трещины субмеридионального простирания. Большинство трещин растяжения выполнено белым порошкообразным кальцитовым агрегатом, из-за чего они приобрели вид слабоизвилистых жил мощностью до 3 см. Предполагается, что начальный кливаж в аргиллитоподобных породах обусловлен режимом горизонтального сжатия, ориентированного по нормали к линии кольцевого разлома.



Рис. 5.71. Фрагмент космоснимка Осинского блока.

Оранжевой линией показаны топографические профили, трапецией – места отбора проб и их номера

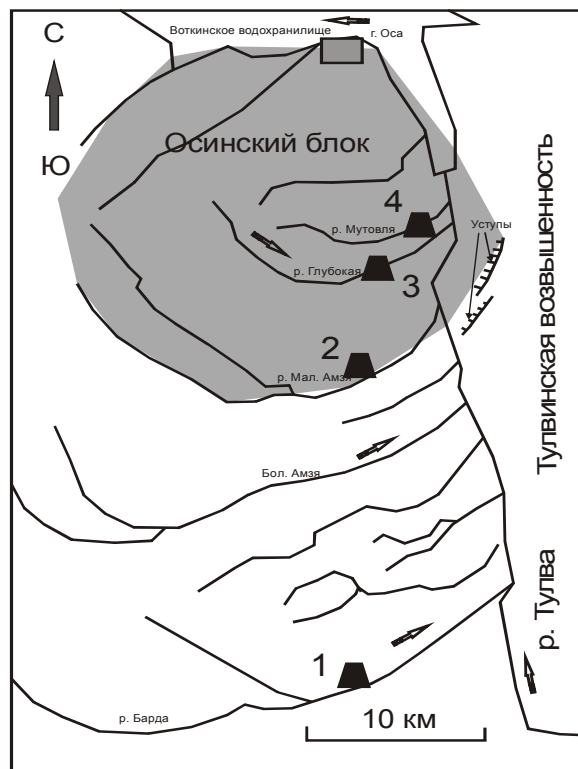


Рис. 5.72. Результаты дешифрирования космоснимка.

Выделен приподнятый блок. Предполагается, что речные долины фиксируют тектонические нарушения

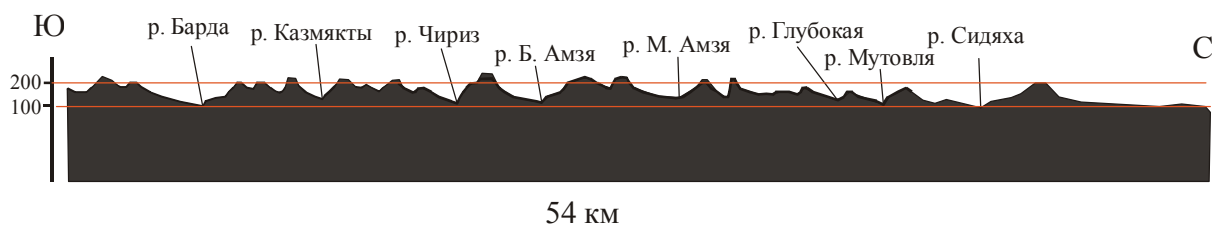


Рис. 5.73. Меридиональный топографический профиль через Осинский блок

Исходя из этих наблюдений и теоретических построений, можно предположить, что карьер пройден на южном склоне поднятия, в висячем боку кольцевого разлома. Система трещин кливажа и скалывания указывает на их образование в условиях горизонтального сжатия. Происхождение трещин растяжения связано, вероятно, с условиями просадки висячего бока кольцевого разлома в связи с процессами химического выветривания и выщелачивания в зоне самого разлома. Угол скалывания при горизонтальном сжатии близок к 45° или несколько меньше. В таком случае острие конуса, образуемого кольцевым разломом, ограничивающим Осинский блок, находится на глубине 10–12 км или несколько глубже, в кристаллическом фундаменте. Об этом можно судить по рифейскому поднятию и горстовой структуре, наблюдаемой в рельефе фундамента. Вполне вероятно, что к кольцевым разломам может быть приурочен дайковый комплекс и/или проявлена активная гидротермальная деятельность.

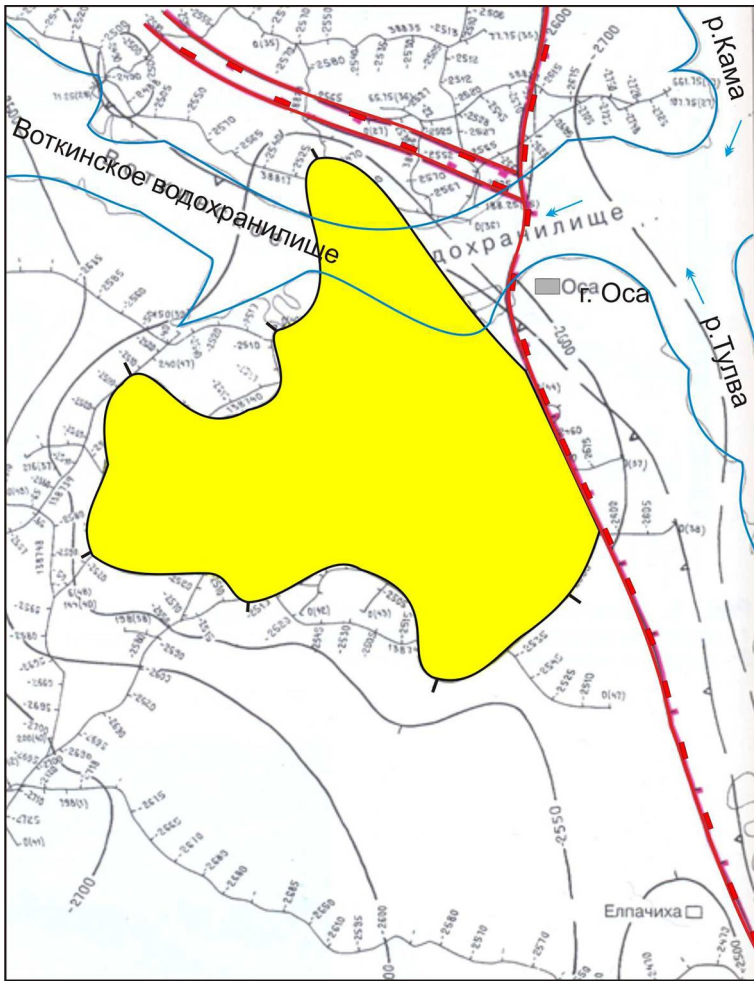


Рис. 5.74. Осинское поднятие по кровле рифейских отложений [Ившин, Заварзин, 2000]

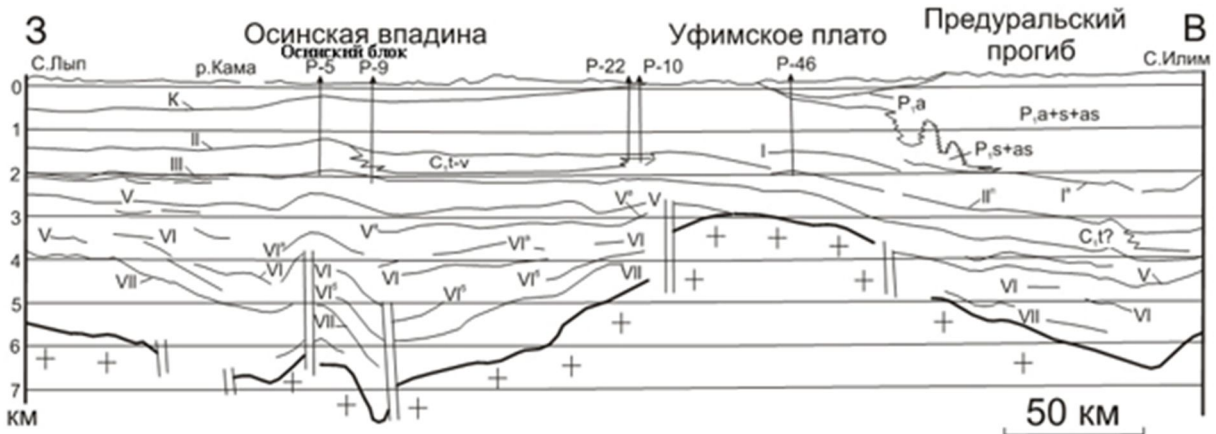


Рис. 5.75. Схематический геологический разрез через Осинскую впадину, Уфимское плато и Предуральский прогиб [Шершневу, 1971]

Для проверки этой идеи отобрано несколько проб *аллювиальных глин* с речек Барда, Малая Амзя, Глубокая и Мутовля (см. рис. 5.70). Для сравнения взята проба аналогичной глины с р. Аспы (в 50 км к востоку от Осинского блока, в ее нижнем течении, в 500 м выше п. Уинский). Данная речка берет начало в 5 км от долины р. Тулвы и течет на восток. Пробы аллювиальных глин отбирали с *северных бортов до-*

лин, с глубины до 2 м. Выбор аллювиальных глин для анализов был сделан из предположения, что они хорошо сорбируют разные химические элементы, выносимые с глубины подземными водами, и, следовательно, должны характеризовать геохимическую специализацию предполагаемых разломов. Кроме того, это не требовало дорогостоящих работ. Анализы проб производили методом ICP-MS (ИГГ УрО РАН, аналитик Ю.Л. Ронкин). Результаты анализов приведены в табл. 11. Для сравнения в нее добавлены значения среднего содержания глин платформенных областей (№ 6) [Григорьев, 2003] и глинистых сланцев Русской платформы (№ 7) [Природа «туффизитов...», 2001].

На рис. 5.76 показан характер распределения РЗЭ в аллювиальных глинах с Осинского блока, нормированные по хондриту. Для сравнения приведена кривая для глинистых сланцев Русской платформы, которые несколько обеднены тяжелыми РЗЭ относительно глин Осинского блока. Кривая для глин платформ [Григорьев, 2003] здесь не изображена, поскольку она отличается аномально высоким содержанием Тm. Тяжелые РЗЭ на ней расположены несколько выше кривых для осинских глин. Судя по характеру наклона линий, Eu минимуму, и данным И.И. Чайковского с соавторами [2003], можно считать аллювиальные глины Осинского блока типичными для Русской платформы.

Иная картина складывается при анализе ряда других химических элементов (рис. 5.77). Особенно показателен характер распределения мышьяка и селена. По содержанию этих элементов глины Осинского блока резко отличаются от осредненного содержания в платформенных глинах. При этом наблюдается тенденция роста содержания данных элементов от периферии блока к его центру. Аналогичную картину показывает и теллур, содержание которого на 1–2 порядка выше средних значений для платформенных глин [Григорьев, 2003]. Резкий контраст содержаний наблюдается по ванадию, хрому и никелю. Но в данном случае закономерностей распределения их внутри блока не просматривается. Таким образом, глины Осинского блока обогащены Cr и As на порядок, Ni – в 2–3 раза, Se и Te – на 2 порядка, Au – на 3 порядка, Hg – в 2 раза; обеднены P на 2 порядка, Sc – на порядок, Rb, Th, U – в 2–5 раз. Все это подтверждает наличие геохимической аномалии на Осинском блоке.

Особо рассмотрим распределение золота и ртути (см. рис. 5.76). Соотношение между этими элементами в Осинском блоке достаточно стабильное. Аналогичная картина складывается для золота по результатам шлихового опробования аллювия данных рек Камы и Тулвы (личное сообщение Б.М. Осовецкого; находки имели место до создания Воткинского водохранилища). Такое соотношение между золотом и ртутью можно трактовать как *первичное*, обусловленное их совместным поступлением из ювенильных источников. Аномальное содержание мышьяка, селена и теллура обычно для коренных источников золота. В аллювиальных глинах р. Аспы соотношения между золотом и ртутью меняются, что можно объяснить дальностью их транспортировки от коренных источников, их различной миграционной способностью в водном потоке.

Таким образом, геохимические исследования аллювиальных глин не противоречат представлениям о тектонической природе Осинского блока и возможного наличия кольцевых разломов. В отношении нахождения здесь дайкового комплекса мож-

Таблица 11

Результаты анализов аллювиальных глин с Осинского блока методом ICP MS, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Li	48,780	26,360	23,400	26,160	35,820	46,000	4,000
Be	1,756	1,147	1,060	0,944	0,987	2,800	0,900
P	50,000	139,600	2,955	29,630	136,000	7900	–
Sc	2,930	1,030	2,810	1,224	1,291	15,000	36,200
Ti	4263,0	3847,0	2650,0	3156,0	3980,0	5100,0	18900,0
V	134,400	90,020	82,700	129,000	124,300	120,000	33,100
Cr	184,800	742,500	289,400	209,500	603,000	76,000	80,000
Mn	285,700	453,900	1264,00	845,400	817,200	970,000	–
Co	16,060	11,540	10,130	16,640	17,030	19,000	44,800
Ni	112,400	95,270	61,370	123,600	147,300	47,000	72,000
Cu	38,140	24,240	26,780	35,580	42,240	31,000	131,000
Zn	69,980	93,710	53,840	175,400	91,070	52,000	103,000
Ga	12,370	7,921	4,666	6,614	9,429	16,000	20,000
Ge	0,213	0,611	0,241	0,724	0,509	2,000	–
As	55,960	61,030	59,580	77,330	79,920	9,300	–
Se	99,030	105,500	112,600	117,500	115,300	0,360	–
Rb	39,780	21,800	44,440	28,140	58,030	130,000	7,000
Sr	149,200	154,500	173,900	139,100	139,700	240,000	173,000
Y	31,700	21,120	19,530	24,110	30,570	31,000	28,000
Zr	154,900	190,500	100,200	80,500	154,600	190,000	118,000
Nb	12,410	10,970	10,650	5,233	10,410	11,000	8,000
Mo	1,630	0,036	1,721	1,733	1,142	1,600	0,280
Ag	0,005	0,009	0,003	0,001	0,005	0,200	–
Cd	0,758	0,167	0,784	0,431	0,379	1,000	0,100
In	0,055	0,013	0,028	0,014	0,042	0,063	–
Sn	1,666	1,271	1,254	1,120	1,256	3,500	–
Sb	1,160	0,842	0,806	1,328	1,312	1,000	–
Te	0,934	0,648	0,820	0,839	1,030	0,010	–
Cs	3,997	2,275	2,574	2,038	3,360	10,000	1,420
Ba	468,300	355,500	191,200	168,500	320,100	460,000	94,000
La	27,250	15,290	17,900	18,450	24,650	48,000	9,000
Ce	56,390	30,680	35,420	37,820	52,110	75,000	22,000
Pr	7,054	4,167	4,431	4,875	6,334	10,000	3,140
Nd	27,760	16,060	17,060	20,370	25,180	36,000	15,100
Sm	6,112	3,630	3,501	4,546	5,247	8,000	4,230
Eu	1,418	0,818	0,805	1,202	1,320	1,200	1,400
Gd	4,992	3,085	3,080	3,781	4,745	5,800	4,990
Tb	0,816	0,496	0,501	0,586	0,759	0,830	0,880
Dy	4,819	3,133	3,051	3,557	4,663	4,400	5,290
Ho	0,981	0,681	0,649	0,752	0,949	0,700	1,020
Er	2,738	1,987	1,864	2,080	2,587	1,900	2,800
Tm	0,393	0,309	0,270	0,306	0,385	0,600	0,380
Yb	2,658	2,020	1,648	1,869	2,530	2,500	2,500

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Lu	0,417	0,307	0,265	0,291	0,401	0,390	0,360
Hf	3,988	4,631	2,601	2,162	4,147	5,000	3,110
Ta	0,679	0,596	0,584	0,286	0,591	–	0,640
W	1,173	1,572	0,715	0,661	1,119	2,600	0,280
Re	0,005	0,019	0,014	0,018	0,016	–	–
Au	0,165	0,125	0,125	0,102	0,131	0,0065	–
Hg	0,219	0,188	0,219	0,188	0,125	0,089	–
Tl	0,410	0,348	0,301	0,197	0,422	1,300	0,080
Pb	15,280	10,720	10,850	11,610	14,820	14,000	2,760
Bi	0,187	0,946	0,109	0,109	0,157	0,380	–
Th	7,767	5,361	5,371	3,801	6,531	10,000	1,710
U	3,247	1,472	1,340	0,866	1,617	4,500	0,430

Примечание. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН. Аналитик Ю.Л. Ронкин. Номера проб: 1 – р. Барда; 2 – р. Малая Амзя; 3 – р. Глубокая; 4 – р. Мутовля; 5 – р. Аспа; 6 – платформенные глины и глинистые сланцы [Григорьев, 2003]; 7 – глинистые сланцы Русской платформы [Природа «туффизитов...», 2001].

но высказать следующие соображения. Шлиховое опробование речек на Осинском блоке показало высокое содержание тяжелых минералов (3–5 кг/м³). Среди них преобладает магнетит (около 50%), затем эпидот (около 45%). Характерен однотипный бесцветный циркон почти без признаков механического износа. Обычен гранат, представленный прозрачными желтовато-коричневыми хорошо ограненными кристалликами практически без признаков механического износа. Оба эти минерала несут признаки близкого нахождения коренных источников. В Предуральском краевом прогибе и на западном склоне Урала цирконы и гранаты такой сохранности встречаются исключительно редко. Поэтому маловероятно, что цирконы и гранаты Осинского блока могли быть снесены с Урала.

Интересен и состав гравийно-галечного материала речек Осинского блока. В аллювии р. Барды гальки вулканогенных пород составляют около 30% от объема галечников и представлены исключительно андезито-базальтами. В аллювии р. Мутовли подобные гальки составляют около 50% от объема галечника. Кроме того, здесь появляются гальки более кислых пород субвулканического облика, типа гранит-порфиров. Традиционно считается, что они снесены с Урала, хотя доказательств этого не приводится. На восточном склоне Тулвинской возвышенности и на площади Бабкинской седловины содержание вулканогенных пород в аллювиальных галечниках падает до 3%. В Предуральском прогибе и на западном склоне Урала содержание вулканогенного материала составляет около 5%, но он представлен совершенно другим материалом. Таким образом, исходя из фактического материала, весьма высока вероятность, что вулканогенный материал Осинского блока имеет местные источники и связан с многофазным дайковым комплексом, что хорошо согласуется с появлением в центральной части блока кислых дифференциатов.

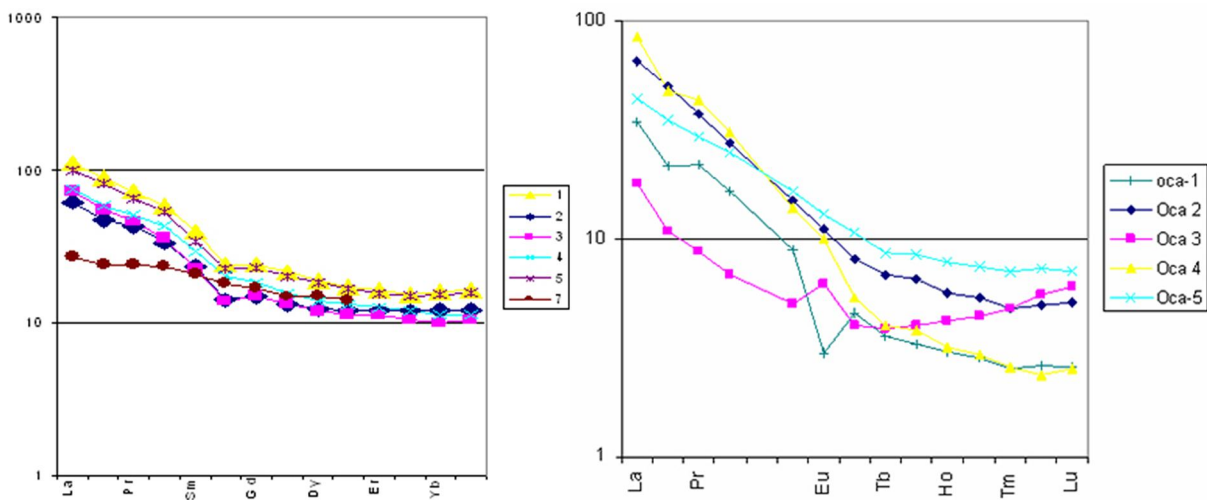


Рис. 5.76. Характер распределения РЗЭ в аллювиально-делювиальных глинах (слева) и гальках магматических пород с Осинского блока (справа)

Верхнепермские песчаники в карьере на левом борту р. Глубокой, описанные ранее, по минеральному составу близки к данным вулканитам. Для выяснения геохимической связи между аллювиальными глинами, верхнепермскими песчаниками и гальчаниками вулканитов исследован химический состав последних методом ICP-MS (ИГГ УрО РАН, аналитик Ю.Л. Ронкин). Результаты приведены в табл. 12. Характер распределения РЗЭ соответствует субвулканитам с щелочным уклоном. Примечательно, что европиевый минимум наблюдается только для одной пробы. На других кривых он либо отсутствует, либо дает положительный пик. Распределение европия контролируется минералом-носителем, которым считается обычно плагиоклаз. Верхнепермские песчаники отличаются от данных вулканитов только чуть более пологим наклоном кривой. Минеральный состав аллювиальных отложений, верхнепермских песчаников и конгломератов, сохранившихся на Тулвинской возвышенности, аналогичный, и они, вероятно, имеют один источник. Данная минеральная ассоциация сохраняется до границы Уфимского плато.

Площадь Осинского блока и прилегающих площадей хорошо изучена геофизическими работами и глубоким бурением. Но все исследования носили узконаправленный, поисковый на нефть, характер. Поэтому пропуск дайкового комплекса в процессе изучения блока вполне вероятен, особенно в случае развития линейных кор выветривания по интрузивным образованиям и карстовых явлений по карбонатным породам. Возможно, нужен специальный анализ геолого-геофизических материалов по Осинскому блоку для решения вопроса о наличии здесь дайкового комплекса. Кроме того, было бы целесообразно опробовать на золото коры выветривания и скальные породы в зонах предполагаемых кольцевых разломов.

Таким образом, имеющийся по Осинскому блоку фактический материал подтверждает его горстовую природу и не противоречит представлениям о наличии здесь многофазного дайкового комплекса. Объем геохимических исследований слишком мал для однозначных выводов о природе и размерах геохимических аномалий, но достаточен для постановки вопроса о необходимости их изучения. Южнее, в Бирской впа-

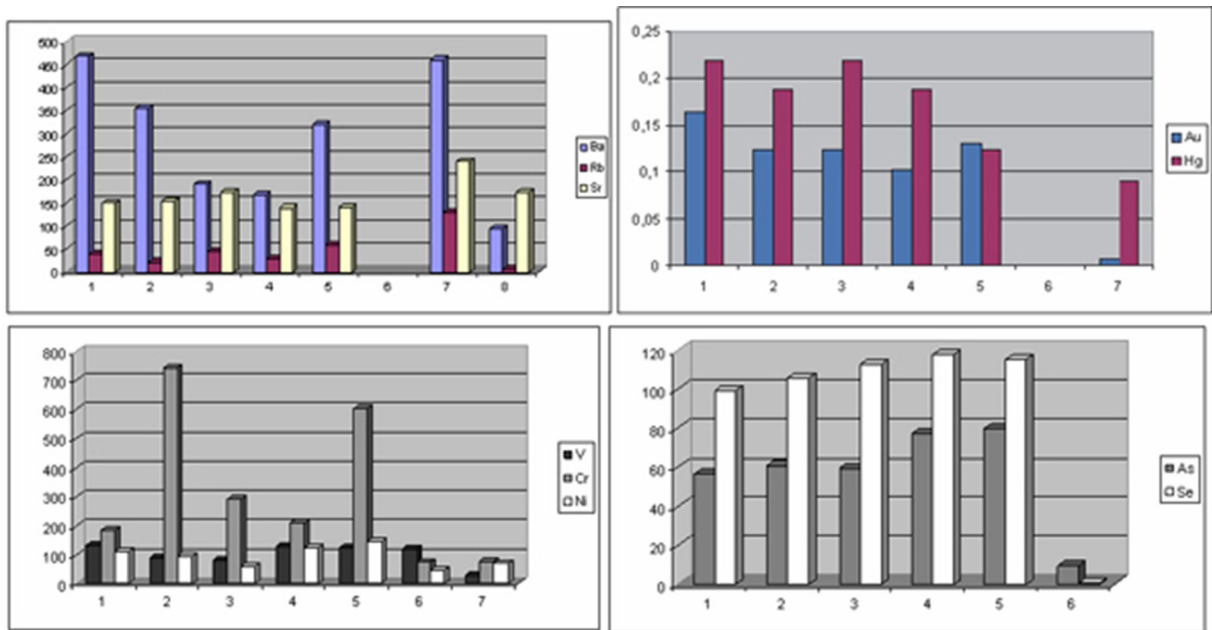


Рис. 5.77. Характер распределения химических элементов в аллювиально-делювиальных глинах Осинского блока (верхний ряд слева направо: Ba–Rb–Sr, Au–Hg; нижний ряд: V–Cr–Ni, As–Se)

дине также наблюдается осевой изометричный блок диаметром 25 км, фиксируемый речными долинами (реки Ар и Быстрый Таньп). Минеральный состав шлихов тот же, что и на Осинском блоке. Возможно, что и здесь имеются тектонический клин и дайковый комплекс.

5.9. Перспективы блоков отрицательного изгиба платформенной коры на полезные ископаемые

Итак, Осинская впадина претерпела позднепалеозойскую активизацию. Считается установленным фактом, что «периоды максимального рудонакопления совпадают с периодами усиления тектонических движений, магматизма, метаморфизма и складчатости» [Геологическое строение..., 1985, с. 342]. В связи с этим рассмотрим возможные перспективы данной структуры на полезные ископаемые с позиций модели блоковой складчатости.

Хорошо известна специализация крупных отрицательных платформенных структур на углеводородное сырье. В научной литературе активно обсуждаются геологическое строение и генезис месторождения Белый Тигр во Вьетнаме, которое располагается в породах кристаллического фундамента. Оно приурочено к крупной положительной морфоструктуре кристаллического фундамента, известной под названием Центрального поднятия. Это горстовая структура с размерами 22 × 6 км (рис. 5.78), осложняющая *центральную часть* Меконгской впадины. Изогипсы кровли фундамента показывают *округлую* форму горста, осложненную тектоническими нарушениями. Подобная картина отмечается и на месторождении Дракон. Породы кристаллического фундамента представлены нормальными гранитами, гранодиоритами, лейкодиори-

тами и другими гранитоидами. Возраст пород оценивается нижней юрой–верхним мелом. Осадочный чехол представлен преимущественно теригенно-глинистыми породами континентальных, озерно-болотных и мелководных фаций от верхнего эоцена до плейстоцена с редкими горизонтами и дайками диабазовых, базальтовых и трахибазальтовых порфиритов. Базальный горизонт представлен конгломератами, брекчиями с обломками гранитов и переотложенных кор выветривания.

Суммарная мощность осадочного чехла в апикальной части поднятия составляет 3 км, а на смежных участках – достигает 10 км. Отмечается несколько горизонтов углового несогласия. Поднятие фиксируется по всем горизонтам осадочного чехла, что интерпретируется как результат длительного роста поднятия. Горстовая структура прослеживается в отложениях нижнего олигоцена. В более высоких горизонтах картируется антиклинальная штамповая складка. Широко проявлена разломная тектоника, наложенная на породы кристаллического фундамента и осадочного чехла, до среднемиоценовых включительно. Им отводится значительная роль в формировании коллекторов в фундаменте и олигоценовых толщах. Разломы фиксируются зонами повышенной трещиноватости, катаклаза и милонитизации. Ориентировка трещин разнообразная. По сообщению А.И. Тимурзиева [2006], углы падения трещин составляют 30–40°, что характерно для осевого горста блока отрицательного изгиба. Плотность трещиноватости очень высокая, с размерами обломков 3–8 см. Зоны трещиноватости распределены неравномерно. Отмечаются зеркала скольжения. Трещины зияющие или заполнены гидротермальными минералами (цеолитами, карбонатами и др.).

Нефтяные залежи локализуются в трещинно-пустотном пространстве, особенно на участках интенсивного вторичного изменения (цеолитизации, каолинитизации, кальцитизации). В породах фундамента нефтяные залежи прослежены бурением до 5 км. Схожая картина наблюдается и на некоторых других месторождениях: Дракон во Вьетнаме, Оймаша на Мангышлаке и др.

Теперь можно сравнить представленный фактический материал по данным месторождениям с материалами по Осинскому блоку, приведенными ранее. В обоих случаях наблюдаются горстовые структуры в осевых частях впадин. Такие горсты характерны для осевых частей блоков отрицательного изгиба, которые часто наследуют более древние депрессии. Во Вьетнаме это Меконгская впадина с горстовой структурой Центрального поднятия. В Пермском крае аналогичный вид имеет Осинская впадина с осевым горстовым поднятием Осинского блока, которое прослеживается по кровле фундамента и по всем горизонтам осадочного чехла, включая пермские отложения. Однако в Осинском блоке кристаллический фундамент располагается на большой глубине (9–12 км) и о его нефтегазоносности ничего не известно. Но в палеозойских толщах выявлено несколько месторождений нефти, включая крупное Осинское месторождение. Изучению нефтегазоносности венд-рифейских отложений Пермского края посвящены исследования Т.В. Белоконь с соавторами [2001], но пока выявленные нефтегазопроявления в этих толщах незначительные. Информации по Осинскому блоку в данной сводке нет.

Ввиду сильной тектонической переработки рифейских отложений К.С. Шершневу [1971] сделал предположение, что пликративная складчатость в них маловероятна. Принимая во внимание образование зон объемной трещиноватости в блоке отри-

Таблица 12

Геохимия галек вулканогенных пород с Осинского блока, мас. %

Проба	1	2	3	4	5
Li	48,780	26,360	23,400	26,160	35,820
Be	1,756	1,147	1,060	0,944	0,987
P	50,000	139,600	2,955	29,630	136,000
Sc	2,930	1,030	2,810	1,224	1,291
Ti	4263,000	3847,000	2650,000	3156,000	3980,000
V	134,400	90,020	82,700	129,000	124,30
Cr	184,800	742,500	289,400	209,500	603,000
Mn	285,700	453,900	1264,000	845,400	817,200
Co	16,060	11,540	10,130	16,640	17,030
Ni	112,400	95,270	61,370	123,600	147,300
Cu	38,140	24,240	26,780	35,580	42,240
Zn	69,980	93,710	53,840	175,400	91,070
Ga	12,370	7,921	4,666	6,614	9,429
Ge	0,213	0,611	0,241	0,724	0,509
As	55,960	61,030	59,580	77,330	79,920
Se	99,030	105,500	112,600	117,500	115,300
Rb	39,780	21,800	44,440	28,140	58,030
Sr	149,200	154,500	173,900	139,100	139,700
Y	31,700	21,120	19,530	24,110	30,570
Zr	154,900	190,500	100,200	80,500	154,600
Nb	12,410	10,970	10,650	5,233	10,410
Mo	1,630	0,036	1,721	1,733	1,142
Ag	0,005	0,009	0,003	0,001	0,005
Cd	0,758	0,167	0,784	0,431	0,379
In	0,055	0,013	0,028	0,014	0,042
Sn	1,666	1,271	1,254	1,120	1,256
Sb	1,160	0,842	0,806	1,328	1,312
Te	0,934	0,648	0,820	0,839	1,030
Cs	3,997	2,275	2,574	2,038	3,360
Ba	468,300	355,500	191,200	168,500	320,100
La	27,250	15,290	17,900	18,450	24,650
Ce	56,390	30,680	35,420	37,820	52,110
Pr	7,054	4,167	4,431	4,875	6,334
Nd	27,760	16,060	17,060	20,370	25,180
Sm	6,112	3,630	3,501	4,546	5,247
Eu	1,418	0,818	0,805	1,202	1,320
Gd	4,992	3,085	3,080	3,781	4,745
Tb	0,816	0,496	0,501	0,586	0,759
Dy	4,819	3,133	3,051	3,557	4,663
Ho	0,981	0,681	0,649	0,752	0,949
Er	2,738	1,987	1,864	2,080	2,587
Tm	0,393	0,309	0,270	0,306	0,385
Yb	2,658	2,020	1,648	1,869	2,530
Lu	0,417	0,307	0,265	0,291	0,401
Hf	3,988	4,631	2,601	2,162	4,147
Ta	0,679	0,596	0,584	0,286	0,591
W	1,173	1,572	0,715	0,661	1,119
Re	0,005	0,019	0,014	0,018	0,016
Au	0,165	0,125	0,125	0,102	0,131
Hg	0,219	0,188	0,219	0,188	0,125
Tl	0,41	0,348	0,301	0,197	0,422
Pb	15,28	10,72	10,85	11,61	14,82
Bi	0,187	0,946	0,109	0,109	0,157
Th	7,767	5,361	5,371	3,801	6,531
U	3,247	1,472	1,340	0,866	1,617

Примечание. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН. Аналитик Ю.Л. Ронкин. Номера проб: 1, 2 – андезито-дацит; 3 – гранит-порфир; 4 – дацит; 5 – песчаник.

цательного изгиба, описанной в главах 2, 4, такой вариант вполне возможен. Но более вероятен вариант бескорневой складчатости, который может сочетаться с многочисленными мелкими тектоническими нарушениями надвиго-взбросовой кинематики. На Урале и восточной окраине ВЕП в настоящее время фиксируются условия горизонтального сжатия [Кашубин, 2001; Блинова, 2003; Юдахин и др., 2003; Новейшая динамика..., 2008; и др.]. На платформенной коре складчатость всегда незавершенная, и возобновление режима горизонтального сжатия вызывает ее синхронную активизацию. Этим можно объяснить неотектонический рельеф данной площади (приподнятые Осинский блок и Тулвинская возвышенность). В случае активизации режима субширотного сжатия действует обратный (запирающий) градиент стрессовых напряжений. Следовательно, месторождения углеводородов и подземных вод находятся в «запертом» состоянии независимо от того, где они располагаются: в антиклинальных ловушках или зонах объемной трещиноватости. Это может иметь большое значение для нефтегазовой геологии. В периоды временного ослабления или снятия тектонических напряжений миграция углеводородов с глубоких горизонтов на верхние горизонты резко возрастает, что может привести к пополнению запасов месторождений. Исходя из этих соображений, можно ожидать, что в Осинском блоке промышленные скопления углеводородов могут быть и в венд-рифейской части разреза. Они могут быть локализованы как в антиклинальных ловушках, так и в зонах объемной трещиноватости. Благоприятные условия для образования углеводородов должны создавать и условия стресс-метаморфизма в верхней части коры, в область действия которых попадает многокилометровая толща осадочных пород.

Как показано ранее, к Осинскому тектоническому блоку также может быть приурочен позднепалеозойский многофазный дайковый комплекс и связанная или не связанная с ним гидротермальная (телетермальная) система. Принимая во внимание терригенно-осадочный характер разреза, следует отметить, что мобилизация рудного вещества из него ограничена. Основным источником рудных компонентов здесь могут служить нижняя кора и дестабилизированная верхняя мантия. Наличие киновари и самородной ртути на данной площади можно объяснить глубинным характером флюидов. В окружении Осинского блока известны месторождения волконскоита. Судя по геохимическим аномалиям, данный блок может быть специализирован на золото. Но не исключаются и другие рудные месторождения. На Сибирской платформе в схожей ситуации находятся медно-никелевые месторождения [Малич, Туганова, 1979], железорудные месторождения Ангаро-Илимской группы [Туговик, 1984; Невский, Фролов, 1985; и др.] и ряд других рудных месторождений. Представляется, что Осинский тектонический блок заслуживает внимания в отношении перспектив на рудную минерализацию и углеводородное сырье в рифей-вендских отложениях.

Выводы

Из изложенного фактического материала и теоретических построений можно сделать следующие выводы.

1. Восточно-Европейская плита в позднепалеозойское время испытала активизацию и деформации в зоне динамического влияния Урала.

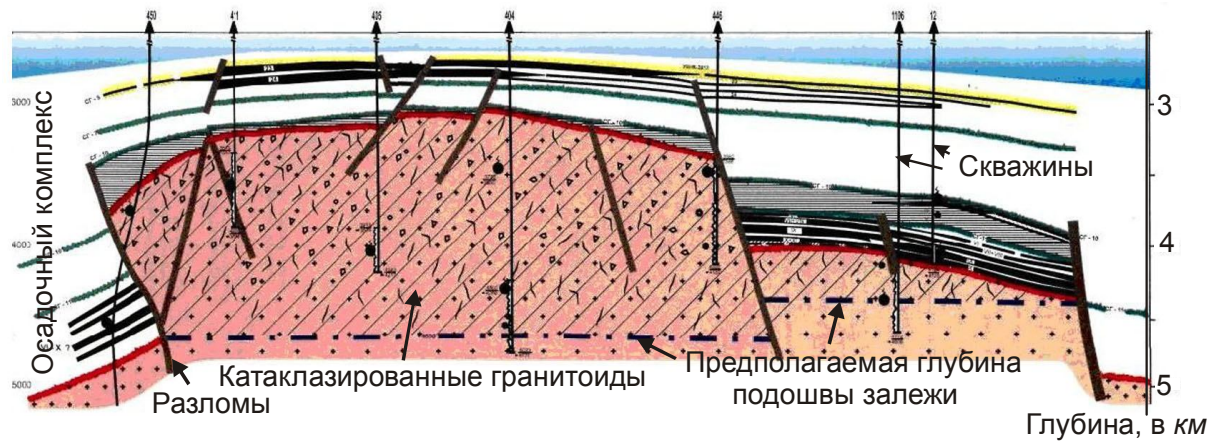


Рис. 5.78. Схематический геологический разрез месторождения Белый Тигр [Халилов, 2012]

2. Стиль платформенных деформаций непротиворечиво объясняется моделью блоковой складчатости.

3. Блоки положительного изгиба (Кунгурско-Красноуфимский, Камский и Коми-Пермяцкий, а также Сысолский своды) представляют интерес в отношении поисков коренных месторождений алмазов и, возможно, комплексных титан-циркониевых россыпей. Мелкие алмазы и минералы-спутники установлены на Коми-Пермяцком своде [Первые находки..., 2006; Осовецкий, 2007; Мелкие алмазы..., 2008].

4. Блоки отрицательных изгибов (Осинская и Бирская впадины) благоприятны для размещения месторождений углеводородов, что для палеозойского разреза доказано практикой. Крупные скопления углеводородов могут иметь место в рифей-вендской части разреза на участках осевых тектонических клиньев. Возможно, что осевые тектонические клинья этих впадин могут нести рудную минерализацию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Теоретическое обоснование и экспериментальное моделирование показывают, что блоковая складчатость существует и широко проявлена в мобильных поясах и зоне их динамического влияния на платформенных участках коры. Почти не проявленная в изгибах коры, она оказалась малозаметной для исследователей и обычно объяснялась блоковым строением последней. Блоковая складчатость принципиально отличается от «блоковой тектоники» и «глыбовой складчатости», поскольку возникает в результате *горизонтальных движений*, а деформациями охвачена вся кора в целом в зоне действия критических тектонических напряжений. В данном случае блоковое строение земная кора *приобретает* в результате действия тектонопары «надвиг – продольный изгиб». Этим не отрицается существование «глыбовой складчатости» и блоковой тектоники, в основе которых лежат вертикальные движения или горизонтальные тектонические потоки. Блоковая складчатость приспособляется к уже существующим крупным неоднородностям (блокам) в земной коре в соответствии с «принципом унаследованности» и вызывает их тектоническую активизацию. В результате блоковой складчатости деформируемый участок коры приобретает новую структуру, которая является основой прогноза син- и посттектонических месторождения полезных ископаемых.

Блоковая складчатость возникает при условиях: 1) реологической расслоенности коры, 2) одноосного горизонтального сжатия. Первое условие обеспечивает концепция реологической и тектонической расслоенности земной коры. Второе выполняется при коллизионных событиях в мобильных поясах и зонах их динамического влияния. Признаками блоковой складчатости являются линейность, ориентированная согласно общему структурному плану коллизионно-складчатого пояса, близкие размеры блоков, повторяемость в пространстве, синхронность формирования, единый стиль деформаций для блоков одного знака изгиба, метаморфизм, магматизм, металлогеническая специализация и др. Источник энергии тектонический, обусловленный коллизией. Упругая верхняя кора передает напряжения сжатия на расстояния, а изгибы фокусируют ее на ядра складок: в блоках положительного изгиба – на нижнюю часть коры, а в блоках отрицательного изгиба – на верхнюю ее часть. Релаксация напряжений осуществляется всеми возможными способами: тектоническими потоками (пластическими, квазипластическими, катакластическими), метаморфическими реакциями, перекристаллизацией, фазовыми переходами, растворением под давлением и т. п., что характеризует систему как максимально энергоемкую. Все деформации остаточные. Тектоническая энергия трансформируется в другие виды энергии, в том числе и тепловую, вызывая быстрый разогрев крупных объемов коры. Возникает резко метастабильная по энергонасыщенности и РТ-условиям система, релаксация которой сопровождается глубокими вещественно-структурными преобразованиями земной коры и ремобилизацией рудных компонентов.

В верхней части блока отрицательного изгиба формируется *зона брекчий и мегабрекчий*, характеризующаяся большим трещинно-пустотным пространством, которое заполняется метеорными или морскими захороненными водами. Ниже располагается *зона бескорневой складчатости* и/или *объемной трещиноватости*. Осевая часть блока осложняется *тектоническими клиньями*. Отрицательный изгиб создает

градиентное поле сжимающих напряжений, убывающих сверху вниз. Это запирающий градиент напряжений, который удерживает флюиды на глубине, что ведет к их перегреву и обогащению рудным веществом, родственным с Cl и S (сидерофильными, халькофильными, редкометалльными элементами). Источником вещества служат вмещающие породы, нижняя кора и верхняя мантия. Снятие или временное ослабление тектонических напряжений сопровождается движением флюидов на верхние горизонты коры. Наиболее крупные трещины скалывания играют роль рудоподводящих каналов. В зоне объемной трещиноватости, брекчирования и мегабрекчирования происходят смешение глубинных флюидов с метеорными и морскими захороненными водами, их резкое охлаждение, изменение pH среды и окислительно-восстановительного потенциала, сопровождающиеся рудоотложением. Минерагеническую специализацию блоков в значительной степени определяет вещественный состав коры в зоне циркуляции глубинных вод, формирующийся в доколлизийное время.

В нижней части блоков положительного изгиба создаются условия высокобарического метаморфизма. Положительный изгиб формирует прямой градиент стрессовых напряжений, нарастающих с глубиной, что вызывает перемещение (выжимание) вещества вверх, появление пластических и квазипластических потоков, переносящих тепловую и химическую энергию на верхние горизонты коры. Сохранение глубинного корня обеспечивает высокое давление в головной части этих потоков, которые на верхних горизонтах коры становятся источниками стрессовых напряжений и тепловой энергии, формируют куполовидные структуры и являются центрами зонального высокоградиентного метаморфизма. Процессы гранитизации сопровождаются выносом в околокупольное пространство ряда рудных и петрогенных химических элементов (Si , Fe , Ti , Mg , Ca , Au и др.). В ядрах куполовидных структур накапливаются флюиды, обогащенные легколетучими элементами (Be , Li , Sn , W , Ta , Nb и др.). Над купольными структурами образуются крутопадающие трещины растяжения, заполняемые жильным кварцем. На прогрессивном этапе процесса они испытывают деформации, метаморфизм и перекристаллизацию (грануляция кварца). Снятие тектонических напряжений сопровождается падением давления в ядрах куполовидных структур с одновременными процессами анатексиса и ультраметаморфизма. Анатектические расплавы, наиболее богатые летучими компонентами, формируют дайковый комплекс гранитов и пегматитов (с редкометалльной, слюдяной, кварцевой и самоцветной минерализацией), приуроченный к трещинам отрыва и скалывания в межкупольных структурах. В надкупольном пространстве имеет место пневматолито-гидротермальная деятельность (альбитизация, грейзенизация, минеральное заполнение трещин и т. д.), эволюционирующая в процессе длительной посттектонической релаксации системы. Формируется кварцево-жильное поле с горным хрусталем. На поздних этапах этими процессами охватываются и ядра куполовидных структур. Золото, отогнанное процессами гранитизации в околокупольное пространство, испытывает ремобилизацию и переотложение с образованием рудных концентраций [Мурзин и др., 1991]. Таким образом, блоки положительного изгиба специализированы на нерудные полезные ископаемые, золото, редкие элементы.

На восточном склоне Урала примером блока положительного изгиба является Кочкарский метаморфический комплекс. Время заложения ограничивающих его надвигов оценивается поздним девонем. Опускание блока вниз под тяжестью надвига-

ющихся пластин привело к накоплению раннекаменноугольных терригенно-карбонатных и карбонатных отложений, а изгиб блока – к разогреванию его нижней части и движению флюидов на верхние горизонты коры, где имел место раннекаменноугольный метаморфизм низких давлений. В позднем карбоне имело место формирование куполовидных структур, явившихся центрами высокоградиентного зонального метаморфизма. Процессами гранитизации ряд петрогенных и рудогенных химических элементов, в том числе золото, отгонялись в околокупольное пространство. В ядрах куполовидных структур накапливались летучие компоненты. На границе карбона и перми начался регрессивный этап процесса (посттектоническая релаксация системы). В ядрах куполовидных структур возникли анатектические гранитные расплавы, приведшие к становлению дайкового комплекса в около- и межкупольном пространстве, в том числе пегматитов с редкометалльной и самоцветной минерализацией (Светлинское пегматитовое поле и др.). Над Светлинской куполовидной структурой сформировалось одноименное месторождение горного хрусталя. К западу от Светлинской куполовидной структуры, в лежащем боку надвига возникло одноименное месторождение золота. Близость куполовидной структуры обеспечила здесь на регрессивном этапе процесса контрастное термоградиентное поле и гидротермальную деятельность (длительную циркуляцию растворов), ремобилизацию и переотложение золота. Снятие тектонических напряжений повысило проницаемость и зоны надвига, по которой глубинные (нижняя кора – верхняя мантия) рудоносные флюиды поднимались на верхние горизонты коры. Это, по нашему мнению, два основных источника золота, сформировавших Светлинское месторождение.

Раннекаменноугольные известняки на прогрессивном этапе процесса подверглись Mg-метасоматозу с образованием дометаморфических доломитов. С ростом P-T-условий метаморфизма последовали региональная дедоломитизация и образование кальцитового мрамора, только местами содержащего реликты ранних метасоматических доломитов. На путях движения минерализованных растворов формировался Mg-кальцитовый мрамор, иногда содержащий раннюю генерацию рубина (1 тип). На раннем регрессивном этапе в мрамора внедрились дайки гранитов и пегматитов. Вслед за этим имел место Mg-метасоматоз, в результате которого образовались доломит-кальцитовые мраморы, контролируемые трещинами кливажа и посттектоническими малоамплитудными сдвигами. В условиях Mg-метасоматоза рубины 1 типа замещались розовой шпинелью. Высокое давление CO_2 обеспечило образование рубина второй генерации (2 тип). На участках повышенной магнезиальности мраморов образовалась розовая шпинель. Снижение температуры и давления сопровождалось усилением пневматолито-гидротермального процесса, в котором главную роль играли фтор и вода. В этих условиях формировались минерализованные трещины с корундом (3 тип), Cr-паргаситом, флогопитом, фукситом, рутилом, пиритом и другими минералами. Ранее образованные рубины на отдельных участках мраморов замещались алой шпинелью, которая образовала и собственные кристаллы в парагенезисе с флюоритом. При снижении температуры ниже 420°C вместо корунда образовался длиннопризматический диаспор. С пневматолито-гидротермальным процессом связано и возникновение минерализации розового топаза (с горным хрусталем, турмалином, рутилом и флюоритом), контролируемой зонами тектонических брекчий. С ним же связана, вероятно, минерализация изумрудов и александритов, находки которых имеются на площади блока.

Таким образом, время прогрессивного этапа процесса совпадает со временем позднепалеозой коллизии на Урале, а время регрессивного процесса – со временем постколлизийной релаксации системы.

Сафьяновское цинк-медное сульфидное месторождение локализовано в блоке отрицательного изгиба, граничащим с Мурзинско-Адуйским (на западе) и Красногвардейским (на востоке) гранитогнейсовыми массивами (блоки положительного изгиба коры). Месторождение локализовано в депрессионной структуре, выполненной вулканогенно-осадочными породами, датируемыми средним девонем–ранним карбоном. Широко распространены надвиговые структуры, сформированные в условиях горизонтального сжатия. На Черноисточинско-Алапаевском профиле МОВ осевая часть блока характеризуется крутым наклоном отражающих площадок, рисующих крупный тектонический клин с вертикальным размахом около 8 км. Внутри клина отмечается множество крутопадающих отражающих площадок различной вергентности, что характеризует его как область объемной трещиноватости. Система тектонических клиньев отчетливо просматривается и в бортах карьера. Промышленные рудные тела локализованы в висячем борту Восточного разлома, по кинематике отвечающего малоамплитудному взбросу. Руды неметаморфизованные и слаботектонизированные, тогда как вмещающие породы подверглись сильному катаклазу, брекчированию и глубоким гидротермально-метасоматическим преобразованиям. Стилль тектоники коллизионный. Рудная минерализация контролируется разрывными нарушениями (трещины скалывания и отрыва, зоны тектонических брекчий). Вмещающие породы датируются средним девонем. Ниже, по данным бурения, лежат известняки визейского возраста. Следовательно, активная фаза горизонтального сжатия приходится на поствизейское время. Датирование серицитов калий-аргоновым методом дало два максимума: 350 и 267 млн лет [Язева и др., 1992]. Первую цифру можно объяснить коллизионными событиями на Урале, а вторую – постколлизийной релаксацией системы, связанной с подъемом метаморфогенных и рудоносных растворов. По неопубликованным данным А.А. Баталиной, в смежном Мурзинско-Адуйском блоке, на Липовском и Алабашском проявлениях рубина, по флогопиту, мусковиту, фукситу и паргаситу получены возрастные датировки 259–263 млн лет (калий-аргоновый метод).

Таким образом, наблюдается хорошая согласованность гидротермальных процессов регрессивного этапа в смежных блоках отрицательного и положительного изгибов коры. Фактический материал свидетельствует, что основная масса руд на Сафьяновском месторождении отложилась на постколлизийном этапе. Рудовмещающими структурами послужила область объемной трещиноватости. Восточный разлом играл роль рудоподводящего. Рудоносные растворы формировались в нижней части коры, в условиях обратного градиента стрессовых напряжений прогрессивного этапа деформаций. Источником рудного вещества могли служить вмещающие вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы, нижняя кора и верхняя мантия. Переход системы к регрессивному этапу вызвал перемещение флюидов на верхние горизонты коры, где в зоне брекчий и мегабрекчий произошло их смешение с метеорными и морскими захороненными водами, приведшее к рудоотложению. В соответствии с этим, тип месторождения определяется как эпитеpmальный.

Тектоническую активизацию испытала и Восточно-Европейская платформа в зоне динамического влияния Урала. В качестве примера блока положительного изги-

ба рассмотрен Кунгурско-Красноуфимский свод, проявленный по кровле артинских отложений. В кунгурское время на площади свода имела место интенсивная дегазация коры, приведшая к образованию дырчатых брекчиевых известняков, содержащих ксеноминералы глубинного происхождения, и диатрем эруптивных брекчий. В связи с дегазацией коры предполагаются залежи газогидратов. Найдены минералы-спутники алмазов. Минералогия дырчатых брекчиевых известняков и рыхлых отложений данного свода аналогична минералогии мезокайнозойских алмазоносных россыпей Западного Урала. Возможно, что в позднемеловое время часть материала могла сноситься с площади свода на восток. Таким образом, площадь Кунгурско-Красноуфимского свода представляет интерес на поиски коренных месторождений алмаза. Время формирования свода и массовая дегазация коры пришлись на раннепермское время, что можно объяснить завершением коллизионных событий на Урале и активизацией платформенной коры.

Осинская впадина входит в состав Камско-Кинельской системы прогибов, унаследованно развитых на Калтасинском рифейском авлакогене. Впадина несет все признаки блока отрицательного изгиба. Осевую ее часть осложняет Осинский тектонический блок (тектонический клин), прослеженный в осадочном чехле, включая верхнепермские отложения, и кристаллическом фундаменте. Подобные структуры перспективны на разные рудные месторождения в зависимости от типа и состава коры. Шлиховое опробование и геохимические исследования не противоречат этому. Осевые тектонические клинья благоприятны на крупные месторождения углеводородов типа месторождения Белый Тигр во Вьетнаме.

Модель блоковой складчатости может успешно использоваться для прогноза и разведки эндогенных месторождений различных полезных ископаемых, сформированных в условиях ориентированного горизонтального сжатия и посттектонической релаксации (коллизионного и постколлизионного этапов).

Список литературы

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: МГУ, 1956. 493 с.
- Алмазы из флюидизатно-эксплозивных брекчий на Северном Урале / В.И. Силаев, И.И. Чайковский, В.И. Ракин и др. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 116 с.
- Амиржанов А.А., Фон-дер-Флаасс Г.С., Торбеева Т.С.* Рудно-метасоматический комплекс диатрем Ангарской провинции как продукт «базификации» осадочного чехла Сибирской платформы // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 464–468.
- Анфилогов В.Н.* О признаках механического и химического воздействия на кристаллы алмазов месторождений Урала // ЗВМО. 2004. Ч. СXXXIII, № 3. С. 105–108.
- Арган Э.* Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 192 с.
- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Архангельский А.Д.* Верхнемеловые отложения Востока Европейской России // Мат. геол. России. 1912. 25 с.
- Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1. Тектоника и история развития Русской платформы. М.; Пг.: Гос. изд-во, 1923. 146 с.
- Архангельский А.Д.* К вопросу о покровной тектонике Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1932. Т. X (1). С. 103–111.
- Архангельский А.Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. 3-е изд. М.: Гостоптехиздат, 1941. Т. 1. 451 с.
- Архипов В.И., Ахмадиев Ю.Х., Овдина Г.К., Огарин И.С.* Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Южного Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 94–100.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Филиал «Гео» Изд-ва СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001. 276 с.
- Афанасьев В.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н.* Эффект коррозионного растрескивания мантийных минералов // Изв. вузов: Геология и разведка. 2000. № 3. С. 43–52.
- Афанасьев Г.Д.* Проблемы магматической геологии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1967. № 11. С. 14–29.
- Бакиров А.Б., Укудеев Т.* О природе орогенических зональных метаморфических ореолов // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во СГИ, 1982. С. 12–18.
- Баталина А.А., Мурзин В.В., Кисин А.Ю.* Изотопный состав и температура образования рубиноносных мраморов Алабашского проявления (Средний Урал) // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 168–170.
- Башта К.Г., Васильев Г.П., Шахторина Л.Н.* Некоторые результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 149–159.
- Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г.* Неотектоника Урала (проблемы и решения) // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61–75.
- Безруков П.Л.* К открытию мезозойских отложений на Уфимском плато // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1938. № 5–6. С. 699–708.

- Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 275 с.
- Белов С.В., Бурмистров А.А., Фролов А.А.* Тектоническая позиция, тектонофизические условия формирования и рудоносность массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Отечественная геология. 1999. № 1. С. 24–32.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М.* Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК «Звезда», 2001. 108 с.
- Белоусов В.В.* О происхождении складчатости // Сов. геол. 1947. № 16. С. 10–33.
- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
- Белоусов В.В.* Проблема происхождения складчатости // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 3–8.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.
- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
- Бембель Р.М., Мегеря В.М., Бембель М.Р.* Геосолитоны и дегазация Земли // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 95–97.
- Берлянд Н.Г.* О палеореконструкциях глубинного строения земной коры Урала // Сов. геол. 1982. № 11. С. 78–89.
- Берлянд Н.Г.* Районирование Урала по типу строения земной коры // Сов. геол. 1990. № 4. С. 81–91.
- Берлянд Н.Г.* Глубинное строение и эволюция литосферы Урала. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
- Блинова Т.С.* Прогноз геодинамически неустойчивых зон. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 163 с.
- Богданов А.А., Келлер Б.М., Хатьянов Ф.М.* Тектоника промежуточной области (Западный склон). Предуральский прогиб // Геология СССР. Т. XIII. Башкирская ССР и Оренбургская область. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 544–554.
- Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.
- Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А.* Геодинамическая модель формирования Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2002. Т. 386, № 5. С. 651–655.
- Болотов А.А.* Пирокластические породы восточной окраины Уфимского плато в пределах Пермской области // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. Ч. 2. С. 3–6.
- Болтыров В.Б.* Каледоно-варисский цикл регионального метаморфизма палеозойской геосинклинали Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Тр. СГИ. 1973. Вып. 91. С. 11–27.
- 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. Тр. СГИ. 1973. Вып. 91. С. 53–66.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху / отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Бондаренко П.Н., Лучицкий И.В.* О полях напряжения в складках, возникающих вследствие продольного изгиба // ДАН СССР. 1969. Т. 188, № 4.
- Борисов А.А.* Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1963. № 2.

Борисов С.О. Слои парадоксального состояния геологической среды // Сов. геол. 1990. № 4. С. 92–102.

Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С. Структурные уровни деструкции в сдвиговой зоне и их отражение во фрактальных размерностях (по результатам физического моделирования) // ДАН. 2001. Т. 377, № 1. С. 72–75.

Бочкарев В.В., Пучков В.Н., Язева Р.Г. Колчеданное оруденение в позднепалеозойском ретрошарьяже на Среднем Урале // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 3. С. 684–688.

Бронгулеев В.В. О мелкой складчатости на востоке Русской платформы // Сов. геол. 1947. № 16. С. 34–59.

Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 104 с. (Тр. АН СССР. ГИН.)

Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Захарченко О.Д., Голубева Ю.Ю. Современное состояние проблемы коренных первоисточников алмазных россыпей западного склона Урала // Руды и металлы. 2004. № 4. С. 5–17.

Валеев Р.Н. Тектоника Вятско-Камского междуречья. М.: Недра, 1968. 117 с.

Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.

Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.

Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараиш И.Г. Динамическая интерпретация зональных метаморфических комплексов // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 114–117.

Вержбицкий В.Е., Левченко О.В. Особенности структуры зоны внутриплитных деформаций океанической литосферы на севере Центральной котловины Индийского океана по данным детального структурного картирования // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 128–131.

Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / В.И. Ваганов, П.Ф. Иванкин, П.Н. Кропоткин и др. М.: Недра, 1985. 200 с.

Видятин Ю.П., Лаубенбах Е.А. Пример нетрадиционных нефтекимберлитовых районов углеводородных скоплений // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 60–62.

Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559–570.

Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии / А.В. Зубович, В.И. Макаров, С.И. Кузиков и др. // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16–29.

Вопросы изучения планетарной трещиноватости: сб. ст. / отв. ред. С.С. Шульц. Географическое общество СССР. Л., 1976. 103 с.

Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 85. 1963. 212 с.

Генезис нефти и газа / под ред. А.Н. Дмитриевского, А.Э. Конторовича. М.: ГЕОС, 2003. 432 с.

Гениафит Ю.С. Внутренние факторы тектонической мобильности литосферы платформ // Геотектоника. 1996. № 4. С. 13–24.

Геологическая карта Урала. Масштаб 1 : 500 000 / под ред. И.Д. Соболева. Свердловск, 1979.

Геологическая позиция и состав Сафьяновского меднорудного месторождения на Среднем Урале / В.А. Коротеев, Р.Г. Язева, В.В. Бочкарев и др. // Путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 54 с.

Геологический отчет о работах Демаринского геолого-съёмочного отряда, проведенных в Увельском и Троицком районах Челябинской области в 1970–1971 гг. / В.П. Костарев, А.И. Батеник, Е.М. Пуногов и др. Челябинск, 1972. (Геофонды.)

Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа / под ред. В.Д. Наливкина, К.Э. Якобсона. Л.: Недра, 1985. 356 с.

Геология СССР. Т. XII, ч. I, кн. 2 / под ред. П.И. Аладинского, В.А. Перваго, К.К. Золоева. М.: Недра, 1969. 304 с.

Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника / гл. ред. Б.В. Буров. М.: ГЕОС, 2003. 402 с.

Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург, 2002. 312 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.

Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект «Уралсейс»). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. 286 с.

Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы: сб. ст. / под ред. Р.Х. Муслимова, А. Лапинской, И.Х. Кавеева. Казань: Татарское кн. изд-во, 1980. 176 с.

Годин Ю.Н. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИ Геофизики на Русской платформе и в Средней Азии в 1956–1960 гг. // ГСЗ земной коры в СССР. М.: Гостоптехиздат, 1962.

Голубева И.И. Магматогенные флюидизатно-эксплозивные образования севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 140 с.

Голубева И.И., Махлаев Л.В. Интрузивные пирокластиты севера Урала (туффизиты, эксплозивные брекчии, валунные дайки, псевдоконгломераты). Сыктывкар, 1994. 98 с.

Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику: учеб. пособ. М.: КДУ, 2005. 496 с.

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А., Фролова Н.С. Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49–60.

Горизонтальные напряжения и тектогенез Урала / А.Л. Алейников, О.В. Белавин, Ю.П. Булашевич и др. // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1988. С. 106–113.

Горяинов П.М., Давиденко И.В. Тектонокессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений – важное явление геодинамики // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1212–1215.

Грабежев А.И. Подрудные метасоматиты цинк-медно-колчеданных месторождений Урала (на примере Гайского и Сафьяновского месторождений) // Литосфера. 2004. № 4. С. 76–88.

Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.

Громин В.И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). М.: Наука, 1970. 144 с.

Грязевой вулканизм и рудообразование / Е.Ф. Шнюков, П.И. Науменко, Ю.С. Лебедев и др. Киев: Наук. думка, 1971. 332 с.

Данилович В.Н. Аркогенный тип надвигов // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 3–11.

Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы : мат-лы всерос. конф. 22–25 апреля 2008 г. / отв. ред. А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев. М.: ГЕОС, 2008. 622 с.

Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ : мат-лы Междунар. конф. памяти П.Н. Кропоткина. 20–24 мая 2002 г. / отв. ред. А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев. М.: ГЕОС, 2002. 472 с.

Демина Л.И., Каменский С.А. К проблеме докембрия Сысертско-Ильменогорского блока Южного Урала // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 24–27.

Демина Л.И., Короновский Н.В. Геодинамические следствия процессов гидратации-дегидратации в земной коре // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 235–238.

Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.

Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Локализованные потоки глубинных углеводородных флюидов и генезис скоплений газогидратов // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 319–322.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

Дорофеев Н.В. Геологическое строение северной части Уфимского плато (район рек. Шуртана и Сараны) // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1950. Вып. 44. С. 61–144.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С. О природе надвигов западного склона Урала с позиции глубинного строения земной коры // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 99–102.

Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Халевин Н.И. Результаты глубинных сейсмических зондирований на свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука 1968. С. 69–79.

Дружинин С.В., Осипов В.Ю., Первушин А.В. О поисках углеводородов в юго-западной части Свердловской области // Разведка и охрана недр. 2004. № 2. С. 29–33.

Ержанов Ж.С., Егоров А.К. Теория складкообразования в толще горных пород. Матем. описание. Алма-Ата: Наука, 1968. 135 с.

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

Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // ДАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 380–384.

Знаменский С.Е. Позднеколлизийные транспрессивные и транстенсивные структурные парагезисы Магнитогорского мегасинклиория (Южный Урал) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 241–243.

Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизийных месторождений золота восточного склона Южного Урала: дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 2008. 352 с.

Зубарев Б.М. Дайковый тип алмазных месторождений. М.: Недра, 1989. 183 с.

Зубков А.В. Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 3–18.

Ибламинов Р.Г. Минерагеодинамические основы прогнозирования месторождений твердых полезных ископаемых: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Пермь, 2002. 38 с.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала: дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998а. 252 с.

Иванов К.С. Современная структура Урала – результат послепалеозойского растяжения земной коры // Геология и геофизика. 1998б. Т. 39, № 2. С. 204–210.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала // ДАН СССР. 1977. Т. 237, № 5. С. 1144–1147.

Иванов С.Н. Зоны пластических и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3–14.

Иванов С.Н. Природа границы между верхней и средней частью земной коры и ее значение: науч. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 1991. 44 с.

Иванов С.Н. О реологических моделях земной коры; критическое рассмотрение. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 41 с.

Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 152 с.

Ившин В.М., Заварзин Б.А. Сейсморазведка древних протерозойских толщ и поверхности кристаллического фундамента // Геофизика. 2000. Спец. вып. С. 99–105.

Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов / И.В. Чернышев, И.В. Викентьев, А.В. Чугаев и др. // ДАН. 2008. Т. 418, № 4. С. 530–535.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.

Казанцев Ю.В., Загребина А.И. О методах выделения разрывных нарушений на временных сейсмических разрезах МОГТ // ДАН. 2002. Т. 387, № 3. С. 370–373.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Геологический разрез через Южный Урал // Геотектоника. 1996. № 3. С. 13–24.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Сейсмоструктурная геология как новый метод поиска углеводородов // Углеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ: Перспективы нефтегазоносности фундамента и оценка его роли в формировании и переформировании нефтяных и газовых месторождений: мат-лы междунар. науч. конф. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 2006. С. 111–114.

Какунов Н.Б. Газогидраты – новый перспективный источник природных газов на территории европейского северо-востока // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. IV. С. 124–126.

- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 155 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.* Новые направления и методика поисков нефти и газа в Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1982. 48 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.* О тектонике Урала // *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 10–20.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В., Постников Д.В.* Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы. М.: Наука, 1991. 255 с.
- Карпинский А.П.* Общий характер колебания земной коры в пределах Европейской России // *Изв. АН*. 1894. № 1. С 37–43.
- Карпинский А.П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. Пг.: Природа, 1919. 158 с.
- Карпинский А.П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 206 с.
- Кассин Г.Г.* Выявление очагов платформенного магматизма в Пермском Приуралье по геомагнитным аномалиям // *Вопросы разведочной геофизики*. 1975. Вып. 107. С. 27–31.
- Кассин Г.Г., Ярош А.Я.* Внутренняя структура фундамента Пермского Приуралья (по геофизическим данным) // *Вопросы разведочной геофизики*. 1975. Вып. 107. С. 8–11.
- Кашибин С.Н.* Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 181 с.
- Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Кейльман Г.А., Золоев К.К.* Изучение метаморфических комплексов. М.: Недра, 1989. 207 с.
- Кейльман Г.А., Паняк С.Г.* Эволюция метаморфической зональности // *Геология метаморфических комплексов*. Свердловск: Изд-во СГИ, 1982. С. 5–12.
- Кейльман Г.А., Паняк С.Г.* Энергетические предпосылки факторов метаморфизма / *Геология метаморфических комплексов*. Екатеринбург: Урал. горн. ин-т, 1992. С. 4–14.
- Кейльман Г.А., Пучков В.Н.* Сиализация земной коры (тектонические аспекты). Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 49 с.
- Кейльман Г.А., Соколов В.Б., Козырев Е.И.* О глубинном строении гнейсово-мигматитовых комплексов и гранитных массивов на Среднем Урале // *Геология метаморфических комплексов Урала*. Тр. СГИ. 1974. Вып. 108. С. 3–9.
- Кейльман А.Г., Болтыров В.Б., Бурьян Ю.И., Горожанкин В.Т.* К вопросу о структурной эволюции Кочкарского антиклинория // *Геология метаморфических комплексов Урала*. Тр. СГИ. 1973. Вып. 91. С. 38–45.
- Келлер Б.М.* Тектоника Уральского Каратау и Казаякской нефтеносной зоны // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1945. Вып. XX (5–6). С. 93–113.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Изд-во «Прогресс», 1967. 560 с.
- Кисин А.Ю.* Принципы прогнозирования хрусталеносности кварцевых жил в надкупольных структурах // *Геологическая наука – народному хозяйству: инф. мат-лы*. Свердловск: УрО АН СССР, 1989а. С. 3.

Кисин А.Ю. Прогнозирование рубиновой минерализации в карбонатных породах // Геологическая наука – народному хозяйству: инф. матер. Свердловск: УрО АН СССР, 1989б. С. 4–5.

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

Кисин А.Ю. Кварцевые жилы в надкупольных структурах и прогнозирование их хрусталености по элементам залегания // Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 74–77.

Кисин А.Ю. Алмазы // Месторождения полезных ископаемых Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 115–121.

Кисин А.Ю. К вопросу о происхождении лемазинских дырчатых брекчиевых известняков на Уфимском плато // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 53–57.

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

Кисин А.Ю. Общекарорная складчатость и минерализация восточной окраины Восточно-Европейской платформы // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: мат-лы XXXIX Тектон. сов. М.: ГЕОС, 2006а. Т. 1. С. 308–312.

Кисин А.Ю. Пиррофанит в серпентинитах с Уфимского плато // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: Перм. ун-т, 2006б. С. 92–95.

Кисин А.Ю. Потеря изгибной устойчивости земной коры // Метаморфизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006в. С. 35–38.

Кисин А.Ю. Уфимское плато: Некоторые итоги десятилетних исследований и перспективы алмазоносности // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006г. С. 70–72.

Кисин А.Ю. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранитоидных комплексов Урала // Литосфера. 2007а. № 1. С. 90–108.

Кисин А.Ю. Общекарорная складчатость как отражение горизонтального сжатия // Литосфера. 2007б. № 5. С. 117–136.

Кисин А.Ю. Общекарорная складчатость и рудообразование // Рудогенез. Миасс; Екатеринбург: УрО РАН, 2008а. С. 133–137.

Кисин А.Ю. Общекарорная складчатость мобильных поясов и горообразование // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008б. Т. 1. С. 400–404.

Кисин А.Ю. Общекарорная складчатость платформенных областей // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008в. Т. 1. С. 312–317.

Кисин А.Ю. Структурное положение тектонического блока Каратау // Литосфера. 2008г. № 4. С. 35–47.

Кисин А.Ю. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости: дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Пермь, 2009а. 454 с. Не опубликовано.

Кисин А.Ю. Общекарорная складчатость и горообразование // Уч. Зап. Казанского ун-та. Сер. Естественные науки. 2009б. Т. 151, кн. 3. С. 216–228.

Кисин А.Ю. Осинский блок: проблема образования // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: ПГУ, 2009в. Вып. 12. С. 277–285.

Кисин А.Ю. Структурная позиция и время образования прожилково-вкрапленных руд Сафьяновского Zn–Cu месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2009г. № 5. С. 72–84.

Кисин А.Ю. Минералы ставролитовой ассоциации в платформенном чехле Волго-Уральской антеклизы: проблема происхождения и возможное решение // Зап. РМО. 2010. Ч. 139, вып. 2. С. 92–101.

Кисин А.Ю. Дырчатые брекчиевые известняки Уфимского плато и проблема их происхождения // Вестн. ПГУ. 2016. № 3. С. 49–60.

Кисин А.Ю., Варламов Д.А. Гранаты Уфимского плато и проблема коренных источников уральских алмазов // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 167–171.

Кисин А. Ю., Галватских С.П. К вопросу образования глянцевого поверхностей и серповидных трещин на зернах некоторых минералов с Уфимского плато // Вестн. Урал. отд. Российского минералогического о-ва. 2009. № 6. С. 54–61.

Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Общеороновая складчатость мобильных поясов // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 5. С. 646–650.

Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Градиенты стрессовых напряжений как причина перемещения вещества при общеороновой складчатости // ДАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 67–70.

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

Кисин А.Ю., Притчин М.Е. Разрывная тектоника на Светлинском месторождении золота (Южный Урал) // Вестн. Пермского ун-та. Геология. 2015. Вып. 3 (28). С. 34–42.

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

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

Кисин А.Ю., Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Проявление эруптивного магматизма на Уфимском плато // ДАН. 2002а. Т. 385, № 1. С. 80–82.

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

Кисин А.Ю., Коротеев В.А., Сазонов В.Н. О возможной роли выступов кристаллического фундамента в образовании углеводородов // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 143–145.

Кисин А.Ю., Макеев А.Б., Филиппов В.Н. К проблеме происхождения самородных металлов, карбидов, силицидов и некоторых корундов на Уфимском плато // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 228–232.

Кисин А.Ю., Бушарина С.В., Макеев А.Б., Филиппов В.Н. Первая находка пиропов на Уфимском плато // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. 2005. Вып. 8. С. 162–169.

Киссин И.Г. Метаморфогенная дегидратация пород земной коры как фактор сейсмической активности // ДАН. 1996. Т. 351, № 5. С. 679–682.

Киссин И.Г. Дегазация земли и флюидные системы консолидированной коры // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 148–151.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 506.)

Копп М.Л., Егоров Е.Ю. Новейшее поле деформаций Южного Урала (по данным кинематического изучения трещиноватости) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 3. С. 14–19.

Коровко А.В., Двоеглазов Д.А. О позиции Сафьяновского рудного поля в структурах Режевской структурно-формационной зоны (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 151–152.

Корово-мантийное оруденение в салических блоках эвгеосинклинали / В.Н. Сазонов, Б.А. Попов, Н.А. Григорьев и др. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1989. 113 с.

Кортаев М.В., Ершов А.В., Фокин П.А. Синкомпрессионная литосферная складчатость Восточно-Европейской платформы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 1. С. 3–10.

Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.

Коротеев В.А., Кисин А.Ю., Сазонов В.Н. Модель формирования складчатых поясов на коллизийном этапе (на основе горизонтального сжатия с изгибом) // ДАН. 1998. Т. 358, № 4. С. 508–510.

Костровицкий С.И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. Новосибирск: Наука, 1976. 96 с.

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Цирконовая геохронология Мурзинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // ДАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 407–410.

Краюшкин В.А. К природе газогидратов и нефти // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 380–382.

Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности / под ред. Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской. Казань: Изд-во «Дента», 1996. 487 с.

Кропоткин П.Н. О происхождении складчатости // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. XXV, вып. 5. С. 3–29.

Кудряшов А.И. Флюидогеодинамика. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 228 с.

Курбацкая Ф.А. Методы исследования осадочных пород (на примере отложений верхнего докембрия западного Урала). Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1986. 92 с.

Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 515 с.

Кухлинг Г. Справочник по физике. М.: Мир, 1982. 520 с.

Кучеров В.Г. Абиогенное происхождение углеводородов: от геологической гипотезы к физической теории // Углеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ: Перспективы нефтегазоносности фундамента и оценка его роли в формировании и переформировании нефтяных и газовых месторождений. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 2006. С. 160–162.

Кучеров В.Г., Бенделиани Н.А., Алексеев В.А. Синтез углеводородов из минералов при высоких термобарических условиях // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 177–178.

Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле. М.: Мир, 1991. 447 с.

Ларин В.Н., Руженцев С.В. Моделирование покровных складок // Геотектоника. 1975. № 3. С. 36–43.

Левин Ф.Д., Фомин В.И. Происхождение современных Уральских гор // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 31–40.

Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 328 с.

Леонов М.Г. О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.

Леонов М.Г. Протрузии кристаллического фундамента (факт существования, структура, механизм формирования) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 2. С. 3–18.

Леонов М.Г. Интрабассейновые (внутриплитные) коллизионные швы и самоблокирующаяся субдукция // ДАН. 1996. Т. 350, № 1. С. 97–100.

Леонов М.Г. Постумная рейдная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252.

Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.

Леонов М.Г. Вертикальная аккреция земной коры // Геотектоника. 2005. № 4. С. 25–43.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 575.)

Леонов М.Г., Леонов Ю.Г. О понятии «консолидированная кора» и ее границах / Литосфера. 2002. № 4. С. 3–21.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.

Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.

Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмических отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.

Леонов Ю.Г. Строение литосферы в отраженных волнах // Геотектоника. 1994. № 4. С. 85–88.

Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.

Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3–23.

Летников Ф.А. Рудогенерирующая сущность процессов гранитизации и металлогения гранитогнейсовых куполов // Металлогения раннего докембрия. Л.: Наука, 1984. С. 57–65.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 612 с.

Лозин Е.В. Глубинное строение и нефтегазоносность Волго-Уральской области и смежных территорий // Литосфера. 2002. № 3. С. 46–68.

Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Ю. Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. В 2 ч. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 121–172.

Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Мелкие алмазы Урала. Пермь: Изд-во ПГУ, 1996. 128 с.

Макагон Ю.Ф. Эффект самоконсервации газогидратов // ДАН. 2003. Т. 390, № 1. С. 85–89.

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с.

Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.

Макеев А.Б., Иванух В. Морфология кристаллов, пленки и примазки на поверхности тиманских и бразильских алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. 2004. Вып. 6. С. 193–216.

Малич Н.С., Туганова Е.В. Тектоника и полезные ископаемые чехла Сибирской платформы // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 100–110.

Мальков Б.А., Филиппов В.Н. Бариофлогопит и акцессорный пирофанит в алмазоносном кимберлите из трубки Ермаковской-7 на Кольском полуострове // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2005. № 8. С. 5–10.

Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 261 с.

Маршинцев В.К. Основные этапы самородного минералообразования в кимберлитах // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 67–84.

Мелкие алмазы и минералы-спутники в юрских отложениях Вятско-Камской впадины / под ред. Б.М. Осовецкого. Пермь, 2008. 212 с.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.

Метасоматический ореол Сафьяновского Zn–Cu колчеданного месторождения, Средний Урал / А.И. Грабежев, В.П. Молошаг, В.И. Сотников и др. // Петрология. 2001. Т. 9, № 3. С. 204–220.

Методы моделирования в структурной геологии / под ред. В.В. Белоусова, А.В. Вихерта. М.: Недра, 1988. 222 с.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.

- Милановский Е.В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
- Милашев В.А.* Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984. 286 с.
- Милашев В.А.* Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990. 167 с.
- Минералы: справочник / отв. ред. Ф.В. Чухров, Э.М. Бронштедт-Куплетская. Т. II, вып. 3. М.: Наука, 1967. 675 с.
- Минкин Л.М., Рапопорт М.С., Соколов В.Б.* Геология южной части Мурзинско-Адуйского гнейсогранитного комплекса и его обрамления // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1973. Вып. 91. С. 10–21.
- Михайлов Г.К., Оборин А.А.* Подземная кладовая пресных вод Сылвенского кряжа. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2006. 154 с.
- Моисеенко У.И., Смыслов А.А.* Температура земных недр. Л.: Недра, 1986. 180 с.
- Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Сазонов В.Н.* Самородное золото рубиноносных мраморов зональных метаморфических комплексов Урала и его роль в формировании россыпей // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 5. С. 1226–1229.
- Наливкин В.Д.* Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвинской депрессии // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1949. Вып. 46. 206 с.
- Наливкин В.Д.* Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 47. 1950. 126 с.
- Невский В.А., Фролов А.А.* Структуры рудных месторождений кольцевого типа. М.: Недра, 1985. 247 с.
- Неганов В.М., Морошкин А.Н., Шихов С.А.* Строение Камско-Кинельской системы прогибов по результатам геофизики и бурения // Геофизика. Спец. вып. 2000а. С. 34–38.
- Неганов В.М., Родионовский В.И., Зотеев М.С.* Геологическое строение Пермского Прикамья по данным геолого-геофизических исследований // Геофизика. Спец. вып. 2000б. С. 11–22.
- Нечухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.
- Никишин А.М.* Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. Учебник. М.: Изд-во МГУ, 2002. 366 с.
- Николаев Н.И.* Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений // Сов. геология. 1947. № 16. С. 80–101.
- Николаевский В.Н.* Трещиноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 646–656.
- Новгородова М.И., Генералов М.Е., Главатских С.Ф.* Самородный алюминий из газовых возгонов современных вулканов и древних базальтоидных диатрем: сходство состава и генезиса // Докл. АН. 1997. Т. 354. № 4. С. 524–528.
- Новгородова М.И., Андреев С.Н., Самохин А.А., Гамянин Г.Н.* Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросферул в гидротермальных растворах // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389. № 5. С. 669–671.
- Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) / М.Л. Копп, В.Е. Вержбицкий, А.А. Колесниченко и др. // Геотектоника. 2008. № 6. С. 46–69.
- Новоселицкий В.М., Проворов В.М., Шилова А.А.* Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 133 с.

Новые индикаторные признаки пород, вмещающих кимберлиты / В.К. Соболев, А.Б. Макеев, С.И. Кисель и др. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 60 с.

Новые находки розовых топазов в Кочкарском антиклинории (Южный Урал) / А.Ю. Кисин, Е.А. Баранова, А.В. Ростова и др. // Урал. мин. школа – 2015: сб. науч. ст. студентов, аспирантов, науч. сотрудников академических институтов и преподавателей вузов геологического профиля. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 41–44.

Новый генетический тип алмазных месторождений / Л.Д. Лаврова, В.А. Печников, А.М. Плешаков и др. М.: Научный мир, 1999. 228 с.

Новый тип коренных месторождений алмазов / Т.Е. Екимова, Л.Д. Лаврова, Е.Д. Надеждина и др. // Руды и металлы. 1992. № 1. С. 69–80.

О модели верхних слоев Земли / М.А. Садовский, В.А. Денщиков, В.Н. Кондратьев и др. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 9. С. 3–9.

О новом типе коренных источников алмазов на Урале / А.Я. Рыбальченко, В.Я. Колобянин, Л.И. Лукьянова и др. // ДАН. 1997. Т. 353, № 1. С. 90–93.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минералогия шовных зон Урала. Ч. 1. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГТА, 2004. 216 с.

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

Особенности геологического строения Предуральяского краевого прогиба / В.М. Неганов, Б.А. Заварзин, М.С. Зотеев и др. // Геофизика. Спец. вып. 2000. С. 29–33.

Осовецкий Б.М. Типохимизм шлиховых минералов. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 244 с.

Осовецкий Б.М. Геохимические исследования по тяжелым минералам. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003. 192 с.

Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикамья // Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. 292 с.

Отчет о групповом геологическом доизучении м-ба 1 : 50 000 Мурзинско-Алапаевской площади. Л. О-41-А-г, Б-в, О-41-76-В-в, О-41-87-А (юж. п.), Б, В (сев. п.), Г, О-41-88 (зап. п.), общих поисках рудного золота на Быстринском, Заболотском и Сусанском участках за 1980–1986 гг. и опережающих геофизических съемках на Мурзинско-Алапаевской площади м-ба 1 : 50 000 за 1976–1986 гг. / А.В. Коровко, Д.А. Двоеглазов, В.А. Пуртов и др. Верхняя Пышма, 1986. (Фондовая литература.)

Панова Е.Г., Казак А.П., Якобсон К.Э. Минералогические особенности девонских терригенных пород северо-запада Русской платформы в связи с проблемой их алмазоносности // Зап. ВМО. 2004. Ч. СXXXIII, № 3. С. 12–24.

Папулов Г.Н. Меловые отложения Урала (стратиграфия, палеогеография, палеотектоника). М.: Наука, 1974. 202 с.

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

Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.

Паталаха Е.И., Поляков А.И. Термический эффект тектонических деформаций // Геология и геофизика. 1977. № 9. С. 14–22.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1945. № 5. С. 23–46. (Избр. труды. М.: Наука, 1990. 352 с.)

Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1961. № 3. С. 36–54.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.

Первые находки алмазов на территории платформенной части Пермского края / Г.Г. Морозов, Б.М. Осовецкий, И.Р. Накарякова и др. // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2006. С. 6–8.

Пистрак Р.М. Структура Русской платформы в девонское и каменноугольное время // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. XXV., вып. 2. С. 44–74.

Плюснин К.П. Тектоническая эволюция структурных зон складчатого Урала в рифее–фанерозое // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 93–100.

Подвысоцкий В.Т., Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П. Морфологические особенности индикаторных минералов из осадочных коллекторов и россыпей алмазов различных генетических типов Сибирской платформы. ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: ЦПК АК «АЛРОСА»; Мирнинская городская типография, 2000. 72 с.

Поленов Ю.А. Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. 269 с.

Пономарев В.С. Зонная релаксация напряжений при разгрузке массивов горных пород // ДАН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1337–1339.

Пономарев В.С., Трифонов В.Г. Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов / отв. ред. акад. А.Л. Яншин. М.: Наука, 1987. С. 81–94. (Тр. ГИН. Вып. 425.)

Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 3–18.

Попов С.Г., Белоконь Т.В. Модели формирования зон АВПД и нефтегазоносности на больших глубинах // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 414–415.

Природа «туффизитов» Среднего Тимана в связи с проблемой коренных источников алмазов / В.И. Ваганов, Ю.К. Голубев, Т.Е. Щербакова и др. М.: ЦНИГРИ, 2001. 50 с.

Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Молошаг В.П., Малюгин В.А. Геология Сафьяновского медноколчеданного месторождения (по результатам картирования карьера) // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 276–281.

Пучков В.Н. Тектоническая природа западного склона Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 3–9.

Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 30–45.

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

Пучков В.Н. Некоторые общие закономерности орогенических процессов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. II. С. 130–133.

Пучков В.Н. некоторые общие закономерности орогенических процессов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: мат-лы XLI Тектонического сов. М.: ГЕОС, 2008. С. 130–133.

Геологическая интерпретация комплексного сейсмического профиля УРСЕЙС-95 / В.Н. Пучков, А.М. Косарев, С.Е. Знаменский и др. // Геологический сборник. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. № 2. С. 3–28.

Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Молошаг В.П., Малюгин В.А. Геология Сафьяновского медноколчеданного месторождения (по результатам картирования карьера) // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 276–281.

Пушаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 154 с. (Тр. ГИН. Вып. 28.)

Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.

Пушаровский Ю.М. Тектоника Земли: Избр. тр. Этюды. В 2 т. Т. 1. Тектоника и геодинамика. 347 с.; Т. 2. Тектоника океанов. 554 с. / отв. ред. Ю.Н. Разницын. М.: Наука, 2005.

Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, отвечающее формированию крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // ДАН. 2007. Т. 416, № 5. С. 680–685.

Региональные геофизические исследования Пермского Прикамья / В.М. Неганов, В.И. Родионовский, А.И. Жданов и др. // Геофизика. 2000. Спец. вып. С. 23–27.

Резанов И.А. Земная кора. М.: Наука, 1974. 160 с.

Резанов И.А. Проблема нижней коры // Геотектоника. 1991. № 5. С. 15–25.

Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука, 2002. 299 с.

Резниченко Ю.В., Косминская И.П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153, № 2.

Родионов В.Н., Сизов И.А., Кочарян Г.Г. О моделировании природных объектов в геомеханике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 14–18.

Рожественский А.П. К вопросу о происхождении современных Уральских гор // Тр. ИГ УфНЦ РАН. 1996. С. 127–129.

Романов В.А., Ишерская М.В., Мустафин Ш.А. Особенности строения южной части Юрюзано-Сылвинского прогиба, по данным сейсморазведки МОГТ // Геологический сборник. № 3. Информ. мат-лы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 19–24.

Ронов А.Б. К истории колебательных движений и палеогеографии Русской платформы в девонском периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. XXV, вып. 2. С. 75–99.

Рудные месторождения и физические поля Урала / под ред. К.К. Золоева. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 295 с.

Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20–44.

Русин А.И. Общие вопросы геодинамического контроля метаморфизма // Метаморфизм и геодинамика Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 104–108.

Рыбалка А.В. Отражательный образ земной коры в районе уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Глубинное строение Урала. Екатеринбург: Наука; Изд-во УрО РАН, 1996. С. 237–250.

Рыженко Б.Н. Формы миграции и накопление химических элементов в гидротермальных флюидах // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 3. С. 179–216.

Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829–833.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В. Кочкарские табашки и светлинские метасоматиты фемического профиля – генетические родственники (Южный Урал) // Ежегодник-93. Информ. мат-лы. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 97–98.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 622 с.

Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 1988. 208 с.

Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение (Средний Урал) / *А.В. Коровко, Д.А. Двоглазов, Н.В. Лещев и др.* // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 152–153.

Симаков С.К. О проявлении сверхвысоких давлений в ходе образования гранат-клинопироксеновых парагенезисов метаморфических комплексов // ДАН. 2002. Т. 383, № 3. С. 371–373.

Синцов А.В. Гранитогнейсовые структуры Мамской кристаллической полосы // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 49–54.

Ситдииков Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1968. 435 с.

Ситдиикова Л.М. Зоны деструкции кристаллического фундамента Татарского свода. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2005. 148 с.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.

Смирнов В.И. Энергетическая основа постмагматического рудообразования // Геология рудных месторождений. 1981. № 1. С. 5–17.

Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений: учеб. для вузов / под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1981. 348 с.

Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектономагматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 40–56.

Смолин А.П. Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975. 240 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.

Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах / под ред. М.П. Воляровича. М.: Недра, 1978. 238 с.

Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.

Соколов В.Б. Результаты и проблемы изучения земной коры Урала методом отраженных волн // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, Урал. отд., 1996. С. 111–123.

Соколов В.Б., Силин В.А., Аверкин Ю.П., Рыбалка А.В. Глубинное строение коры Среднего Урала (по результатам геофизических исследований на Черноисточинско-Алапаевском профиле) // Земная кора и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. С. 16–29.

Соколов Д.С. О новейшей геологической истории Уфимского плато // г. МОИП. Отд. геол. 1948. Т. XXIII, вып. 3. С. 65–71.

Солоницин С.Н. Тектоническое строение Юрюзано-Айской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2001. 23 с.

Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. М.: Наука, 2004. 269 с.

Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизмы образования. М.: АН СССР, 1962. С. 9–41.

Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах / Н.В. Соболев, М.А. Гневушев, Л.Н. Михайловская и др. // ДАН СССР. 1971. Т. 198, № 1. С. 190–193.

Софроницкий П.А. Предуральский краевой прогиб. Западноуральская внешняя зона складчатости // Геология СССР. Т. XII, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. Кн. 2. С. 29–43.

Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит / под ред. В.Д. Наливкина. Л.: Недра, 1965. 323 с.

Старков Н.П., Ларионова Е.Н. Древние излияния пикритовых порфиритов на территории Пермской области // ДАН СССР. 1960. Т. 130, № 3. С. 615–617.

Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.

Стратиграфия допалеозойских и палеозойских отложений Пермского Прикамья / под ред. Ю.И. Кузнецова. Пермь: ВНИГНИ, 1971 г. 421 с.

Стратиграфия и фауна образований девона и карбона Сафьяновского рудного поля (Средний Урал) / А.В. Коровко, М.В. Постоялко, Т.И. Степанова и др. // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УГСЭ, 1999. С. 136–141.

Структура и эволюция земной коры и верхов мантии в Якутской кимберлитовой провинции по сейсмическим данным / В.Д. Суворов, Ю.А. Юрин, К.В. Тимиршин и др. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 2. С. 486–493.

Структурная геология и тектоника плит. В 3 т. М.: Мир, 1991. 1041 с. (The encyclopedia of structural geology and plate tectonics / ed. by С.К. Seyfert. 1987.)

Субвулканические эксплозивные породы Урала – возможные коренные источники алмазных россыпей / Л.И. Лукьянова, В.В. Жуков, В.А. Кириллов и др. // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 134–157.

Суворов А.И. Тектоническая расслоенность и тектонические движения в континентальной литосфере // Геотектоника. 2000. № 6. С. 15–25.

Суворов А.И. Тектоническая расслоенность и тектонические движения в континентальной литосфере // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 34–48.

Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация как причина аномальной биологической продуктивности океана // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 65–68.

Сычева-Михайлова А.М. О взаимоотношении глыбовых складок и тектонических разрывов в Уральском Каратау и южной части Башкирского антиклинория // Складчатые деформации земной коры их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 265–283.

T-t эволюция Тараташского и Александровского метаморфических комплексов (Южный Урал): U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr 40Ar-39Ar изотопные ограничения / Ю.Л. Ронкин, С. Синдер, Р. Хетцель и др. // *Метаморфизм и геодинамика*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 101–104.

Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 1988. 144 с.

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

Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // *Геотектоника*. 1994. № 6. С. 78–84.

Талицкий В.Г. Некоторые механизмы и следствия деформационных объемных эффектов в неоднородной среде // *Геотектоника*. 1998. № 2. С. 93–105.

Талицкий В.Г. Структурные парагенезисы как результат процессов самоорганизации в деформируемой геологической среде // *Геотектоника*. 1999. № 2. С. 80–93.

Талицкий В.Г. Проблемы моделирования тектонических деформаций и модель структурообразования в геологической среде // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 2002. № 4. С. 3–12.

Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // *Дискретные свойства геофизической среды*. М.: Наука, 1989. С. 61–70.

Талицкий В.Г., Галкин В.А. Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 1997. № 2. С. 12–17.

Тверитинова Т.Ю. Волновая тектоника Земли // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. Vol. 1, no. 3. P. 297–312.

Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1000 000 (объяснительная записка) / И.Д. Соболев, С.В. Автонева, Р.П. Белковская и др. Свердловск, 1986. 168 с.

Тектоническая расслоенность литосферы / под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 215 с.

Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов: сб. ст. / отв. ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1982. 113 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 359.)

Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / под ред. Т.А. Никитиной. М.: Наука, 1990. 293 с.

Тектоническое и нефтегеологическое районирование территории Татарстана / под ред. Р.С. Хисамова. Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 2006. 328 с.

Тектоническое районирование и минерагения Урала: аналитический обзор / отв. ред. К.К. Золотов. М.: Геокарт; ГЕОС, 2006. 180 с.

Теоретические и региональные проблемы геодинамики / под ред. Ю. Леонова, М. Ахметьева, С. Куренкова. М.: Наука, 1999. 279 с.

Теория складкообразования в земной коре / Ж.С. Ержанов, А.К. Егоров, И.А. Гарагаш и др. М.: Наука, 1975. 239 с.

Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. Ч. 1. 374 с.; Ч. 2. 360 с.

Тетяев М.М. Геотектоника СССР. Л.; М.: ГОНТИ, 1938. 298 с.

Тимурзиев А.И. Анализ трещинных систем месторождения Белый Тигр // Углеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ: перспективы нефтегазоносности фундамента и оценка его роли в формировании и переформировании нефтяных и газовых месторождений: мат-лы междунар. науч. конф. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2006. С. 258–262.

Трифонов В.Г. Основные особенности неотектоники Урала // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960. С. 293–300.

Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 193 с.

Угрюмов А.Н. Вертикальная метасоматическая зональность в разрезе Уральской сверхглубокой скважины // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во СГИ, 1982. С. 72–79.

Успенский Е.П. Развитие подвижных поясов и механизмы складкообразования / Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 5. С. 3–13.

Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 265 с.

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

Феритатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 237 с.

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

Феритатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 5. С. 195–218.

Феритатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.

Филатова В.Т., Виноградов А.И. Оценка влияния термомеханических эффектов на режимы метаморфизма и гранитообразования в Лапландском гранулитовом поясе (Кольский полуостров) // ДАН. 1999. Т. 366, № 5. С. 684–687.

Фогельман Н.А. Рудоносные эксплозивные брекчии криптовулканических аппаратов // ДАН. 1969. Т. 188, № 6. С. 1357–1359.

Фокин П.А., Никишин А.М. Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне–начале карбона // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 6. С. 9–20.

Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М.: Гостоптехиздат, 1958. 244 с.

Фредерикс Г.Н. К истории изучения геологии уральской нефти. Л., 1931. 537 с.
Фундаментальные проблемы общей тектоники / под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Научный мир, 2001. 520 с.

Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. № 6. С. 20–31.

Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.

Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1997. № 6. С. 3–15.

Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Структурный рисунок Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов как отражение верхнекоровых упруго-пластических деформаций // ДАН. 1997. Т. 353, № 5. С. 655–658.

Халевин Н.И. Сейсмология взрывов на Урале. М.: Наука, 1975. 136 с.

Халилов Ю.Э. Промышленная нефтегазоносность фундамента в гранитных коллекторах [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7, № 4. 17 с. URL: http://www.ngtp.ru/rub/9/58_2012.pdf (дата обращения: 11.04.2018).

Хачатрян Р.О. Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волжско-Камской антеклизы. М.: Наука, 1979. 171 с.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 394 с.

Чадаев М.С., Балашова М.М., Гершанок В.А. Особенности геологического строения Пермского свода // Вестн. Перм. ун-та. Геология. 1999. Вып. 3. С. 21–24.

Чайкин В.Г., Месхи А.М. Позднепермский вулканизм Вятско-Камской межрифтовой зоны // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 130–134.

Чайковский И.И. Индикаторы плазменных процессов в алмазоносных пирокластитах Среднего Урала // Теория, история, философия и практика минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 200–201.

Чайковский И.И. О природе промежуточных коллекторов алмаза на Северном Урале // Литосфера. 2007. № 5. С. 164–170.

Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.

Чайковский И.И. Процессы формирования и становления алмазоносных пирокластитов Западного Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 69–86.

Чайковский И.И. Петрология и минералогия эксплозивно-грязевого вулканизма Волго-Уральской алмазоносной субпровинции: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2004. 48 с.

Чайковский И.И., Нельзин Л.П., Савченко С.В. Петрология и минералогия Пермьяковской диатремы на Среднем Урале. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003. 124 с.

Чебаненко И.И. Проблема складчатых поясов земной коры (в свете блоковой тектоники). Киев: Наук. думка, 1964. 143 с. (Тр. ГИН АН УССР.)

Чесноков С.В. К структурной эволюции гнейсовых куполов. Складки волочения в куполах Восточно-Уральского антиклинория // ДАН СССР. 1966. Т. 167, № 4. С. 888–891.

Чиков Б.М. Физико-химические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линейных зон динамо-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 5–21.

Чочия Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 91.)

Чувашов Б.И. О характере сочленения Русской платформы и Предуральского прогиба // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 111–120.

Чувашов Б.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–37.

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.

Чувашов Б.И. Сравнительная характеристика позднепалеозойского (варисцийского) вулканизма Урала и вулканической активности а варисцийских подвижных поясах Западной и Центральной Европы // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 938–945.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 370 с.

Шати́ро В.А. Остаточная намагниченность – причина Манчажской региональной магнитной аномалии // ДАН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1339–1344.

Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области / М.А. Камалетдинов, В.П. Степанов, И.М. Жуков и др. М.: Наука, 1990. 149 с.

Шатский Н.С. О верхнепалеозойской структуре «Восточно-Русской впадины» // ДАН СССР. 1941. Т. 31, № 5. С. 461–464.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала // Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер. 1945. Вып. 2 (6).

Шатский Н.С. Сравнительная тектоника древних платформ. Ч. 1. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 5–62.

Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. 720 с.

Шахновский И.М. Взаимосвязь месторождений УВ с погребенными выступами фундамента // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 294–302.

Шеманина Е.И., Богомольная Л.С. Включения в уральских алмазах и вероятный тип их первоисточников // Тр. ЦНИГРИ. 1980. Вып. 153. С. 89–95.

Шереметьев Ю.С., Лецев Н.В. Сафьяновское медноколчеданное месторождение на Среднем Урале // Путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: КИР по Свердловской области, 2000. 14 с.

Шерман С.И. Стационарная и нестационарная модели формирования крупных разломов литосферы и их использование для пространственно-временного анализа сейсмического процесса // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Геос», 2004. Т. 2. С. 299–302.

Шершнев К.С. Геологическое строение протерозойско-палеозойского комплекса Пермского Предуралья: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1971. 275 с.

Шестов И.Н. Гидрогеохимическое районирование сероводородных вод Пермской области // Химическая география и гидрогеохимия. Вып. 3 (4). Пермь, 1964. С. 133–142.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ; Географгиз, 1948. 222 с.

Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.

Шурубор Ю.В. Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза (на примере одного из алмазоносных районов Среднего Урала) // Сов. геология. 1965. № 8. С. 115–125.

Щукин Ю.К. Глубинная сейсмоструктура Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. Спец. вып. № 3. 1996. С. 6–11.

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

Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.

Экспериментальное подтверждение синтеза алмаза в процессе кавитации / Э.М. Галимов, А.М. Кудин, В.Н. Скоробогатский и др // ДАН. 2004. Т. 395, № 2. С. 187–191.

Эфендиева М.А. Грязевые вулканы – естественные сверхглубокие скважины // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 594–597.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

Юшкин Н.П. Опыт среднемасштабной топоминералогии. Л.: Наука, 1980. 376 с.

Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском ретрошарьяже // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33, № 4. С. 47–58.

Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 70 с.

Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника. 1989. № 3. С. 76–85.

Яковлев Ф.Л. Исследование механизма образования линейной складчатости как одно из направлений тектонофизики // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 7–15.

Яковлев Ф.Л. Анализ деформированного состояния зон сдвига в связи с типами вторичных нарушений: постановка проблемы // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2. P. 68–82.

Ярош А.Д. О связи структурных элементов осадочного покрова со строением кристаллического фундамента востока Русской платформы // Разведочная геофизика. 1966а. Вып. 47.

Ярош А.Я. Разломы тектонического фундамента восточных районов Русской платформы и западного Приуралья // Сов. геол. 1966б. № 10. С. 59–68.

Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок: Пер. с польск. М.: Недра, 1981. 245 с.

Argand E. La tectonique de l'Asie // C.R. 13 Congr. Geol. Intern. Liege, 1922, 1924. P. 169–371.

Brawn C.L. Synchronous plutonism, metamorphism, and deformation of the 1,65 Ga Manzanita pluton, Manzanita mountains, New Mexico // N. M. Geol., 2000. V. 22, no. 3. P. 83.

Brawn M., Solar G.S. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm // Tectonophysics. 1999. V. 312, no. 1. P. 1–33.

Carey S.W. The Reid Concept in Geotectonics // Nature. 1971. V. 230. P. 42–45.

Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936.

Cloos H. Bau und Tätigkeit von Tuffschloten // Geologische Rundschau. 1941. Bd XXXII, ht 6–7. S. 708–800.

Covey-Crump S.J., Rutter E.H. Thermally-induced grain growth of calcite marbles on Naxos Island, Greece // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. V. 101, no. 1. P. 69–86.

Cruden A.R. Deformation during diapiric rise of magma // *Acta univ. upsal.: Compr. Summ. Uppsala diss. Fac. Sci.* 1989. 205. P. 1–15.

Draper Th. The diamond mines of Diamantia – past and present // *Gems and Gemology.* 1951. V. VII, no. 2–3.

Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics / B.A. van der Pluijm, St. Marshak; contributions by R.W. Allmendinger et al. 2nd ed. N. Y.; L.: W.W. Norton & Company, Inc., 2004. 641 p.

Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1967. V. 15, no. 2. P. 103–190.

Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review. Ottawa: Geological Survey of Canada, 1991. Pap. 90-17. 72 p.

Hutchison M.T., Nixon P.H., Harley S.L. Corundum inclusions in diamonds – discriminator criteria and a corundum compositional dataset // 8 Int. Kimberlite Conf. Victoria, 22–27 June, 2003. *Lithos.* 2004. V. 77, no. 1–4. P. 273–286.

Kissin A.J. Ruby and Sapphire from the Southern Ural Mountains, Russia // *Gems and Gemology.* 1994. Vol. 30, no. 4. P. 243–252.

Koroteev V.A., Kissin A.J., Sazonov V.N. The model of orogenic belts forming during collision stages (at base of uniaxial lateral squeezing with bending): Abstracts of 6th Zonenshain conf. on plate tectonics. Moscow, 1998. P. 142.

Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or paleoclimate? / I.T. Kukkonen, I.V. Golovanova, Yu.V. Khachay et al. // *Tectonophysics.* 1997. V. 276. P. 63–85.

Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. N. Y.: Plenum Press, 1986. 442 p.

Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science.* 1975. V. 189. P. 419–426.

Naylor M.A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // *J. Struct. Geol.* 1986. V. 7. P. 737–752.

Pattison D.R.M., Levinson A.A. Are euhedral microdiamonds formed during ascent and decompression of kimberlite magma? Implications for use of microdiamonds in diamond grade estimation // *Applied Geochemistry.* 1995. V. 10. P. 725–738.

Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, 1967. 568 p.

Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // *J. Struct. Geol.* 1980. V. 2, no. 1–2. P. 83–99.

Ramsay J.G., Graham R.Y. Shear variation in shear belts // *Canad. J. Earth Sci.* 1970. V. 7. P. 786–813.

Reitan P.H. The temperatures of Metamorphism: How are they attained? // *Indian Minerals*, Vol. 42, Nos. 3 & 4 (July-December, 1988), P. 155–163.

Riedal W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // *Zentbl. Miner. Geol. Paleont.* 1929. Abh. B. P. 354–368.

Rutter E.H., Brodie K.H., Walker A.N. Experimental approaches to the problem of grain-size sensitive flow of rocks // *Miner. Textures: Appl. Miner. Group, Metamorph. Stud. Group and Miner. Deposits Stud. Group Jt Meet. Manchester, 3–4 Sept., 1990. Manchester, 1990. P. 40.*

Schmid S. Verformbarkeit von Gesteinen: Labordaten und Geologie // *ETH-Bull. 1983. V. 180. P. 9–11.*

Schmidt V. Mikromechnismen der Verformung unddes Bruchs fester Körper // *Z. geol. Wiss. 1982. V. 10, no. 5. P. 563–581.*

Swanson M.T. Extensional duplexing in the York Cliffs strike-slip fault system, southern coastal Maine // *J. Struct. Geol. 1990. V. 12, no. 4. P. 499–512.*

Tome C.N., Wenk H.R., Canova G.R., Kocks U.F. Simulations of texture development in calcite: Comparison of polycrystal plasticity theories // *J. Geophys. Res. B. 1991. V. 96, no. 7. P. 11.865–11.875.*

Willis B. Mechanics of Appalachian Structure // *U.S. Geol. Survey. An. Rept. 1892. V. 13, pt. 2. P. 213–281.*

Ziegler P.A., Cloetingh S., van Wees J.-D. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples // *Tectonophysics. 1995. V. 252. P. 7–59.*

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Состояние проблемы.....	7
1.1. История вопроса.....	7
1.2. Глубинная складчатость.....	9
1.3. Экспериментальные исследования складкообразования.....	15
1.4. Строение и состав земной коры.....	17
1.5. Тектоническая и реологическая расслоенность земной коры.....	18
1.6. Подвижность земной коры.....	21
1.7. Экспериментальные исследования реологических свойств горных пород.....	26
Выводы.....	29
Глава 2. Модель образования блоковой складчатости.....	30
2.1. Проблема надвигов и взбросов в земной коре.....	30
2.2. Потеря изгибной устойчивости коры при одноосном горизонтальном сжатии.....	37
2.2.1. Потеря изгибной устойчивости коры при надвигообразовании....	39
2.2.2. Тектонопара «надвиг–продольный изгиб».....	44
2.2.3. Другие варианты потери изгибной устойчивости коры.....	46
2.2.4. Требования к модели блоковой складчатости.....	48
2.3. Экспериментальные исследования деформаций при блоковой складчатости.....	51
2.3.1. Материалы и методика экспериментов.....	53
2.3.2. Результаты экспериментов.....	56
2.3.3. Экспериментальное моделирование блока отрицательного изгиба	56
2.3.4. Обсуждение результатов экспериментов.....	59
2.3.5. Положение нейтральной поверхности при блоковой складчатости	62
2.4. Некоторые общие положения блоковой складчатости.....	64
2.4.1. Блок положительного изгиба.....	67
2.4.2. Блок отрицательного изгиба.....	75
2.4.3. Надвиги.....	81
2.5. Трехмерная (объемная) модель блоковой складчатости.....	83
2.6. Регрессивный этап.....	85
2.6.1. Блок отрицательного изгиба.....	85
2.6.2. Блок положительного изгиба.....	88
2.7. Завершение общекоровой блоковой складчатости.....	88
2.7.1. Блок отрицательного изгиба.....	90
2.7.2. Блок положительного изгиба.....	90
2.8. Особенности и признаки блоковой складчатости.....	91
2.9. Общекоровая блоковая складчатость как основа для прогнозирования месторождений полезных ископаемых.....	94
Выводы.....	100

Глава 3. Гранитогнейсовые комплексы Урала как пример блоковположительных изгибов коры мобильных поясов.....	102
3.1. Главный гранитный пояс Урала.....	103
3.2. Кочкарский метаморфический комплекс	106
3.2.1. Общие сведения о геологическом строении Кочкарского антиклинория.....	106
3.2.2. Особенности геологического строения.....	107
3.3. Суундукский метаморфический комплекс	157
3.4. Мурзинско-Адуйский метаморфический комплекс	167
3.4.1. Общие сведения о геологии района.....	167
3.4.2. Липовское проявление благородного корунда.....	168
3.4.3. Участок «Алабашка».....	174
Выводы.....	180
Глава 4. Брекчии, мегабрекчии и тектонические клинья в структурах рудных месторождений Урала.....	182
4.1. Краткие сведения о геологии Сафьяновского месторождения и его окружения.....	182
4.2. Разрывные нарушения в Сафьяновском карьере.....	187
4.3. Хрупкие деформации пород и рудные тела.....	193
4.4. Воронцовское месторождение золота.....	203
Выводы.....	207
Глава 5. Блоковая складчатость восточной окраины Русской платформы и ее минерагения.....	208
5.1. Особенности блоковой складчатости платформенной коры.....	208
5.2. Волго-Уральская антеклиз: основные черты геологического строения	211
5.2.1. Краткая история геологических исследований.....	211
5.2.2. Геологическое строение Волго-Уральской антеклизы.....	214
5.3. Глубинное строение Кунгурско-Красноуфимского свода и его окружения.	219
5.3.1. Современный рельеф и неотектоника.....	228
5.3.2. Кольцевые разломы в апикальной части Кунгурско-Красноуфимского свода.....	235
5.3.3. Радиально-лучистые структуры апикальной части Кунгурско-Красноуфимского свода.....	238
5.4. Минералогия Уфимского плато.....	242
5.5. Дырчатые брекчиевые известняки Уфимского плато и проблема их образования.....	248
5.5.1 Дырчатые брекчиевые известняки: описание и условия нахождения	248
5.5.2. Ксеноминералы дырчатых брекчиевых известняков.....	256
5.5.3. Происхождение дырчатых брекчиевых известняков.....	257
5.6. Минералогические аномалии на Уфимском плато.....	262
5.6.1. Локальные минералогические аномалии на Уфимском плато.....	262
5.6.2. О некоторых проблемах минералогии и петрографии Уфимского плато..	268
5.6.2.1. К вопросу образования глянцевых поверхностей на зернах некоторых минералов с Уфимского плато.....	268

5.6.2.2. Кварцевые бластомилониты с Уфимского плато.....	274
5.6.2.3. Проблема происхождения кварцевых песков и каолиновых глин- на Уфимском плато.....	276
5.6.2.4. Гранаты Уфимского плато.....	279
5.6.2.5. К проблеме происхождения самородных металлов, карбидов, си- лицидов и некоторых корундов на Уфимском плато.....	285
5.6.2.6. Хромшпинелиды Уфимского плато.....	291
5.6.2.7. Пирофанит.....	292
5.6.3. Геохимические исследования глин и дырчатых брекчиевых извест- няков.....	296
5.7. Перспективы Уфимского плато на полезные ископаемые.....	300
5.8. Осинский блок	303
5.9. Перспективы блоков отрицательного изгиба платформенной коры на полезные ископаемые	311
Выводы.....	314
Заключение.....	316
Список литературы	321

Научное издание

**Александр Юрьевич КИСИН
Виктор Алексеевич КОРОТЕЕВ**

БЛОКОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И РУДОГЕНЕЗ

Рекомендовано к изданию решением ученого совета
Института геологии и геохимии Уральского отделения РАН

Редактор *М.О. Тюлюкова*
Компьютерная верстка *Алексеева А.В.*

Подписано в печать

Формат 70×100 1/16. Бумага типографская. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 30,1 Уч.-изд. л. 30,2 Тираж 300 экз. Заказ №.

ISBN 978-5-7691-2493-8



Институт геологии и геохимии. Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru