СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТЯХ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук
Научный совет по геологии докембрия

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТЯХ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук А. Н. Казаков

Ленинград
„Наука"
Ленинградское отделение
1989

Структурные исследования в областях раннего докембрия. – Л.: Наука, 1989. – 277 с.

В сборнике представлены данные последних лет по исследованию складчатых структур раннедокембрийских регионов. Конкретным материалам по Балтийскому и Украинскому щитам и Восточной Сибири предпослана теоретическая и методическая часть, в которой рассматриваются общие особенности и генезис раннедокембрийской складчатости, структурная корреляция эндогенных процессов, значение различных механизмов деформаций и типовых структур в раннедокембрийских складкообразующих процессах.

Сборник предназначен для специалистов в области тектоники и структурного анализа кристаллических комплексов.

Рецензенты:

канд. геол.-мин. наук М.А. ЧЕРНОМОРСКИЙ
канд. геол.-мин. наук Р.З. ЛЕВКОВСКИЙ

С 1804010000-527
055(02)89 358-89, кн. 2

ISBN 5-02-024406-6

© Издательство „Наука", 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

14–18 апреля 1986 г. в пос. Черноголовка была проведена 1-я Всесоюзная школа „Структурный анализ кристаллических комплексов". На заседаниях школы было отмечено, что за последнее время структурный анализ в СССР стал одним из ведущих методов исследования метаморфических комплексов. Он широко проник в области других геологических дисциплин и тесно связан с тектоникой, петрологией, минералогией. В докладах были отражены достижения советской школы структурного анализа, подведены итоги его применения при изучении кристаллических комплексов СССР, намечены дальнейшие пути совершенствования структурных исследований.

На школе рассматривались вопросы структурного анализа кристаллических образований независимо от их возраста. Публикацию материалов по ряду причин пришлось ограничить структурным анализом раннедокембрийских комплексов. В предлагаемый читателю сборник вошло 26 статей. Конкретным материалам по Балтийскому и Украинскому щитам и по Восточной Сибири предпослан большой раздел „Тектогенез и проблемы структурного анализа кристаллических комплексов", в котором рассмотрены вопросы общей методологии, новые решения в области тектоники раннего докембрия и конкретные методические разработки структурно-геологического значения. Сборник отражает направления работ и результаты исследований советских геологов в области раннедокембрийского структурообразования за последнее десятилетие.

В методологической статье А.В. Лукьянова рассматриваются проблемы структурообразующих событий в пространстве, компенсирующих друг друга деформаций и соотношения метаморфизма и деформаций (разложение реального метаморфизма на составляющие, стресс-метаморфизм).

В статьях А.Н. Казакова обосновано положение о том, что складчатость древних складчатых систем относится к особому тектонотипу ареальной складчатости, принципиально отличному от геосинклинальной складчатости фанерозоя, и введено понятие о разных рангах структурно-возрастных шкал, подразделяемых на местные, провинциальные и региональные шкалы.

В статье Ю.В. Миллера „Проблемы структурной корреляции эндогенных процессов" рассмотрена роль и возможности структурного анализа метаморфических комплексов при решении задач корреляции эндогенных процессов.

В.С. Заика-Новацкий („Актуальные вопросы структурного анализа") выделил три главных уровня структурной организации земной коры, определяющих сферы применения глобального, регионального и локального структурного анализа.

В статьях Ю.В. Миллера („Исследование структурно-метаморфической зональности..."), М.А. Гончарова, Ю.Н. Кошевого и А.И. Родыгина даны новые решения некоторых частных методов и приемов, внедрение которых обогатит практику структурного анализа.

Особо следует отметить статью П.М. Горяинова „Самоорганизация как возможный механизм образования структурных ансамблей железистых кварцитов". Проблема структурного состояния железистых кварцитов рассмотрена автором с недетерминистских позиций, включающих нелинейную термодинамику и самоорганизацию. Это совершенно новый подход к познанию морфологии рудных тел, их структуры и генезиса железных руд. Многие особенности железистых кварцитов открылись с совершенно неожиданной стороны.

В структурном отношении советская часть Балтийского щита является наиболее изученной областью среди раннедокембрийских регионов СССР. Для Балтийского щита разработаны структурно-возрастные шкалы различных рангов, подробно изучена складчатость кольской и беломорской серий, даны детальные описания конкретных структур. Материалы, приводимые в сборнике, существенно дополняют наши знания о раннем докембрии Кольского полуострова и Карелии.

Л.Ф. Добржинецкая в статье о структурах чарнокитовой серии Кольского полуострова рассматривает деформации первично-коровых эндербитов и проводит корреляцию деформаций в Центральнокольской зоне и Мурманском блоке. Статья в целом содержит новые, очень интересные данные. К сожалению, общая концепция о повсеместном развитии раннекоровых куполов отрицательно сказалась на трактовке конкретных структур. Так, мульдообразные структуры (рис.4) автором рассматриваются как купола. Весьма спорен тезис о архейских шельфовых отложениях, к которым отнесены породы так называемой баренцевоморской толщи. Во-первых, надо доказать существование раннеархейского океана. Во-вторых, к баренцевоморской толще отнесены породы ксенолитов в гранитоидах Мурманского блока. Эта „толща" на имеет стратотипа, неизвестен ее разрез, не говоря о мощности. Выделение толщ без этих необходимых данных осуждается МСК по раннему докембрию.

И.К. Кацура в районе Волшепахк выявила интересную субвертикальную кольцевую структуру, описание которой дается в ее статье. По автору, структура образовалась в результате вращения между двумя зонами сдвигов после образования складок F_3, т.е. имеет относительно позднее происхождение. Субвертикальные кольцевые структуры раннекорового заложения известны в Приднестровском массиве Украинского щита и в додарвардском основании раннего докембрия Индии. Возрастное положение структуры Волшепахк в будущем, вероятно, потребует уточнений.

В статье Е.Н. Афанасьевой на примере Лехтинской структуры рассмотрены структурно-метаморфические соотношения сумий-сарио-

лийского комплекса с беломорским ультраметаморфическим комплексом.

В.Б. Алексеевым в статье „Структурный анализ и вопросы прогноза мусковитовых пегматитов Беломорья" на основании изучения Неблогорского района предложена методика установления структурного контроля пегматитов, выделен перспективный участок и сделан прогноз на глубину.

Складчатость раннего докембрия Украинского щита, в отличие от Балтийского щита, изучена слабо. Одной из причин является очень сильная насыщенность толщ гранитоидами, так что сами толщи обычно выступают только в виде остатков. В.С. Заика-Новацкий (статья „Структурный анализ архейских образований Украинского щита") считает значение складчатости в архее сильно преувеличенным и предлагает структурно-возрастную шкалу на основе ориентировки плоскостных элементов. В следующей же статье А.Н. Казакова и Г.В. Заика-Новацкого показано интенсивное развитие складчатости разных возрастов и рангов в нижнеархейских комплексах Среднего Приднепровья. В данном случае крайние утверждения вряд ли приемлемы, и структурно-возрастная шкала должна быть построена на сбалансированной основе с учетом структурных элементов разных категорий. Мелкие складки, наблюдаемые в обнажениях, относятся к местным шкалам, и почти все они не могут быть использованы для региональных корреляций. В выявлении средне- и крупномасштабных структур Украинского щита большую помощь могут оказать материалы геологических съемок разного масштаба, которые в структурном отношении пока еще почти не освоены.

Наилучшая структурная информация по Украинскому щиту существует для криворожской серии, структурное изучение которой было начато еще в довоенное время. Новейшие данные по структурно-метаморфическому развитию криворожской серии приведены в статьях Б.А. Занкевича и В.В. Кушеева. Б.А. Занкевич разработал провинциальную структурно-возрастную шкалу для Кривбасса, а В.В. Кушеев определил, что этап перекристаллизации на примере кварца приурочен только к одной из двух фаз складчатости и метаморфизма.

Статьи сборника, посвященные структурам раннедокембрийских комплексов Восточной Сибири, очень неоднородны по содержанию. К работам регионального значения можно отнести статью А.И. Мельникова „Основные этапы структурной эволюции шарыжалгайского комплекса в раннем докембрии". Как главнейший морфологический тип для этого комплекса автор выделяет гранито-гнейсовые купола и складчатые овалы двух генераций. Куполообразованию предшествовала мелкая складчатость течения. А.И. Мельников раннюю генерацию куполов относит к нуклеарной стадии ($\sim$3.9 млрд. лет). Поздняя генерация куполов связывается с протоплатформенной стадией ($\sim$2.9 млрд. лет). В статье А.И. Мельникова читатель найдет уникальные данные о количественной оценке величин тектонических деформаций.

В материалах сборника, конечно, есть противоречия, противоположные оценки авторами тех или иных геологических явлений, дискуссионные положения, что вообще свойственно геологии как науке, особенно геологии раннего докембрия. Тем не менее сборник показывает высокий, современный уровень отечественных структурных исследований раннедокембрийских регионов и отражает определенный этап в развитии структурной геологии кристаллических комплексов.

Д-р.геол.-мин. наук А.Н. Казаков

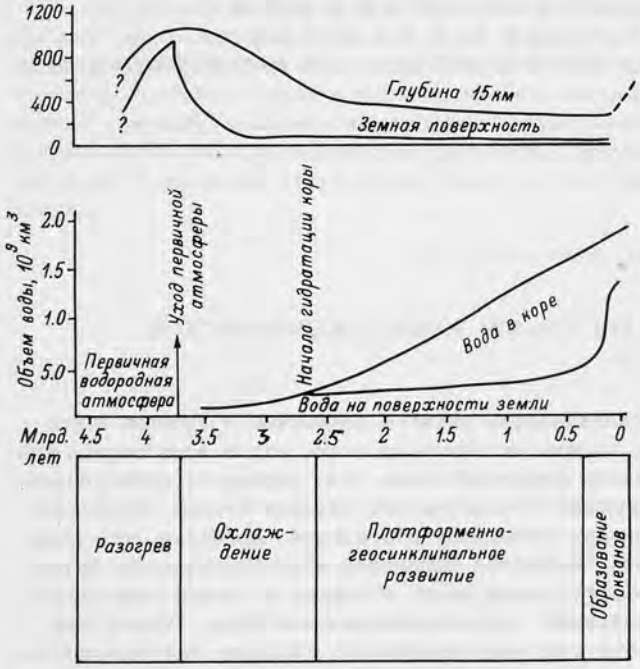
ТЕКТОГЕНЕЗ И ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

А.Н. Казаков

ТЕКТОНОТИП АРЕАЛЬНОЙ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Рассматривая складчатость раннего докембрия и прежде всего раннего архея, мы должны исходить из того, что в этот период происходило формирование первичной коры, т.е. период не имеет аналогов во всей последующей геологической истории Земли. Исследования последнего времени позволяют обоснованно полагать, что изначальное формирование вещества первичной коры происходило путем аккреции и конденсации газопылевой оболочки во взаимодействии с процессами в нарастающей нестабилизированной коре. Вследствие этого формирующаяся кора уже изначально обладала латеральной неоднородностью, которая явилась первопричиной зарождения будущих геоструктурных областей- слабо дифференцированных гранитоидных и сильно дифференцированных гранулитовых и гнейсовых ареалов.

Складчатым деформациям предшествовал древнейший глобально проявленный этап метаморфической переработки первично-корового вещества, который совпал с кульминацией протопланетного разогрева, что удачно отразил на своей диаграмме И.А. Резанов (рис. 1). Таких глобальных высокотемпературных условий никогда позже в истории Земли не было, и этот период вправе называться Великим метаморфизмом. Во все последующие эпохи интенсивность и площади проявления метаморфизма постепенно падали. С окончанием этого Великого метаморфизма не только оформились отмеченные выше геоструктурные ареалы, но и возникли древнейшие полосчатые и сланцеватые текстуры, отдельные участки коры приобрели послойно-анизотропное строение, которое является обязательной предпосылкой для последующего проявления складчатых деформаций. По мнению автора, первично-полосатые текстуры эпохи Великого метаморфизма сохранились на многих щитах. Один из примеров таких текстур приведен на рис. 2. Их особенности – субгоризонтальное залегание полосчатости, метаморфизм амфиболитовой или гранулитовой фации, отсутствие регрессивных изменений, высокие значения изотопного возраста минералов. Многие мигматиты, особенно с субгоризонтальным залеганием полосчатости, могут быть отнесены к текстурам эпохи Великого метаморфизма.



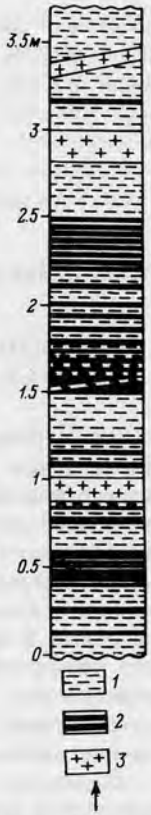


Рис. 1. Эволюция земной коры. По И.А. Резанову [10].

Рис. 2. Вероятная текстура эпохи Великого метаморфизма. Разрез обнажения по р. Саксагань под плотиной у с. Макортино, Среднее Приднепровье.

1 – тоналито-гнейсы; 2 – полоски лейкосомы; 3 – аплиты, участками переработанные в пегматит и ортотектитовые граниты.

В результате первично-корового метаморфизма возникли также участки коры в виде поверхностных пластин с субгоризонтальным положением подошвы. При этом кора приобрела тектоническую расслоенность и в своем глубинно-слоистом строении (можно предполагать, например, что в нижней ее части роль пород основного состава типа метагаббро-амфиболитов в слоистом строении и в чередовании с кислыми гнейсами увеличивается – данные по СГ-3). В целом создалось строение, облегчающее латеральные перемещения вещества литосферы.

При анализе складчатости прежде всего надо обратить внимание на среду, которая подвергалась деформациям. Такое свойство среды, как степень жесткости, во многом определяло как саму возможность проявления складчатости, так и ее интенсивность, стиль и про-

странственное распространение. Вследствие большей текстурной расслоенности гранулитовые и гнейсовые области стали главнейшими концентраторами складчатости, тогда как гранитоидные ареалы были более подвержены жестким деформациям.

Границы между геоструктурными областями весьма условны, относительную жесткость можно определить по структурным фациям. На рис. 3,а показаны структурные фации в архейских комплексах на Кольском полуострове. Наиболее контрастными по жесткости являются гранитоиды западной части Мурманского массива* и полосы кольских и беломорских гнейсов. Соответственно этому западная часть Мурманского массива лишена складчатости, а кольские и беломорские гнейсы являются ее основными концентраторами. Пограничные зоны Карельского массива и беломорского комплекса по общей жесткости имеют переходный характер между гранитной и гнейсовой структурными фациями, что благоприятствует развитию складчатых структур в этих зонах (рис. 3, б-г). В зонах гнейсовой фации интенсивнее, чем в гранито-гнейсовых зонах, развиваются линейные складки и менее широко купольно-мульдовые структуры, а для гранито-гнейсовых зон, наоборот, характерны купольно-мульдовые структуры, а линейные складки имеют подчиненное значение.

В пределах архейских комплексов разных регионов выявлена масса разномасштабных, разноориентированных и разновозрастных складчатых структур. Они относятся к разным шкалам - местным, провинциальным, региональным (см. статью на с. 63 в этом же сборнике). Главнейшие особенности складчатости удобно проследить на складках регионального распространения в данном регионе. Относительный возраст региональных складчатых структур определяется хорошо разработанными к настоящему времени методами исследования наложенных деформаций, анализом среднемасштабных геологических карт. Их положение в общерегиональной шкале последовательности геологических событий выявляется на основании соотношений с крупными интрузивными телами и на геохронологической основе (по синхронному метаморфизму).

В качестве примера приведем данные по северо-восточной части Балтийского щита - региона, наиболее хорошо изученного в интересующем нас плане [5]. Здесь выявлен ряд региональных складок, состоящий из четырех этапов.

Наиболее древний э т а п Φ_1 - купольные и мульдовые структуры (рис. 3, б). Они представлены двумя разновидностями:

---

* Мурманский массив в традиционном понимании считается протягивающимся от Рыбачьего полуострова до устья р. Поной. Если же учитывать структурные фации (рис. 3, а) и развитие складчатости (рис. 3, б), то к собственно жесткой нескладчатой части нужно относить только западную половину массива. Вследствие этого Мурманский массив как геотектоническая единица потерял свое значение.

а

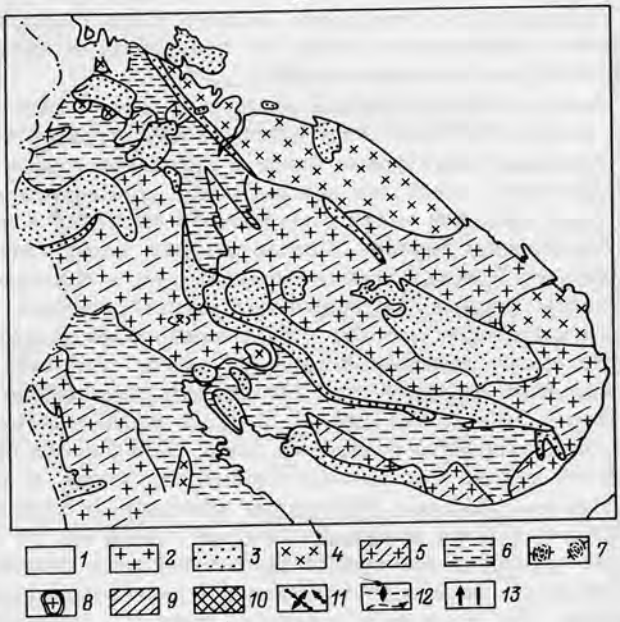


Рис. 3. Складчатость нижнеархейских комплексов (комплексов основания) северо-восточной части Балтийского щита.

а – структурные фации; б–г – этапы складчатости (б – первый $Ф_1$, в – второй $Ф_2$, г – третий $Ф_3$ и четвертый $Ф_4$); 1 – нижнеархейские комплексы; 2 – гранитоиды Мурманского (М) и Карельского (К) массивов; 3 – верхнеархейские и более молодые образования; структурные фации (рис. 3а): 4 – гранитная, 5 – гранито-гнейсовая и мигматитовая, 6 – гнейсовая и мигматитовая; 7 – структурные купола и мульды; 8 – глыбовые купола или купола-выступы фундамента; 9 – зоны интенсивной переработки куполов и мульд складками $Ф_2$; 10 – зона интерференционных купольно-мульдовых структур; 11 – осевые плоскости и шарниры складок $Ф_2$; 12 – то же, $Ф_3$; 13 – то же; $Ф_4$.

1) структурные купола и, подчиненно, мульды, 2) глыбовые купола или купола-выступы фундамента. Из них наиболее широко распространенными и изначально-первичными являются только структурные купола и мульды, так как они имеют одноярусное строение, что не позволяет предполагать заметного перерыва в их формировании.

Выявлены структурные купола и мульды трех разных масштабов: суперкупол, средне- и мелкомасштабные структуры.

Элементы дуги суперкупола оконтуривают всю восточную часть Кольского полуострова от мыса Святой Нос до р. Пялицы (рис. 3, б). Эта дуга в новейшее время определила очертания береговой ли-

б

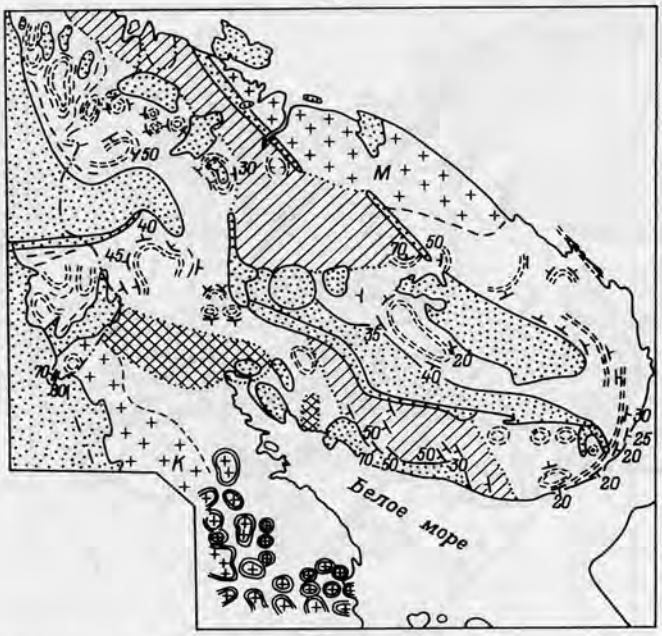


Рис. 3 (продолжение).

нии. Ей также следуют конечноморенные гряды. Если этот суперкупол был развит полностью, то диаметр его составлял не менее 200–250 км. По сохранившейся дуге породы падают под углами 20–30°, что указывает на пологое залегание периметра купола.

Среднемасштабные купола и мульды диаметром от первых километров до десятков километров покрывают всю территорию раннеархейских комплексов Кольского полуострова и приграничных частей Финляндии. Мелкомасштабные купола и мульды диаметром от десятков метров до первых километров располагаются между более крупными куполами. Они иногда концентрируются в группы [6]. Если исходить из того, что интенсивность эндогенных куполо- и мульдообразующих сил постепенно снижалась, то тогда можно считать, что последовательно крупные структуры были образованы ранее более мелких.

Глыбовые купола представляют собой более древние (или более глубокие) части фундамента среди более молодого (или приповерхностного) покрова [3]. Глыбовые купола имеют локальную приуроченность к пограничным зонам текстурно-неоднородных сред (приконтактовые части беломорского комплекса, рис. 3, б).

Особую разновидность составляют интерференционные купола и мульды, возникавшие в местах пересечения линейных структур разного возраста и по своему способу образования являющиеся вторич-

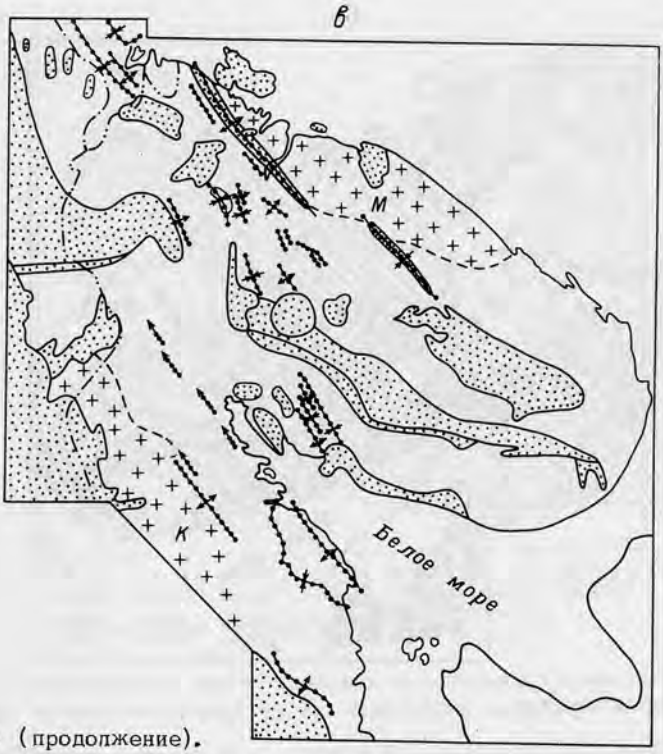


Рис. 3 (продолжение).

ными. Возраст таких структур определяется возрастом последней складчатой генерации. Они встречаются часто в породах беломорской серии. Специфическая Енско-Кандская зона Н.В.Горлова, вероятно, представляет собой зону интерференционных купольно-мульдовых структур (рис. 3, б).

Древнейший этап $Ф_1$ относится к беломорской складчатости, так как не затрагивает пород лопийского возраста.

Складки всех последующих этапов изначально обладали линейной протяженностью и прямолинейностью осевых плоскостей. В ядрах линейных антиклинальных структур иногда обнажаются более древние куполовидные структуры (рис. 4). Каждому из ансамблей складок после $Ф_1$ характерна субпараллельная азимутальная ориентировка индивидуальных складок в них.

Этап $Ф_2$ представлен линейными складками северо-западного простирания (рис. 3, в). Они распространены в зоне между Мурманским и Карельскими массивами, их простирание субпараллельно краям этих массивов – субвертикального в случае Мурманского массива и пологого в случае Карельского массива. Положение контакта существенно влияет на морфологию складчатости. В кольской серии, прилегающей к Мурманскому массиву, складки $Ф_2$ сильно сжаты, до изоклинальных. Здесь же складками $Ф_2$ интенсивно переработаны бо-

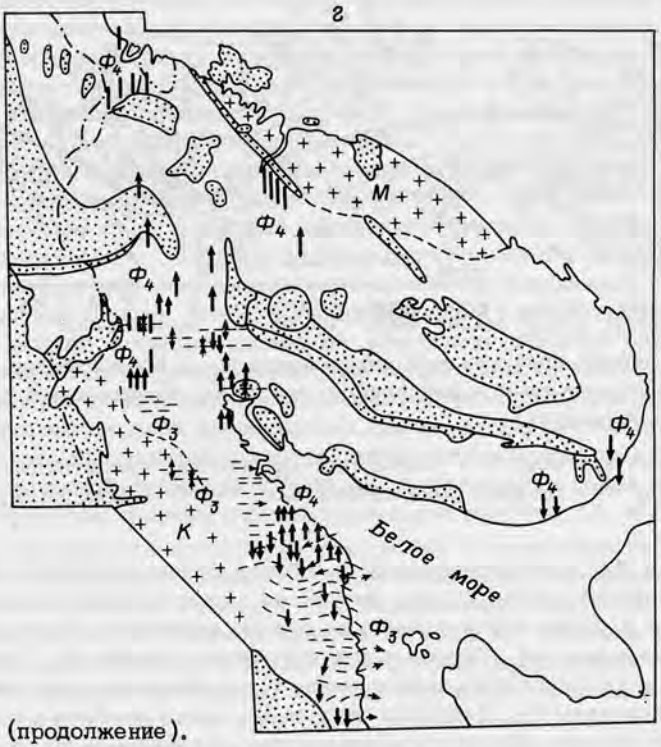


Рис. 3 (продолжение).

лее древние купола и мульцы и развита сквозная субвертикальная сланцеватость северо-западного простирания. В примыкающей к Карельскому массиву беломорской серии $Ф_2$ представлены складками с пологими крыльями или опрокинуты на северо-восток при надвиге Карельского массива на беломорский комплекс.

Распространение складок $Ф_2$ на востоке ограничено примерно меридианом западного окончания Кейв. Такое же ограничение намечается и с запада примерно по меридиану госграницы. На прилежащей территории Финляндии, по данным К. Мериляйнена [15], верхнеархейские образования обнажаются в прогибах изометричной или сложной формы и не затронуты складками $Ф_2$. Таким образом, складки $Ф_2$ сконцентрированы в меридиональной полосе шириной 300–350 км, а их линейное северо-западное удлинение расположено косо к простиранию этой полосы.

С к л а д к и $Ф_3$ представлены субширотными структурами (рис. 3, г), симметричными и опрокинутыми. Они распространены исключительно в породах беломорского комплекса. Северная граница их распространения проходит по широте оз. Чунозера. Особо плотная их концентрация установлена от полярного круга до г. Беломорска. Ю.Й. Сыстра [11] считает их главными структурами, определяющими тектонический стиль беломорской серии.

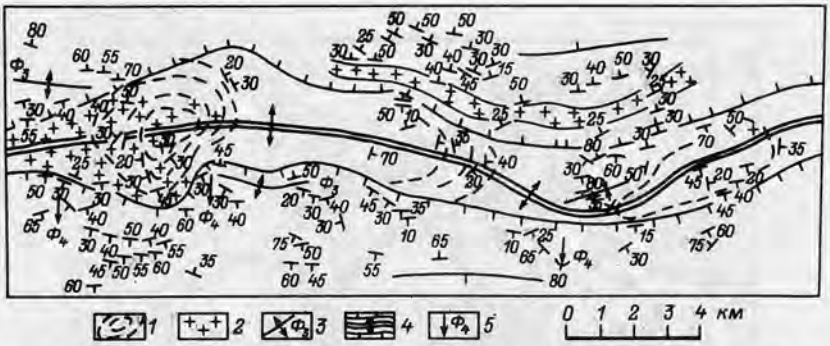


Рис. 4. Ядерная зона крупной антиклинали $Ф_3$ с более древними купольными структурами в ней (район между оз. Чунозером и оз. Бабинская Имандра).

1 – контуры куполов; 2 – ультраметаморфические гранитоиды; 3 – складки $Ф_3$; 4 – ядерная зона антиклинали $Ф_3$; 5 – складки $Ф_4$.

Складки $Ф_3$ сконцентрированы в полосе северо-западного простирания шириной 120-130 км, длиной не менее 500 км (к юго-востоку от р. Суны кристаллические породы перекрыты более молодыми образованиями). Полоса распространения складок $Ф_3$ расположена косо к их широтному простиранию, т.е. выявляется ситуация, аналогичная складкам $Ф_2$. Виргация складок $Ф_3$ также необычна: в северо-восточной части беломорской серии они опрокинуты на юг, а в юго-западной части на север [11]. Линия разграничения не отмечена какими-либо дизъюнктивными явлениями. Особенности такой виргации пока не находят удовлетворительного объяснения.

Субширотные складки вероятно раннеархейского возраста устанавливаются также и на Украинском щите (Приазовье, Приднепровье) и имеют, вероятно, суперконтинентальное развитие.

С к л а д к и Ф4 (рис. 3, г) – конического типа, субмеридионального простирания. Их широкое распространение установлено в субмеридиональной полосе на западе Мурманской области и в Северной Карелии, а также на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Восточная часть Кольского полуострова в структурном отношении вообще плохо исследована. Не исключено, что и на этой площади складки $Ф_4$ имеют значительное распространение.

Субмеридиональные складчатые структуры установлены также и на Украинском щите (Кременчуг-Криворожская зона) и, так же как и субширотные складки, имеют суперконтинентальное развитие.

Данные по северо-восточной части Балтийского щита и по другим регионам позволяют сформулировать главнейшие особенности раннедокембрийской складчатости, проявленной в архейских комплексах.

1. Ведущими формами складок являются крупно- и среднемасштабные складки регионального распространения, которые, сопровождаясь мелкими структурами, образовались в несколько этапов. Струк-

тура архейских комплексов начала формирование с купольных структур и купольно-мульдовой складчатости и получила продолжение в этапах последовательно возникавших ансамблей линейных складок.

2. Степень жесткости среды существенно влияет на эффективность проявления складчатых структур. Наиболее активно складки проявляются в пластичных породах (гнейсы, сланцы и др.). Высокая пластичность среды способствовала возникновению таких специфических форм, как интерференционные структуры, образующиеся при наложении складок двух или более генераций. Такие деформации возможны только в среде, имеющей вязко-упругие свойства.

В своей основной массе складки архейских комплексов можно отнести к типу складок изгиба с течением (изгиб в процессе течения).

3. Складки линейных ансамблей изначально обладали линейной протяженностью и прямолинейностью осевых плоскостей. Каждому из ансамблей этих складок разного возраста характерна субпараллельная азимутальная ориентировка составляющих их складок при отсутствии латеральной и вертикальной зональности (по данным ствола Кольской сверхглубокой, углы сланцеватости пород с осью керна примерно сохраняются до предельной глубины 11 км [5]).

4. Складчатость каждого из этапов имеет ареальное распространение на больших площадях. Складки по площади распределены равномерно и занимают ареально либо значительную часть щитов, либо концентрируются в поясовых ареалах шириной в несколько сотен километров, вытянутых под углом относительно простирания составляющих их складчатых структур. Длина этих ареалов, вероятно, превышает тысячу километров, но современные щиты слишком малы, чтобы представить ареалы складчатости полностью.

5. По геофизическим данным, нижний предел развития складчатости в архейском фундаменте совпадает с сейсмическим разделом K_1 на глубине 12-15 км, т.е. с подошвой верхнего слоя коры [7].

Эти особенности (главные – в пунктах 3 и 4) определяют тектонотип ареальной раннедокембрийской складчатости, применимый как ко всему мегациклу складчатости в целом, так и к отдельным его этапам.

Особенности раннедокембрийской складчатости не показывают никаких аналогий со складчатостью фанерозоя, прежде всего с главным его типом – геосинклинальной складчатостью. Разницу удобно проследить по следующим сравнениям.

а) Молодые геосинклинальные зоны представляют собой складчато-орогенные системы, ограниченные с обеих сторон компенсационными прогибами (Кавказ, Карпаты и др.). Такое строение нехарактерно для ареалов раннедокембрийской складчатости. Наоборот, складчатые ареалы ограничены иногда жесткими массивами (например, западная часть Мурманского и Карельский гранитоидные массивы Балтийского щита).

б) Геосинклинали представляют собой линейные зоны, соответственно и деформации проявлены в линейных сильно протяженных зонах. Раннедокембрийская складчатость проявляется ареально и даже суперконтинентально.

в) Складчатость наиболее сильно проявлена в осевой части геосинклинальных зон и обладает латеральной и вертикальной зональностью в морфологии складчатых форм, как это было убедительно показано для Кавказа В.Н. Шолпо [12].

В архейских комплексах складки распределены относительно равномерно по всей площади складчатого ареала данного этапа. Сгущения складок локальные, в разных частях складчатого ареала, зависят от местных причин (главным образом проявляются в более пластичных породах). Зональности складок одного этапа нет (как по морфологии складок, так и по вероятному механизму образования).

г) Геосинклинальному развитию свойственна центробежная миграция фаз складчатости [2]. В раннедокембрийском складкообразовании отсутствует миграция фаз складчатости как центробежная, так и центростремительная. Вместо этого при ареальном распространении складок разных этапов проявляется непрерывность складчатого ансамбля каждого этапа.

д) Для геосинклинальных зон не характерны купольные структуры и купольно-мульдовая складчатость. Раннедокембрийскому складкообразованию не свойственна германотипная (глыбовая) складчатость.

В строении ареалов архейских комплексов и в формировании их складчатости мы не находим также и доказательств проявления тектоники плит, т.е. горизонтальных движений крупных жестких блоков коры с образованием рифтов и линейных складчато-орогенных систем со специфическим плутонизмом и метаморфизмом. Эти особенности отсутствуют главным образом потому, что архей – это время формирования и консолидации самих континентальных плит. Зачаточные движения такого рода можно усмотреть в заложении зеленокаменных поясов, т.е. уже после консолидации коры. В конце верхнего архея и в раннем протерозое начинают проявляться коллизионные обстановки, к которым можно отнести, например, надвиг Западно-Алданской зоны Алданского щита на Олекминский массив [9] или надвиг Карельского массива на беломорский комплекс [5]. Материальные носители тектоники плит, такие как глаукофансланцеватые комплексы (например, максютовский комплекс Южного Урала), появляются в конце раннего протерозоя.

Особенности складчатости архейского фундамента требуют того, чтобы механизм их образования удовлетворял трем следующим главным условиям:

1) деформации должны осуществляться в среде, способной к вязкоупругому течению,

2) ориентирующие силы (динамические, движения вещества и др.) должны действовать на первом этапе радиально, а на последующих – в тангенциальном направлении,

3) деформации должны проявляться в латеральном направлении на громадных ареалах и на всю глубину коры до 12–15 км при обеспеченном однородном геодинамическом и термобарическом режиме в таких крупных пластинах коры.

Этим требованиям не удовлетворяют теории, объясняющие происхождение фанерозойных складчатых поясов и вообще гипотезы, каса-

ющиеся складчатости линейных зон. Необходимо в первую очередь объяснить арельность складчатости и ее распространенность на большую глубину. Таким образом, происхождение складчатости архейского фундамента смыкается с глобальными процессами в литосфере, значительно более широкими как в пространственном, так и в физическом плане, чем, например, процессы, вызывающие тектонику плит.

Такие глобальные процессы, как конвекция с образованием крупных конвекционных ячей, расширение Земли, вращение Земли, гравитационная дифференциация мантии, имеют отношение к образованию крупных сегментов и блоков коры, но не объясняют их складчатого строения. Наиболее близко к решению этой проблемы подходит гипотеза дифференциальных движений литосферы, происходящих в условиях упруговязких взаимодействий ее масс, предложенная А. В. Пейве и А.А. Савельевым [8] в противоположность тектонике жестких литосферных плит.

Гипотеза Пейве–Савельева рассматривает движения в толще литосферы вблизи свободной поверхности планеты, т.е. в слое, где проявляется коровая складчатость. Главное положение этой гипотезы гласит: "Геологические процессы во внешней оболочке Земли обусловлены радиальной дифференциацией ее вещества и вызванными этим пульсационно–циклическими движениями мантийных масс, которые вблизи свободной поверхности планеты имеют преимущественно латеральную направленность, сложную и переменную динамику и режим". В ходе этого процесса различаются и возникают последовательно восходящая и латеральная ветви мантийного массопереноса. С первой из этих ветвей может быть связано образование куполных структур и купольно–мульдовой складчатости, с латаральной ветвью – образование ансамблей линейных складок.

Проблема происхождения куполов и мульд в условиях восходящего массо– и энергопотока сводится к проблеме возникновения предельно–концентрированных точечных (векторных) напряжений под участками будущих куполов или мульд. Кажется, что возникновение куполов объясняется более просто, чем возникновение мульд, так как движение точечных напряжений или потоков веществ и (или) энергии совпадает с общим восходящим движением мантийного массопереноса. Точечные напряжения–потоки могут быть:

а) вещественными – при воздействии внедряющейся магмы (мягкий штамп, диапировые гранитные купола) или при воздействии закристаллизованной массы (жесткий штамп);

б) температурными – вспучивание над „горячими точками";

в) плотностными – вследствие адвекции при превышении второго критического значения числа Рэлея [2];

г) дилатационными при увеличении объема [1];

д) энергетическими – сейсмические возмущения взрывного характера, взрывы вследствие нарушения фазового равновесия в локализованных магматических очагах и др.

В целом образование куполов происходило с выделением энергии. При образовании мульд мы можем предполагать процессы, идущие с поглощением энергии, что должно приводить к усадке вещества под мульдой.

Есть свидетельство того, что купола при своем образовании в своей верхней части выходили на открытую поверхность коры и создавали купольный рельеф. Древнейшие купольные структуры Исуказия-Исуа в Гренландии облекаются супракрустальными толщами субаэрального накопления [13, 14, 16]. Одни исследователи считают их куполами протыкания (типа диапиров), прорывающими супракрустальную толщу, другие – структурами, на которых откладывалась эта толща. Независимо от генезиса контакт куполов с супракрустальными толщами несомненен. Возвышение куполов в древнем рельефе свекокарельского времени установлено в восточной Финляндии [17]. Эти особенности показывают, что кора в своей сиалической части была тонкой, деформировалась вся толща этой коры, в том числе и ее открытая поверхность.

При переходе радиальной кинематики в тенгенциальную возникает кинематическая волна, движущаяся в латеральном направлении, которая порождает волнообразную структуру движений в образовавшейся тонкой сиалической части коры. Вследствие упруговязкого состояния кора реагирует на воздействие кинематической волны не разрывами и движениями жестких пластин, как в тектонике плит, а образованием складок. Профили ансамблей линейных складок архейского фундамента не являются, вероятно, застывшей копией гармоники кинематической волны, но отражают ее главнейшие особенности.

В структурных зонах Балтийского щита складки одного возраста (например, Φ_2, Φ_3) имеют примерно одинаковый размер во всех частях площади и распределены на ней равномерно, нет сгущений, которые бы указывали на существование упоров относительно действующей силы, распространение складок прерывается без видимых изменений их параметров и признаков жесткой кинематики в виде разрывов (например, граница распространения складок Φ_3 на северном фланге Кандалакшско-Беломорской зоны). Все эти особенности необъяснимы с позиций динамического воздействия фронта какой-либо жесткой массы и лучше объясняются действием кинематической волны, проходящей в среде без жестких стенок и постепенно затухающей в силу конечного импульса количества движения. Суммарный результат воздействия кинематической волны на деформируемую среду эквивалентен сжатию.

Общая протяженность кулисообразно сменяющих друг друга одновозрастных складок в направлении их осевых плоскостей достигает сотен километров (например, складки Φ_2 в Кандалакшско-Беломорской и Кольской зонах Балтийского щита), что указывает на ширину фронта кинематической волны. Большая линейная протяженность складок свидетельствует о равномерном распределении импульсов количества движения по всему фронту кинематической волны. Дальность ее воздействия может быть определена по расстояниям вкрест простирания в ансамблях одновозрастных складок. Для этапа F_3 Кандалакшско-Беломорской зоны Балтийского щита, например, дальность воздействия соответствует порядку тысячи километров.

В период образования ансамблей линейных складок в складчатые движения была вовлечена вся толща сиалической коры, создавая, как и в период восходящего мантийного массо- и энергопереноса, первобытный рельеф земной поверхности. Мы это можем заключить из того, что многие супракрустальные образования субаэрального типа отлагались в линейных синклинальных понижениях древнеархейского цоколя (например, в пограничных частях кетилидских толщ в Гренландии, в некоторых зонах свеко-феннских толщ Балтийского щита). Поскольку во всех случаях деформируется свободная поверхность планеты, то термин „глубинная складчатость" в применении к архейским коровым комплексам теряет смысл.

Смена генеральных направлений простирания одновозрастных линейных складок указывает, вероятно, на смену направлений движений кинематической волны во времени. Для строений архейских комплексов типа Балтийского щита и Демуринской зоны Украинского щита (см. статью А.Н. Казакова и Г.В. Заики-Новацкого в этом же сборнике) общая последовательность событий примерно такова. Период сжатия коры сменился периодом покоя, затем следовало изменение направления кинематической волны, которое снова вызывало сжатие коры и т.д. Вследствие такого хода процесса пластины сиалической коры увеличились по толщине и сокращались по латерали. Возникала все большая изоляция отдельных пластин сиалической коры. Собственно, в самой сиалической коре мы не фиксируем в широких масштабах этапов растяжения в эпоху формирования структуры архейского фундамента, результат которых на общем фоне растяжения Земли выражается, вероятно, в участках коры симатического типа.

В процессе формирования структуры архейского фундамента изменялась степень жесткости его отдельных частей. С потерей упруговязких свойств среды в зонах воздействия латеральной кинематической волны возникали коллизионные обстановки и области тектонического скучивания. Вследствие этого были совмещены участки с разным строением, что в ряде случаев привело к некоррелируемости в современных эрозионных срезах структурных событий в них.

Изучение структурного состояния и условий формирования складчатости архейских комплексов значительно увеличивает наши знания о начальных периодах геологического развития литосферы и имеет определенное прикладное значение, так как в соединении с другими данными позволяет наметить места наиболее легкого проникновения из глубины мантийных и коровых магм, в том числе рудоносных, линеаменты, по которым будут заложены зеленокаменные рудоносные пояса.

Литература

1. Вихерт А.В. О складчатой структуре, возникающей при разуплотнении слоистых толщ// Геотектоника, 1980, № 3, С. 27-34.

2. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование: Автореф. докт. дис. Изд-во МГУ, 1985, 32 с.

3. Горлов Н.В. Структура беломорид. Л.; Наука, 1967, 110 с.

4. Казаков А.Н. Ладожская серия Балтийского щита // Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977. С. 79-97.

5. Казаков А.Н. Складчатость архейского гранито-гнейсового фундамента северного сегмента Балтийского щита // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986, С. 164-174.

6. Козлов М.Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л.; Наука, 1979. 140 с.

7. Косминская И.П., Павленкова Н.И. Основные черты сейсмических моделей для континентальных и океанических структур // Региональные геофизические исследования глубинного строения земной коры. М., 1978. С. 8-17.

8. Пейве А.В., Савельев А.А. Структуры и движения в литосфере // Геотектоника. 1982. № 6, С. 5-24.

9. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.

10. Резанов И.А. Эволюция земной коры. М.: Наука, 1985. 144 с.

11. Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.; Наука, 1978. 167 с.

12. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978, 176 с.

13. Archaean gneiss complex of Greenland / Bridgwater D., Keto L., McGregor V.B., Myers J.S. // Geologie of Greenland. 1976. P. 18-75.

14. Mapping of the Isukasia sheet, southern west Greenland / Garde A.A., Hall R.P., Hughes D.J. et al. // Grønl. Geol. Undersøg., Kobenhavn, 1983, rapport N 115. P. 20-29.

15. Meriläinen K. The granulite complex and adjecent rocks in Lapland, northern Finland // Bull. Geol. Surv. Finland. 1976. N 281. 129 p.

16. Nutman A.P. Further work on the early Archean rocks of the Isukasia area, Southern West Greenlandand // Grønl. Geol. Undersøg., Kobenhavn. 1982. P. 49-54.

17. Park A.F. Basement gneiss domes in the Svecokarelides of eastern Finland: discussion // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 55, nr 1. P. 199-203.

Ю.В. Миллер

ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Практически в результате любых исследований кристаллических образований удается получить некоторые свецения по корреляции эндогенных процессов. При структурном изучении метаморфических комплексов корреляция эндогенных процессов – обязательный и важнейший результат исследования. Такая корреляция, во-первых, важнейшая форма систематизации информации, касающейся структурообразования, метаморфизма, магматизма, метасоматоза и т.д.; во-вторых, главный путь познания причинно-следственных связей между различными процессами; в-третьих, единственный способ выявления геологических событий, получающих комплексное выражение, и прежде всего таких тектонически значимых, как тектоно-метаморфические циклы. Наконец, корреляция эндогенных процессов важнейший, а во многих случаях единственный приемлемый метод решения широкого круга задач, петрологических, стратиграфических и других, связанных, в частности, с выявлением относительных возрастных соотношений между процессами и различного рода геологическими образованиями.

Формально разработку схемы корреляции эндогенных процессов можно представить как последовательное решение следующих задач: 1) построение структурной шкалы, выступающей в роли относительной системы временных реперов; 2) синхронизация различных эндогенных процессов со структурной шкалой; 3) всесторонний анализ полученной схемы, в том числе с позиции цикличности.

В одной статье невозможно рассмотреть широчайший круг вопросов, так или иначе связанных с корреляцией эндогенных процессов. Достаточно сказать, что микроструктурный анализ – один из методов корреляции деформации и кристаллизации вещества. Коснемся некоторых кардинальных проблем корреляции эндогенных процессов. К ним в первую очередь относится проблема структурных шкал.

Вопрос состоит в том, всегда ли структурные ряды отвечают требованиям, предъявляемым к системе относительных возрастных реперов, т.е. представляют собой систему строго последовательно проявленных этапов деформации, каждый из которых реализуется в течение обособленного интервала времени, не перекрывающегося со смежными. В настоящее время не вызывает сомнения, что структурные ряды во многих случаях этим требованиям не отвечают. Наиболее обычны нарушения последовательности проявления этапов деформации (инверсии) в областях развития структурно-метаморфической зональности, т. е. в рамках местных структурных шкал (см. статью А.Н. Казакова).

Примером может служить музкольский метаморфический комплекс Центрального Памира, где зональный метаморфизм кианит-силлиманитовой фациальной серии наложен на систему тектонических покровов и в центральных частях термальных куполов достигает амфиболитовой фации, а в небольших ареалах – условий ультраметамор-

физма [4]. В глубокометаморфизованных образованиях структурный ряд выглядит наиболее полным (табл. 1). Здесь выделяются ранние (дометаморфические) покровы N_0, перетасовавшие стратиграфию еще до проявления зонального метаморфизма, субпослойная сланцеватость S_1, параллельная сместителям, ограничивающим покровы, локально отвечающая осевым поверхностям мелких лежащих изоклиналей F_1; мелкие лежачие внутрипластовые складки F_2, деформирующие S_1 и параллельную ей мигматитовую полосчатость; крупные лежачие изоклинали F_3 с короткими подвернутыми крыльями, измеряемыми сотнями метров и километрами – эти складки получают развитие внутри тектонических покровов N_3 и составляют с ними единый структурный парагенезис синметаморфического покровообразования. На систему тектонических покровов с „запечатленными" в них перечисленными структурными формами наложены пересекающиеся системы прямых складок $F_4 - F_5$ северо-восточного и северо-западного простирания соответственно и некоторые второстепенные структурные формы, обычные для завершающей стадии деформационного цикла (последние в табл. 1 не показаны).

По мере удаления от центральных частей термальных куполов с падением метаморфизма картина закономерно упрощается: сначала выпадают складки F_2, потом – F_1. В результате сланцеватость, которая в большинстве обнажений параллельна слоистости и поверхностям сместителей, оказывается идентичной S_3. Эту интереснейшую ситуацию можно несколько по-разному интерпретировать, но сейчас для нас важно, что за пределами термальных куполов или на их окраинах все структурные формы первой стадии деформационного цикла, включая дометаморфические покровы, расшифровываются как сквозной процесс покровообразования; критерии для выделения отдельных этапов деформации утрачиваются. Таким образом, одна и та же структурная шкала в разных зонах метаморфизма выглядит по-разному. Но в данном случае сам факт нарушения последовательности развития структурных форм во времени не очевиден: ситуацию можно свести к простому выпадению этапов деформации.

Другим примером может служить структурно-метаморфическая зональность, развитая в поршневском комплексе (Центральный Памир), где метаморфизм андалузит-силлиманитовый фациальной серии повышается от фации зеленых сланцев до амфиболитовой с проявлением ультраметаморфизма [4]. Специфика структурной зональности, сопряженной с метаморфической, заключается в том, что в условиях фации зеленых сланцев здесь еще не развита отчетливая сланцеватость. По мере продвижения к центру терминального купола сначала появляется послойная сланцеватость S_1, потом мелкие складки послойного течения F_2. Структуры второй стадии деформационного цикла – крупные линейные складки – накладываются на структурную зональность и получают примерно одинаковое развитие во всех зонах.

Развитие структурной зональности можно представить в виде последовательно сменяющих друг друга структурных зон (табл. 2). Во внутренней, наиболее глубоко метаморфизованной зоне I на первой

Таблица 1

Структурная шкала музкольского комплекса

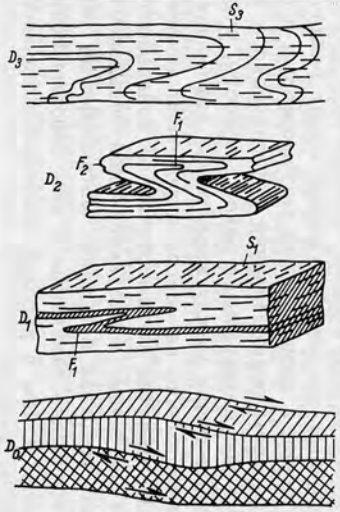
Стадия цикла	Структурная форма	В центре термальных куполов	На окраине или вне куполов
Вторая		F_4 , F_5 -крупные прямые пересекающиеся складки СВ и СЗ простирания	Крупные прямые пересекающиеся складки СВ и СЗ простирания
Первая		N_3 , F_3 , S_3 - синметаморфические покровы, осложненные крупными лежащими изоклиналями с сланцевостью S_3 , субпараллельной ОП F_2 - мелкие лежачие Z-образные складки S_1 , F_1 - субпослойная сланцеватость, параллельная сместителям, ограничивающим покровы, локально параллельная ОП мелких лежачих складок N_0 - дометаморфические покровы	Сквозное покровообразование, осложненное формированием крупных лежачих изоклиналей со сланцеватостью, параллельной сместителям, разделяющим покровы, и ОП изоклиналей

Таблица 2

Схема корреляции структур, определяющих структурно-метаморфическую зональность поршневского комплекса

Стадия	Зона I	Зона II	Зона III
Третья	F_2	S_1	
Вторая	S_1		
Первая			

– породы уже метаморфизованные, но еще не рассланцованные, отражающие инициальную стадию становления зональности. Стрелки указывают распространение структур во времени (по вертикали) и в пространстве (по горизонтали).

стадии развивались структуры, близкие к роговиковым, на второй – послойная сланцеватость S_1, на третьей – складки послойного течения F_2. В зоне II процесс завершился формированием послойной сланцеватости S_1, в зоне III – перекристаллизацией, не сопровождающейся сланцеватостью. Стрелки указывают миграцию фронта распространения структур во времени (по вертикали) и в пространстве (по горизонтали). Соответственно на заключительной стадии процесса одновременно в зоне I формировались складки F_2, в зоне II – S_1, в зоне III – структуры типа роговиковых. Таким образом, в разных частях одного и того же комплекса, за один и тот же промежуток времени деформационный процесс находит принципиально различное структурное выражение в зависимости от степени метаморфизма, за чем фактически стоят различные реологические свойства пород в разных зонах метаморфизма и соответственно различные способы осуществления тектонического течения.

Эта фундаментальная закономерность, отражающая причинно-следственные связи между характером деформации и метаморфизмом, вскрыта именно на основе корреляции эндогенных процессов в областях развития метаморфической зональности. Но сталкиваемся мы с ней постоянно и вне какой-либо зональности; просто при прочих равных условиях в ареалах метаморфизма тектоническое течение и специфические связанные с ним деформационные эффекты выражаются полнее, чем в породах неметаморфизованных. Это надо постоянно иметь в виду.

Вне метаморфической зональности тоже может иметь место инверсия. Примеров можно привести много, и в частности системы прямых пересекающихся складок, определяющие вторую стадию деформационного цикла музкольского комплекса: в одних случаях северо-восточные складки продолжают формироваться, в то время как северо-

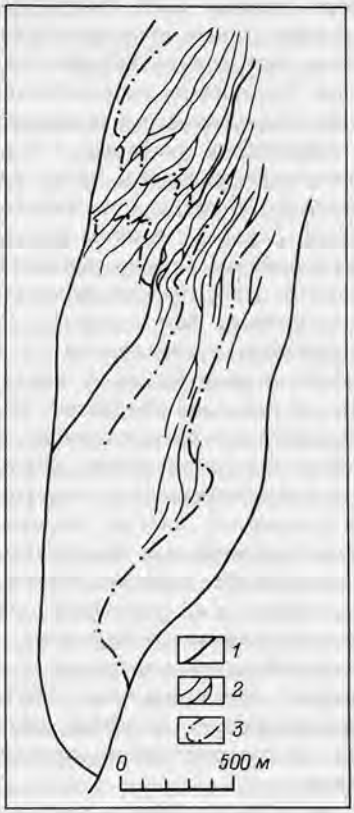


Рис. 1. Соотношение наложенных складок с мелкими разрывами в лопийском комплексе, Койкарская структура.

1 – разломы, ограничивающие тектонические линзы; 2 – мелкие разрывы; 3 – осевые поверхности древних линейных складок, маркирующие наложенные асимметричные складки.

западные уже завершили развитие; в других случаях соотношения обратные. В первом приближении, по-видимому, их следует рассматривать как примерно синхронные.

Интересные соотношения между наложенными складками (они описываются осевыми поверхностями ранних складок) и системой мелких разрывов установлены в складчато-разрывной структуре лопия (рис. 1). Там, где наложенные складки сжатые, система разрывов примерно отвечает их осевым поверхностям и смещает оформившиеся замки складок, там, где складки открытые, система разрывов деформируется складками. Есть и промежуточные соотношения. Анализ ситуации приводит к заключению, что формирование складок (которые по всем признакам отвечают одному этапу деформации) растянуто во времени: сжатые складки начали формироваться раньше, открытые – позже, но и разрывы не являются строго одновозрастными. В результате структурные ряды в разных частях складчато-разрывной структуры существенно отличаются друг от друга, хотя в каждом случае строго отвечают фактам и могут использоваться как локальные системы временных реперов.

Из сказанного следует, что в зонально метаморфизованных комплексах нарушение последовательности развития структурных форм – явление обычное, обусловленное закономерным изменением реологии пород в условиях становления прогрессивной метаморфической зональности. Отсюда нарушение последовательности развития этапов деформации во времени и пространстве тоже подчиняется определенным закономерностям, что позволяет использовать такие структурные шкалы в практике корреляции эндогенных процессов. Труднее учитывать нарушения последовательности развития структурных форм вне метаморфической зональности, вызванные неравномерной в пространстве и меняющейся во времени эффективной реологией пород. Во

всяком случае этап деформации как явление строго ограниченное во времени – лишь некоторое приближение к действительности, приближение, которое на определенном уровне обобщения нас устраивает, а при ближайшем рассмотрении может не удовлетворять требованиям, предъявляемым к возрастному реперу.

Следующая проблема – корреляция метаморфизма с деформациями. Важнейшим вопросом здесь является анализ полиметаморфизма. Как известно, такой анализ может выполняться и на чисто петрографической основе и в этом случае сводится к фиксации смены условий метаморфизма, что, разумеется, тоже очень важно. Однако корреляция со структурами позволяет решать вопрос на принципиально ином уровне. Вот пример. В Семченском зеленокаменном троге метаморфизм повышается от фации зеленых сланцев в центре до амфиболитовой фации в краях трога (см. рис. 1 к статье Ю.В. Миллера в этом же сборнике). С петрографических позиций ничто не препятствует рассмотрению этой зональности как одноактной. Между тем корреляция метаморфизма со структурами показала, что зеленосланцевые парагенезисы связаны с ранними линейными складками иногда выдержанной ориентировки, иногда искаженными наложенными складками, а метаморфическая зональность – с наложенной сланцеватостью, развивающейся параллельно контактам трога, т.е. подчинена совершенно иному структурному плану. Соответственно выделяются два этапа метаморфизма: монофациальный зеленосланцевый и зональный наложенный, отвечающие разным тектоническим обстановкам. Полная корреляция эндогенных процессов, включая магматизм, позволяет выделить здесь два последовательно проявленных тектоно-метаморфических цикла.

На технике корреляции метаморфизма со структурными элементами остановиться подробно нет возможности. Хочется только подчеркнуть, что она сложнее, чем часто полагают те, кто сами с ней не сталкиваются. Особенно усложняют дело наложенные метаморфические процессы. При этом систематически оказывается, что минеральные парагенезисы, которыми сложены те или иные сланцеватые текстуры, не отвечают структурному положению этих текстур. Например, в лопийских образованиях Большезерско-Хедозерского трога (Карелия) система сланцеватости по своему структурному положению отвечает осевым поверхностям складок, сформировавшихся в условиях фации зеленых сланцев, а сложена наложенными более высокотемпературными парагенезисами, которые к этим складкам никакого отношения не имеют. Существует представление, что при диафторезе реликты более высокотемпературных парагенезисов сохраняются (или могут сохраниться), а при прогрессивном метаморфизме реликты низкотемпературных парагенезисов утрачиваются. Это не совсем так. Благодаря неравномерности развития метаморфических преобразований во многих случаях в реликтах сохраняются и низкотемпературные минералы. Так и в данном случае такие реликты удалось найти и убедиться, что сланцеватая текстура, отвечающая осевым поверхностям главных складок, изначально отвечала фации зеленых слан-

цев, а наложенный метаморфизм, отвечающий условиям, пограничным между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями, изофациален с прогрессивным метаморфизмом верхнего – сумий-сариолийского комплекса.

При корреляции магматизма с деформациями стандартная задача, которую постоянно приходится решать, – выяснение возрастных соотношений между интрузивными телами, не обнаруживающими непосредственных контактов друг с другом. В тех случаях, когда структурное положение интрузивных тел проявляется четко, эта задача достаточно простая и во многих случаях возрастные соотношения интрузивных тел уверенно читаются с геологической карты. Но возможны и осложнения, связанные, например, с повторной ремобилизацией гранитоидов, другими привходящими обстоятельствами. Встречаются интрузивные тела, которые наследуют ранее сформированные складки и по структурному положению как бы деформированы ими, а в действительности моложе складок, конфигурацию которых повторяют. Такая картина, в частности, установлена в беломорском комплексе, где гиперстеновые граниты образуют маломощные жильные тела, наследующие ранние складки.

Особое место в корреляции эндогенных процессов занимает выделение тектоно-метаморфических циклов. Во-первых, сами циклы представляют интереснейший объект для исследования и все явственнее вырисовываются как события, в пределах которых различные эндогенные процессы находятся в закономерных причинно-следственных связях, определяющих и существо самих циклов и возможные варианты их выражения. Во-вторых, в областях развития немых метаморфических комплексов, в частности раннедокембрийских, тектоно-метаморфические циклы используются для выделения крупных стратиграфических единиц.

В основе выделения тектоно-метаморфических циклов лежат закономерности моноциклического развития, важнейшие из которых удобно продемонстрировать на примере музкольского комплекса Центрального Памира (табл. 3). Метаморфизм начинается в условиях покровообразования и развития послойной сланцеватости S_1. Характерно, что первая сланцеватая структура отвечает максимуму метаморфической перекристаллизации, максимальным температуре и давлению ($T \leqslant 720$, $p=5-7.5$ кбар). Со сланцеватостью S_1 коррелируются процессы ультраметаморфизма. Mg и Mg-Fe метасоматоз распространяется и на этап D_2. С ранней стадией становления метаморфического комплекса связано внедрение базитов. Наиболее древние из них или предшествуют метаморфизму или внедряются синхронно с началом метаморфической перекристаллизации. Решить эту альтернативу обычно не удается, поскольку тела базитов несут следы интенсивного рассланцевания по S_1 и не встречаются за пределами метаморфических ареалов. Сразу после первого или, возможно, после второго этапа деформации температура и давление падают, структурный ряд формируется преимущественно на регрессивной ветви метаморфизма и по этому признаку является нисходящим. Сначала этот спад осуществляется медленно: высокотемпературный порфиробластез,

Таблица 3

Схема корреляции эндогенных процессов для музкольского комплекса

Стадия цикла	Этап деформации	Метаморфизм	Ультраметаморфизм, магматизм, метасоматоз
Вторая		Спад температуры и давления	Мелкие тела пегматоидных гранитов Крупный массив биотитовых гранитов
	D_4, D_5	Высокотемпературный порфиробластез в условиях: T = 500–650°C, p ≤ 4 кбар	
Первая	D_3	p = 4 кбар	Жилы турмалиновых пегматитов по ОП изоклиналей F_3
	D_2		Mg – метасоматоз, кислотное выщелачивание Fe – Mg – метасоматоз, Габбро
	D_1	Максимальная метаморфическая перекристаллизация в условиях: T≤720°C, p = 5–7.5 кбар Начало метаморфической перекристаллизации	Ультраметаморфизм во всех формах его проявления: анатексис, инъекция, Na – Si – метасоматоз Габбро
	D_0		

синхронный этапам D_4, D_5, отвечает T = 500–650°C, p до 4 кбар. Позднее высокотемпературные ассоциации уже не фиксируются.

Изменение температуры во времени в центральных частях термальных куполов музкольского комплекса отражает кривая 1, на окраинах термальных куполов, где пик метаморфизма приходится на S_3, – кривая 2 (рис. 2). Это значит, что термальная аномалия со временем опадает (сглаживается); при этом в центральной части купола температура падает, а на окраинах несколько поднимается. Такое поведение термальной аномалии во времени и пространстве соответствует формированию ее над интрузивным телом – теплоносителем [3]. Действительно, во многих случаях тепло-массоносителями выступают гранитоиды, обнажающиеся в ядрах термальных куполов. В музкольском комплексе такие гранитоиды отсутствуют; можно предположить, что они оказались не вскрытыми эрозионным срезом.

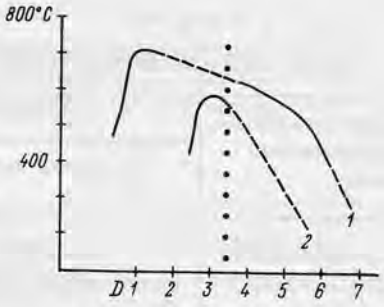


Рис. 2. Изменение температуры метаморфизма во времени в музкольском метаморфическом комплексе.

1 – в центральной части; 2 – на окраинах (2) термальных куполов. Пунктиром показана граница между первой и второй стадиями деформационного цикла, 1–7 – этапы деформации.

В других случаях удается показать, что температура метаморфизма по мере приближения к источнику тепла возрастает по экспоненте, т.е. имеет место кондуктивная теплопередача. Таким образом, при помощи корреляции эндогенных процессов в рамках моноциклического развития можно подойти к решению такой фундаментальной проблемы, как способы теплопередачи.

Использование тектоно-метаморфических циклов для выделения крупных стратиграфических единиц удобно продемонстрировать на схеме корреляции эндогенных процессов Карельской гранит-зеленокаменной области (табл. 4). Схема несет информацию, обычную для такого рода построений, и в частности наглядно отражает последовательное вступление разновозрастных метаморфических комплексов в процесс эндогенных преобразований. История древних комплексов, раньше вступивших в этот процесс, более полная, молодых – сокращенная. Соответственно каждый метаморфический комплекс отличается от более древнего и более молодого количеством проявленных в нем циклов. Именно циклов. На рассмотренных выше примерах мы могли убедиться, что разные части одних и тех же комплексов могут проходить различный путь структурных и метаморфических преобразований (в рамках структурно-метаморфической зональности) и проявление в каких-либо образованиях более высокого метаморфизма, большего количества этапов деформации, чем в соседствующих, еще не является доказательством их более древнего возраста. Это постоянный источник ошибок и это одна из причин, почему нам чрезвычайно важно знать и понимать, какое выражение может получать моноциклическое структурно-метаморфическое развитие.

Такой принцип выделения крупнейших стратиграфических единиц в раннем докембрии имеет и свои плюсы, и свои минусы. Главным недостатком такого подхода является фактическая подмена стратиграфических сопоставлений и соотношений корреляцией эндогенных процессов; при этом есть опасность, что образования, испытавшие одинаковые процессы, могут оказаться разновозрастными, поскольку тектоно-метаморфические циклы скользят во времени и далеки от идеальных временных реперов, хотя в отличие от этапов деформации проявляются строго последовательно и обычно отделены друг от дру-

Таблица 4

Схема корреляции эндогенных процессов Карельской гранит-зе-

Тектоно-метаморфический цикл	Дефор-	
	Комплекс основания	Лопийский комплекс
Свекофеннский 2300-1900	Локальное подновление поверхностей $S_{n+2,3}$	Локальное подновление поверхностей S_1
Селецкий 2650-2450(?)	Подновление поверхностей $S_{n+2,3}$	Подновление поверхностей S_1, возможно формирование структур послойного течения
Ребольский 3000-2820	Fr_{n+6} - разрывы преимущественно СЗ простирания, контролирующие дайки долеритов	Fr_4 - разрывы З-СЗ простирания, контролирующие дайки долеритов
	F_{n+5} - крупные складки с крутыми ОП, совместные с троговым комплексом	F_3 - крупные складки с крутыми ОП, деформирующие троговый комплекс с комплексом основания
	F_{n+4} - складки послойного сдвигового течения	F_2 - структуры послойного и внутрислойного течения (складки послойного течения нескольких генераций, зоны вязких разрывов)
	S_{n+3} - региональная бластомилонитизация (подновление поверхностей S_{n+2})	F_1, S_1 - крупная синклиналь, F_1, S_1 - сланцеватость ‖ ОП

ленокаменной области (район Большезерско-Хедозерского трога)

мации		Метаморфизм	Магматизм
Сумий-сариолийский комплекс	Ятулийский комплекс		
Локальное подновление поверхностей S_1	F_1, S_1 – линейные складки субмеридионального простирания, $\hat{S}$ – крутой кливаж ‖ ОП	Эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая фации	Габбро-диориты
S_1, F_1 – грубое рассланцевание по крутой СЗ системе, линейные складки, редкие складки послойного течения		Фация зеленых сланцев (?)	
			Долериты Пегматиты γ_8 – микроклин-плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые граниты (небольшие дайкообразные тела)
		Фация зеленых сланцев	γ_7 – гранодиориты-плагиограниты с узкими зонами приконтактовых инъекционных мигматитов
			Базиты

Таблица 4 (продолжение)

Тектоно-метаморфический цикл	Дефор-	
	Комплекс основания	Лопийский комплекс
Беломорский >3200	S_{n+2} – региональная бластомилонитизация по крутой субмеридиональной системе поверхностей	
	F_{n+1} – мелкие складки, деформирующие S_n, γ_1 и γ_2	
	S_n – кристаллизационная сланцеватость	

Примечание. Цифры в графе „Тектоно-метаморфический

га длительными периодами осадконакопления. Но в этом же кроются и достоинства указанного подхода, поскольку для выявления возрастных соотношений между рассматриваемыми комплексами совсем не обязательно отличать стратиграфические контакты от тектонических, знать подошву-кровлю разреза, вообще фиксировать стратиграфические соотношения между ними.

Для раннего докембрия это чрезвычайно важно. Достаточно напомнить, что в пределах всей Карельской гранит-зеленокаменной области бесспорные стратиграфические контакты лопия с комплексом основания не установлены. Практически повсеместно между ними фиксируются тектонические контакты, реже – интрузивные; последние наблюдаются в тех случаях, когда ремобилизованные породы комплекса основания локально интрудируют лопийские вулканиты, что создает впечатление возрастных соотношений, обратных действительным. Не менее сложным оказывается отличить лопийский комплекс от сумийского, хотя в единичных точках стратиграфические контакты между ними фиксируются. Здесь вопрос осложняется сходством состава: в обоих комплексах широко распространены основные и кислые вулканиты.

мации			Метаморфизм	Магматизм
	Сумий–сариолийский комплекс	Ятулийский комплекс		
				Калишпатовый парфиробластез
				γ_6 – микроклиновые граниты
			Амфиболитовая фация	γ_5 – гнейсо–гранодиориты Базиты
				γ_4 – плагиомикроклиновые порфировидные граниты
				γ_3 – гранодиориты
				γ_2 – плагиограниты
			Высокотемпературная амфиболитовая фация	γ_1 – плагиограниты

цикл" – возраст эндогенных процессов в миллионах лет.

Вот в этих–то чрезвычайно сложных условиях, где обычные методы вообще неприменимы или применимы весьма ограниченно, оказываются эффективными принципы стратиграфического подразделения, основанные на корреляции эндогенных процессов. Согласно этим принципам, к лопийскому структурному ярусу мы относим различного рода образования совсем не потому, что они залегают со стратиграфическим контактом на комплексе основания, а потому что они несут преобразования ребольского цикла и не испытали предшествующего беломорского цикла. В тех случаях, когда породы, пусть даже аналогичные по составу – те же основные вулканиты, – несут переработку беломорского или только селецкого цикла, их относят соответственно к древнейшему саамийскому или более молодому – сумий–сариолийскому комплексам. Такой подход, как видим, не дает впасть и в обычную в таких случаях ошибку – относить породы определенного состава к тому или иному возрастному интервалу согласно выделенному ранее стратотипу. Конечно, и на этом пути есть свои трудности, но они вполне окупаются получаемыми результатами. Наконец, надо иметь в виду, что этими методами можно выделять лишь крупнейшие стратиграфические единицы, отвечающие структур-

ным ярусам. Дальнейшая детализация стратиграфического разреза осуществляется уже на основе совершенно иных методов и принципов.

Схемы корреляции, аналогичные рассмотренной, удобны для отражения информации по ограниченным площадям, отдельным структурам, структурно-фациальным или тектоническим зонам. При работе с крупными регионами такие схемы становятся слишком громоздкими и их целесообразно заменять упрощенными, в которых выделяются только тектоно-метаморфические циклы и важнейшие их характеристики (полные или редуцированные, простирания доминирующих структур, основные особенности термодинамического режима метаморфизма и т.п.). Это конечно та же корреляция эндогенных процессов, только на более высоком уровне, при котором многие детали целесообразно опустить.

С помощью такой корреляции, основанной на выделении тектоно-метаморфических циклов, в последние годы, в частности, удалось подойти к решению традиционной для Балтийского щита проблемы, которая когда-то формулировалась как соотношение карелид с беломоридами, а сейчас рассматривается в самом общем виде как соотношение Карельского и Беломорского геоблоков. Оказалось, что в обоих геоблоках проявлены одни и те же тектоно-метаморфические циклы и коррелируемые с ними архейские метаморфические комплексы. Принципиальное значение имеет обнаружение в Беломорском геоблоке лопийского структурного яруса [1, 2]. Этот результат по своей значимости далеко выходит за рамки региональной геологии Балтийского щита, поскольку позволяет по-новому трактовать соотношения между гранит-зеленокаменными и гранулито-гнейсовыми областями, хотя интерпретация этих соотношений может быть различная. Мне хотелось закончить этим достижением, чтобы показать, к заключениям какого масштаба, какой геотектонической значимости приводят нас построения, основанные на структурной корреляции эндогенных процессов.

Литература

1. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты, 1986. 100 с.

2. Богданова М.Н., Ефимов М.М. Геологическое строение Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны// Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 19-27.

3. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л., 1982. 160 с.

4. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа/ В.А. Глебовицкий, И.С. Седова и др. Л., 1981. 304 с.

А.В. Лукьянов

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Предметом обсуждения являются трудности методологического характера, которые часто возникают при интерпретации фактического материала в процессе изучения структуры кристаллических комплексов. Кристаллические комплексы горных пород, испытавшие полиметаморфизм и неоднократные деформации, особенно широко распространены в докембрийский толщах. Поэтому рассматриваемые проблемы прежде всего возникают при изучении докембрия. Основные трудности вызваны неоднозначностью выводов, получаемых при интерпретации фактического материала, что связано с особенностями изучаемых объектов и методов их исследования. Неоднозначность выводов обычно обусловлена неопределенностью основных и, казалось бы, элементарных понятий, которые используются при интерпретации фактического материала.

С точки зрения структурных исследований кристаллических комплексов наиболее существенными представляются четыре проблемы: 1) происхождения и возраста (иначе – проблема времени петрогенезиса), 2) положения структурообразующих событий в пространстве (иначе – места петрогенезиса), 3) совместимости деформаций (иначе – единства компенсирующих друг друга деформаций), 4) стресс-метаморфизма (иначе – единства деформаций и метаморфизма).

1. Проблема происхождения и возраста. Принято считать само собою разумеющимся, что каждая горная порода имеет определенный возраст и происхождение. Одной из главных задач геологического исследования обычно является определение происхождения и возраста горных пород и толщ. Однако в полиметаморфических породах оба эти понятия становятся неопределенными, что нередко приводит к острым дискуссиям о возрасте кристаллических комплексов. Читатель, несомненно, сталкивался с дискуссиями о возрасте, обусловленными разным пониманием главного вопроса: что же такое возраст полиметаморфической породы?

Основными характеристиками всякой горной породы являются минеральный состав и структура.* Если все минеральные зерна образовались или соединились в единую твердую массу одновременно, то этот момент можно считать временем рождения горной породы и по нему исчислять ее возраст. Но состав и структура горной породы формируются единовременно далеко не всегда. Только осадочные и магматические породы возникают мгновенно (в геологическом масштабе времени) и их возраст не вызывает сомнений. Спо-

---

* Под структурой будем понимать размеры, форму и взаиморасположение минеральных зерен, т.е. структурные и текстурные особенности породы.

соб образования – выпадение в осадок либо кристаллизация из расплава – также однозначно определяет их происхождение. Раз образовавшись, такие породы существуют длительное время, не испытывая существенных изменений ни по составу, ни по структуре, пока не подвергнутся метаморфизму.

В полиметаморфических породах мы сталкиваемся с принципиально иной ситуацией. Отдельные минералы, минеральные ассоциации и элементы структуры образовались в таких породах в разное время, в разных термодинамических условиях и разным способом. К их появлению приводили разные процессы: метаморфические, метасоматические, деформационные, локально-анатектические, стрессовые. Поэтому в определенное время и в определенных условиях формировалась не вся масса ныне наблюдаемой породы, а лишь отдельные ее части, отдельные минералы, отдельные элементы структуры. Вся же масса в принципе полигенна и полихронна. Единого возраста и происхождения у такой породы нет. Оценивая эти категории, можно говорить либо о возрасте и происхождении только отдельных ее компонентов (минералов, структур), либо о возрасте и происхождении исходной (материнской) породы. Поэтому при исследовании кристаллических комплексов исследователь „снимает" метаморфизм и решает две задачи: 1) восстанавливает материнскую породу, ее происхождение и возраст, 2) определяет характер и историю наложенных метаморфо-деформационных событий.

Первая задача разрешима далеко не всегда и не только потому, что следы первичной породы могут быть стерты, а потому, что во многих случаях ее вовсе не было. Это кажется парадоксальным, однако это так. Происхождение и возраст определимы лишь в случаях, когда материнская порода была либо осадочной, либо магматической. Если же она никогда не проходила ни через осадочный, ни через магматический процессы, а оставалась изначально внутрикоровым полиметаморфическим образованием, то вопрос о материнской породе в принципе нерешаем. Поэтому, говоря о возрасте кристаллического комплекса, следует обязательно указывать, о возрасте какого его компонента идет речь и является ли этот компонент реликтом материнской породы. В противном случае обсуждать вопрос возраста полиметаморфического образования бессмысленно.

Вторая задача разрешима почти всегда и включает рассмотренные ниже проблемы.

2. Проблема положения структурообразующих событий в пространстве; координаты Лагранжа и Эйлера. Последовательность метаморфо-деформационных событий, наблюдаемая в едином объеме горной породы, может быть интерпретирована двояко. Либо предполагается, что объем не испытал существенных перемещений и разновременные события происходили в одном и том же месте, либо допускается, что объем значительно перемещался и события происходили в разных местах земной коры, в разных тектонических зонах и на разных глубинах. Эти версии не всегда бывают достаточно хорошо обоснованы. Однако тектонические выводы, опирающиеся на

одну из них, как правило, оказываются во многом противоположными выводам, опирающимся на другую. Из первой версии выводятся тектонические фазы и стратиграфическая значимость наложенных структур, из второй следует возможность разновременности одинаковых и одновременности разных событий в соседних районах. Решение этих принципиальных вопросов в значительной мере сводится к методологической проблеме определения места (положения) тектонического события в пространстве.

Положение в пространстве определяется при помощи той или иной системы координат. Изучая деформации, обычно используют системы координат Лагранжа и Эйлера (рис. 1). Система Лагранжа непосредственно связана с деформируемой средой. Ее оси как бы нарисованы на деформируемом теле или „вморожены" в него. Они деформируются вместе с телом, в результате чего система координат со временем может стать неортогональной, криволинейной, с меняющейся метрикой, но координаты каждой материальной точки останутся в ней неизменными при любой деформации и перемещении тела. Система Эйлера, напротив, со средой не связана, не участвует в деформации, а ее оси составляют как бы абсолютно жесткую решетку, сквозь которую протекает, „продавливается" деформирующаяся масса. Координаты материальных точек деформируемого тела в системе Эйлера неуклонно изменяются в связи с деформацией.

Когда геолог говорит о метаморфо-деформационном событии (например, приходит к выводу, что „в данном месте сжатие сменилось растяжением"), то он должен точно знать и указать, в какой системе координат определяется „данное место". Если этого не сделать, то неизбежно возникнет неопределенность, ведущая к противоречивым интерпретациям.

Эту мысль можно проиллюстрировать на примере деформации кристаллического глетчерного льда при течении ледников. На рис. 2 изображен выводной ледник, спускающийся от края ледяной шапки Суккертоппен (Западная Гренландия) во фьорд Эвигбедсфьорд. Фотографии этого ледника можно найти в работах Б. Фриструпа и А. Вайдика [23, с. 39; 24, с. 430]. Рассматривая элементарные объемы льда в точках M_1, M_2, M_3, M_4, расположенных на линии тока в глетчере, можно проследить за характером деформации и метаморфизма льда при прохождении пути от M_1 до M_4. В точке M_4 мы насчитаем в образце льда несколько метаморфо-деформационных событий: поперечное к линии тока сжатие (которое происходило в зоне A), нарастающее дробление (в зоне B), продольное сжатие (в зоне C). Все они запечатлены в структуре и вещественном составе глетчерного льда, удивительно интересной полиметаморфической кристаллической горной породы (рис. 3).

Теперь попробуем представить себе геолога, не знакомого с общим строением глетчера, но детально изучившего деформированный лед в точке M_4. Допустим, что он сумел прочитать в этой породе историю метаморфо-деформационных событий. Его вывод будет таким: в точке M_4 произошло две складчатости, наложенных друг на друга и имеющих взаимоперпендикулярные оси сжатия. Так и

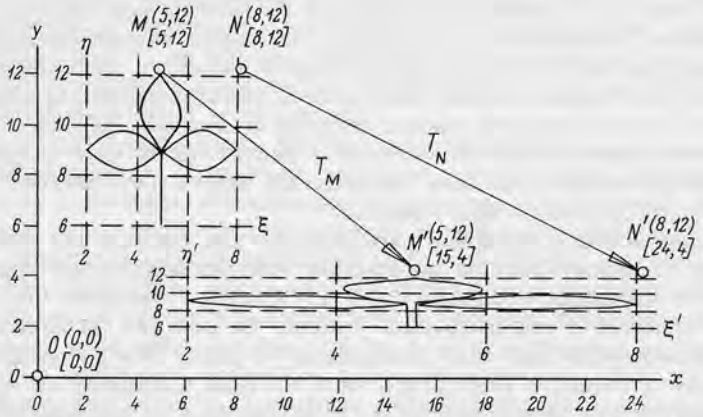


Рис. 1. Деформация природного объекта в координатах Лагранжа (ξ, η) и Эйлера (x, y).

M, N – выбранные материальные точки до деформации; M', N' – они же после деформации; в круглых скобках указаны координаты этих точек в системе Лагранжа (они не меняются при деформации), в квадратных скобках – в системе Эйлера (меняются при деформации); координаты Лагранжа показаны штриховыми линиями: ξ, η – до деформации, ξ' η' – после деформации; T_M и T_N – трансляция (параллельный перенос) точек M и N при деформации.

будет сказано: „в точке M_4". В о д н о м и т о м ж е м е с т е. А мы знаем, что эти деформации происходили в разных, удаленных друг от друга зонах! Причина появления двух противоречивых выводов о положении деформаций в пространстве ясна – геолог работает в системе Лагранжа, а вывод звучит как бы в системе Эйлера. Мы-то знаем, что координаты Эйлера лучше всего связать с архейскими породами ложа, по которому течет ледник, но наш геолог этого не знает и связывает их с глетчерным льдом в точке M_4. Он имеет право это сделать, и ошибки пока нет – для него лед как бы стоит на месте и деформируется дважды в противоположных направлениях. В этом случае (в выбранных геологом координатах), конечно, следует представить себе, что гнейсовое основание испытывает сложные перемещения и повороты, но геолога это не волнует, ибо об основании глетчера он даже не подозревает. Итак, из-за неудачного выбора системы координат возникло необоснованно сложное представление о действительности, но ошибки, повторяю, пока нет. Ошибка возникнет, если геолог перейдет в точку N_4 и, точно так же изучив в ней историю деформаций, попытается сравнить их с деформациями в точке M_4 в той же координатной системе, связанной с точкой M_4, а он обязательно это сделает. Кажущееся очевидным утверждение, что в точке N_4 (т.е. опять в одном и том же месте!) происходили те же две фазы взаимоперпендикулярных де-

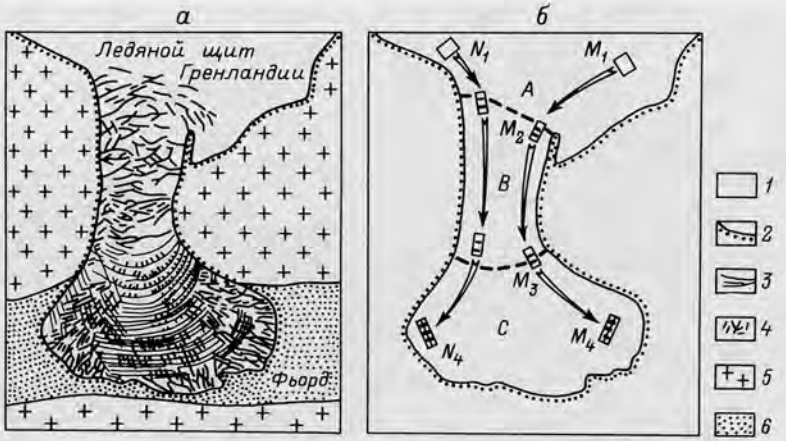


Рис. 2. Выводной глетчер, спускающийся от края ледяного щита в Эвигбедсфьорд (Гренландия).

а – положение трещин; б – зоны деформаций; 1 – глетчер; 2 – край глетчера; 3 – закрытые трещины в глетчере; 4 – открытые трещины; 5 – скальные склоны фьорда; 6 – дно фьорда, покрытое флювиогляциальными отложениями; А – верхняя зона деформаций; В – зона переноса; С – нижняя зона деформаций; M_1 – исходный объект; M_2 – продольное к траектории растяжение и образование поперечных трещин; M_3 – переход в нижнюю зону деформаций; M_4 – поперечное растяжение и образование продольных трещин, наложенных на более раннюю структуру; стрелки – траектории движения льда (линии тока).

формаций, но ориентированных в другом направлении, неверно. Без перемещений здесь уже не обойтись. Удовлетворительно сравнить историю деформаций в этих двух точках (M_4 и N_4) можно, только перейдя к системе координат, связанной с ложем ледника, и восстановив все движения льда и деформации, происходившие в одном объеме льда, но в совершенно разных местах (рис. 2, б). В других системах координат движения получатся слишком уж причудливыми.

Приведенный выше простейший пример показывает сложность проблемы установления места событий, пережитых горной породой. Более сложный пример с системой нескольких сливающихся глетчеров показан на рис. 4. Здесь для сравнения деформаций в ныне близко расположенных точках L , M , N , P приходится восстанавливать события, происходившие в весьма удаленных друг от друга местах (L' , M' , N' , P').

Проблему места метаморфо-деформационных событий я специально рассмотрел на примерах глетчеров, так как их движения и деформации очевидны. Глетчеры имеют жесткое ложе, с которым можно

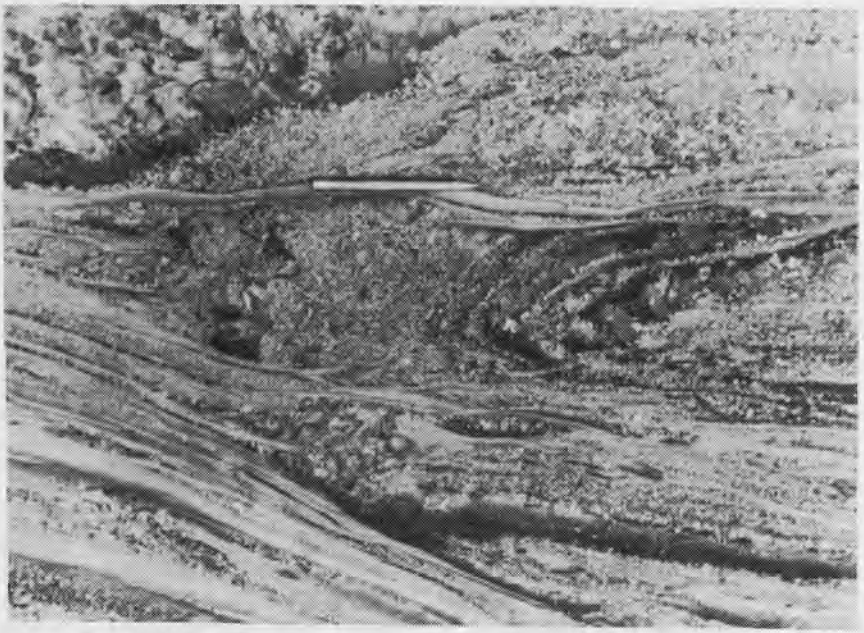


Рис. 3. Многократно деформированный глетчерный лед – своеобразная кристаллическая полиметаморфическая горная порода.

связать координаты Эйлера, и их движение по ложу не вызывает сомнений. При изучении полиметаморфических кристаллических комплексов докембрия такого ложа нет, и геолог оказывается в чрезвычайно затруднительном положении. Очень часто он принимает одну из вышеуказанных версий – фиксистскую или мобилистскую – безо всяких оснований. Одни и те же факты при принятии первой версии интерпретируются с позиций одновременных фаз складчатости и, следовательно, стратиграфического значения этих фаз, а при второй версии допускают разновременность сходных событий и одновременность разных событий в соседних тектонических зонах. Таким образом, выбор версии и системы координат составляет основу проблемы места. Для решения проблемы необходимо большое количество определений возраста метаморфо-деформационных событий и анализ совместимости деформаций.

3. Проблема совместимости деформаций. Природная деформация горных пород и толщ всегда неоднородно распределена в пространстве. Это установлено эмпирически, но может быть обосновано и теоретически. Однородная деформация на очень больших пространствах невозможна, так как приводила бы к непомерно большим трансляциям (параллельным переносам) горных пород и искажениям форм регионов, что непосредственно следует из самых общих законов де-

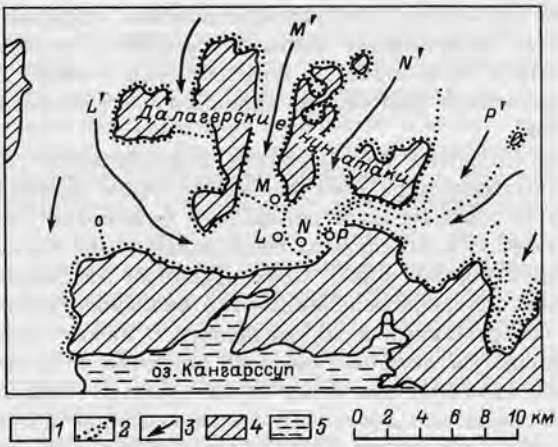


Рис. 4. Слияние глетчерных потоков и срединные морены в районе Далагерских нунатаков (Гренландия).

1 – глетчеры; ; 2 – морены (срединные, боковые и терминальные); 3 – направления глетчерных потоков; 4 – выходы скальных пород в нунатаках и за пределами ледника; 5 – озеро; L , M , N , P – близко расположенные точки, в которых находится лед, перемещенный из удаленных друг от друга участков L' , M' , N' , P' .

формации (рис. 1). В последнее время распространилось ошибочное мнение, что простой сдвиг может быть единственной деформацией, не требующей сочетаний с иными типами деформаций и объясняющей все виды складчатости [14, 27] . Это может быть справедливым лишь в случае, если сдвиговая зона рассекла бы весь земной шар насквозь, но таких зон в природе не существует. Практически более или менее однородная деформация всегда где-то заканчивается и сменяется совершенно иной. На это обращали внимание многие ученые [1, 7, 8. 15, 3, 22] . При этом распределение разнотипных нарушений в деформированных комплексах пород не может быть произвольным. Оно обязательно отвечает требованию совместимости, благодаря чему деформируемый объект остается сплошной средой. Именно поэтому при деформациях небольших и крупных регионов всегда возникают закономерно связанные, компенсирующие друг друга (совместимые) сочетания структур – структурные композиции, или структурные рисунки. В настоящее время выделено большое количество разнообразных структурных рисунков [11, 17, 19] .

Только убедившись в совместимости деформаций, можно определить их как одновозрастные, принадлежащие к одному деформационному этапу. Для анализа совместимости деформаций необходимы изучение структурных композиций (структурных рисунков) и количественная оценка деформаций. Последнее вызывает значительные трудности, до сих пор осуществляется лишь отдельными учеными и

является одной из наиболее актуальных проблем современной структурной геологии. Значительная часть информации о величине деформации заключена в метаморфизме горных пород. Однако для извлечения этой информации необходимо реальный метаморфизм разложить на составляющие.

4. Проблема единства метаморфизма и деформации: разложение реального метаморфизма на составляющие, стресс-метаморфизм. Проблема единства метаморфизма и деформации существует, несмотря на огромное количество всесторонних исследований как метаморфизма, так и деформаций горных пород. Суть проблемы заключается в том, что наращивание описаний разновидностей реального метаморфизма, связанного с деформациями и не связанного с ними, не приводит к желаемому раскрытию фундаментального единства этих двух явлений. Необходимо исследование анатомии метаморфизма. Только разложение его на составляющие позволяет с максимальной полнотой оценить это единство, ибо одна из компонент метаморфизма является одновременно и компонентой деформации горной породы.

Эту компоненту мы называем стресс-метаморфизмом. Стресс-метаморфизм проявляется главным образом в перерождении структуры породы под влиянием стресса*. Это перерождение осуществляется путем минеральных преобразований: деформации, растворения и разрушения старых зерен, формирования новообразованных минеральных выделений. Подчеркнем, что образование при этом новых минеральных ассоциаций не обязательно, несмотря на формирование огромного количества новых минеральных выделений. Главным следствием стресс-метаморфизма является перераспределение вещества в породе, которое снимает стресс, а следовательно приводит к деформации и образованию ориентированной структуры. Стресс-метаморфизм является одной из форм проявления деформации. Главным его свидетельством является возникновение ориентированной структуры горной породы, а главной проблемой исследования – выделение и изучение структурных преобразований горных пород при метаморфизме.

Метаморфизм как петрологическое и геологическое явление исследован хорошо. Выделено не менее 124 разновидностей метаморфизма, имеющих собственные названия и занимающих определенное место в многочисленных его классификациях [6, 16, 20]. Положение этих разновидностей оценивается с разных точек зрения: по отношению к региональности или локальности проявления, участия или неучастия привнесенного вещества, высокой или низкой температуры, высокого или низкого давления (всестороннего и направленного), прогрессивности или регрессивности процесса и т.д. Но во всех случаях речь идет о всестороннем преобразовании породы, т.е. о совокупном изменении и минерального состава, и структуры гор-

---

*Здесь и далее термином „стресс" мы будем обозначать только девиаторную часть тензора напряжения, т.е. shearing stress, а термином „давление" – всестороннее давление, т.е. 1/3 первого инварианта тензора напряжения.

ной породы. Правда, к этим двум характеристикам породы отношение неравнозначное. По современной традиции большинство петрологов с особым вниманием относится к изменениям минеральных ассоциаций и тонкостям их химизма, по которым определяются условия преобразования (температура и давление), которые обычно считаются главной целью исследования. Петроструктурные исследования [4, 5, 26] ставят основной целью определение величины и ориентировки стресса, а также температурных и барических условий деформации. Во многих работах обсуждаются возможности появления сверхдавлений за счет стресса и возникновения повышенных температур за счет трения. Определение величины деформации обычно считается слишком непетрологической целью для серьезного исследования. Однако нас интересует именно эта проблема. И для ее решения нужен дифференцированный подход к новообразованной структуре и возникающим минеральным ассоциациям.

На роль стресса при метаморфизме обращали внимание все исследователи. Однако этой роли придавались различные значения – от очень больших до ничтожных. По-видимому, оценка зависела от уровня экспериментальных исследований и от подхода к тому, чем измерять величину метаморфизма. Большинство ученых измеряло и измеряет ее преобразованием минералов или минеральных ассоциаций, составляющих горную породу. Некоторые – совокупностью минерального состава и сланцеватой структуры. Первый подход, как известно, вполне последователен, дает хорошие результаты, но не придает большого значения структуре [2, 12]. Второй оказался в принципе непоследовательным, так как изменения минерального состава пород и их структуры далеко не всегда дают одинаковые комбинации. Их совокупность изменчива. Поэтому измерить метаморфизм можно либо по одному из этих показателей, либо как функцию двух н е з а в и с и м ы х переменных, о чем будет сказано ниже.

Наиболее последовательными в оценке динамического фактора были такие крупные ученые и основоположники разделения метаморфизма на термальный и динамический, как Г. Розенбуш и А. Харкер. В описаниях динамометаморфизма они обращали особое внимание на структуру горной породы, свидетельствующую о значительной направленной деформации. Но уже у А. Харкера [25] очень четко проявилась тенденция определить динамометаморфизм как одну из разновидностей метаморфизма, охарактеризованную не только особой структурой, но и характерным минеральным набором (стресс-минералами) и осуществляющуюся в условиях низкой температуры и высокого давления и стресса. Обращаясь к региональному метаморфизму, он полагал, что в нем проявляются черты как термального, так и динамического метаморфизма. Отлично понимая, что региональный метаморфизм – явление многофакторное, А. Харкер все же не решился рассматривать его как функцию нескольких независимых переменных, а попытался найти связь между ними и таким образом свести задачу к функции одного переменного. Это вносило простоту и стройность в его подход к метаморфизму, но, увы, не соответствовало действительности. Связать давление с температурой

и выразить их как функцию глубины не представляло особого труда. Труднее было со стрессом. Чтобы выразить стресс через глубину, А. Харкеру пришлось допустить, что горные породы в земной коре везде находятся в состоянии максимально допустимого стресса (т.е. на пределе прочности). С этим допущением (которое мы не можем принять) А. Харкер представил региональный метаморфизм как функцию одной переменной. Это позволило ему достаточно просто классифицировать метаморфизм и связать воедино структурные и минеральные (через стресс-минералы) преобразования вещества горных пород.

Со временем работами Д.С. Коржинского, В.Г. Гольдшмидта, П. Эскола, А. Миясиро и других была показана возможность получения „стресс-минералов" при отсутствии стресса, и стройная концепция А. Харкера была отброшена и уступила место химико-термодинамическому подходу к петрологии, согласно которому равновесные минеральные ассоциации в породе определяются в основном температурой, давлением и химическим потенциалом (T , p и μ_i). В этой обстановке первоначальное значение термина динамометаморфизм было утрачено и он стал расплывчатым. Последующие „улучшения" термина и превращение динамометаморфизма в термодинамометаморфизм (чтобы показать роль температуры) сделали термин совершенно неопределенным и далеким от первоначального значения. У Г. Винклера, например, термодинамометаморфизм превратился просто в pT-метаморфизм, определяющийся термодинамическими условиями разнообразных химических реакций в горной породе.

Одновременно для обозначения деформационных изменений горных пород в зонах разломов появились особые термины (дислокационный метаморфизм и др.). Вместо намеченных А. Харкером основных типов метаморфизма продолжились поиски и описания его конкретных разновидностей.

Чтобы правильно оценить роль ориентированного структурообразования в процессе метаморфизма, надо отказаться от попыток сведения метаморфизма к функции одного переменного. В принципе перерождение горной породы, т.е. ее метаморфизм в широком смысле этого слова определяется по крайней мере четырьмя независимыми факторами: 1) стрессом (S_{ij}), 2) давлением (p), 3) температурой (T), химическими потенциалами (μ_i) участвующих в реакциях компонентов. Классификация по четырем независимым переменным – вещь малоприятная. Однако это многообразие факторов можно разбить на две группы по очень существенному признаку: 1) первый фактор (стресс) является величиной тензорной, имеющей ориентировку в пространстве, 2) остальные (давление, температура, химические потенциалы) – скалярные величины, не имеющие ориентировки. Изменения, происходящие в породе при метаморфизме, тоже можно разбить на две естественные группы: 1) изменения структуры, 2) изменения минерального состава. Изменения структуры ориентированы в пространстве и могут быть охарактеризованы только тензорной величиной, изменения минерального состава не имеют ориентировки. Причины, не имеющие ориентировки в пространстве, приводят

к неориентированным следствиям, имеющие ориентировку – к ориентированным. Поэтому следует ожидать, что доминантным фактором структурных изменений породы является стресс, а доминантными факторами минеральных изменений – $pT\mu$-условия. В конкретных проявлениях регионального метаморфизма нередко $pT\mu$-условия можно достаточно полно охарактеризовать одним доминантным фактором, о чем будет сказано ниже. Таким образом, реальный метаморфизм может быть разложен на две части (компоненты), каждая из которых определяется как функции независимой переменной. Суперпозиция этих частей соответствует реальному метаморфизму, зависящему от двух главных факторов, определяющих образование структуры и минерального состава породы. Такое разложение значительно упрощает подход к исследованию и классификации метаморфизма как тектонического и петрологического явления.

На рис. 5 представлены стадии превращения гигантокристаллического габбро (катаранскита) в амфиболитовый сланец в докембрийских толщах на берегу Кандалакшского залива (Балтийский щит). Исходная порода состояла преимущественно из пироксена и основного плагиоклаза и имела неупорядоченную гранобластовую структуру. После метаморфизма она превратилась в кристаллический сланец, состоящий преимущественно из роговой обманки и олигоклаза. Произошли изменения структуры, минерального и химического состава, явно сопровождающиеся значительной деформацией породы. Этот единый тектоно-метаморфический процесс состоял из 1) преобразования безводных пироксена и основного плагиоклаза в роговую обманку и средний плагиоклаз в pT-условиях амфиболитовой фации и с привносом-выносом воды и катионов ($pT\mu$-метаморфизм) и 2) преобразования неупорядоченной структуры породы в четко ориентированную структуру (S-метаморфизм). Изменение структуры осуществлялось путем дробления, перекристаллизации и общей деформации породы. При этом дробление и деформация, разумеется, способствовали циркуляции флюидов и минеральным преобразованиям, а минеральные преобразования облегчали деформацию и формирование ориентированной структуры путем направленного роста новых минералов. Таким образом, в реальном $SpT\mu$-метаморфизме гармонично сочетались стимулирующие друг друга S-преобразования и $pT\mu$-преобразования. Однако каждое из этих преобразований определялось разными и независимыми доминантными факторами: первое – стрессом, а второе – флюидным режимом в данных pT-условиях. Подобная ориентированная структура могла бы образоваться при аналогичном стрессе и в других $pT\mu$-условиях, но была бы представлена другими минералами. Подобный минеральный состав мог сформироваться и без стресса, но структура породы получилась бы иной.

На рис. 6 представлена зона интенсивной амфиболизации гранат-пироксен-плагиоклаз-амфиболовых кристаллических сланцев. Она накладывается на породу с четко ориентированной структурой, а образовавшийся амфиболит и даже горнблендит имеют неупорядоченную структуру. Метасоматоз здесь осуществлялся в pT-условиях амфиболитовой фации, но стресс отсутствовал. Таким образом, реальный

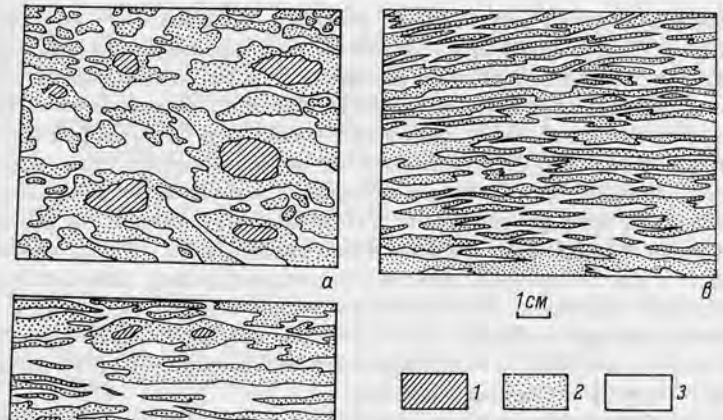


Рис. 5. Различные стадии раздавливания катаранскитов (Кольский полуостров).

1 – пироксен; 2 – амфибол; 3 – плагиоклаз.

$SpT\mu$-метаморфизм состоял из $pT\mu$-метаморфизма, определяющим фактором которого был метасоматоз, и „нулевого" S-метаморфизма. Отсутствие (нулевое значение) в данном процессе S-метаморфизма является вполне определенной (значащей) характеристикой его геодинамики, показывающей положение этого преобразования в общем множестве $SpT\mu$-преобразований.

В приведенных примерах при метаморфизме происходил привнос и вынос вещества, т.е. осуществлялся и метасоматоз. Поэтому при характеристике метаморфизма фактор μ имел существенное значение. В закрытых системах без метасоматоза значение фактора μ исчезает, и можно говорить о pT-метаморфизме. При региональном метаморфизме на значительных площадях давление и температура связаны друг с другом определенной звисимостью (через барический и геотермический градиенты) и не являются независимыми величинами. В этом случае pT-метаморфизм фактически становится функцией лишь одной независимой переменной.

Этого нельзя сказать о метаморфизме в зонах разломов. Здесь во время тектонических подвижек дилатансия, местная компрессия и трение приводят к резким локальным неоднородностям распределения давлений и температур. Эти неоднородности существуют недолго, но, по-видимому, способны привести к возникновению термодинамически противоречивых минеральных ассоциаций, расположенных рядом и даже чередующихся друг с другом [21, 13]. Процесс сдвигания по шероховатой поверхности или по разрушающейся зоне разлома приводит к возникновению кратковременных, но контрастных напряжений. Дилатансия при подвижке сопровождается приоткрыванием трещин и падением в них давления флюида. Однако в соседних участ-

Рис. 6. Амфиболизация в кристаллических сланцах (Кольский полуостров).

1 – кристаллические сланцы гранат-амфиболитовые полосчатые, 2 – то же, со следами сильной наложенной амфиболизации; 3 – горнблендит; 4 – гранатит; 5 – пироксенит; 6 – разрывные нарушения.

ках концентрируется сжатие и давление резко возрастает. На короткое время оно может достичь очень больших значений. Трение и компрессия вызывают местный разогрев породы. Контрастные физические условия, возникающие в зоне разлома во время подвижки по нему, со временем довольно быстро выравниваются и исчезают. Однако их следы в виде неравновесных и противоречивых минеральных ассоциаций могут сохраниться надолго.

Неоднородная проницаемость и неустановившийся флюидный режим увеличивают роль фактора μ и его неоднородностей в зонах разломов. Поэтому в таких зонах все три фактора $pT\mu$-метаморфизма действуют как независимые переменные, что приводит к широкому разнообразию комбинаций минерального состава новообразованного вещества в зонах тектонических подвижек. Неоднородной оказывается и деформация, а следовательно, и S-метаморфизм.

Разложение динамотермального метаморфизма ($SpT\mu$-метаморфизма) на две составляющие: стресс-метаморфизм (S-метаморфизм), формирующий ориентированную структуру, и термодинамический метаморфизм ($pT\mu$-метаморфизм), формирующий минеральные ассоциации, – показано на рис. 7 и 8. В обоих случаях в качестве основных компонент метаморфического преобразования породы взяты: 1) структурные преобразования и 2) минеральные преобразования. Эти преобразования отложены по осям координат. Множество точек на плоскости чертежа соответствует их многочисленным сочетаниям, которыми можно охарактеризовать любую из разновидностей реального метаморфизма. Однако преобразования породы, отложенные по осям координат, охарактеризованы на рис. 7 и 8 с разных точек зрения: в первом случае (рис. 7) с точки зрения количественного изменения состава и структуры породы („степень метаморфизма"), во втором (рис. 8) – с точки зрения качественной характеристики происшедших изменений („ступени метаморфизма").

Степень стресс-метаморфизма определяется величиной деформации породы и соответственно степенью ориентированности новообразованной структуры. Количественно она может быть охарактеризована тензором деформации. При двумерной деформации количественная характеристика степени стресс-метаморфизма может быть дана одним числом, например величиной линейного сжатия по главной оси сжатия (на рис. 7 эта величина выражена в процентах). Степень термодинамического метаморфизма определяется количеством новообразованных минералов, принадлежащих к новым минеральным ассоциациям. Эту величину тоже можно выразить в процентах по отношению ко всей массе породы. Точка 1 на рис. 7 характеризует породу с весьма совершенной ориентированностью структуры, вызванной 70%-ным сжатием, при котором могли осуществляться дробление, перекристаллизация и прочие изменения породы, но новых минеральных ассоциаций не возникло. Точка 2 характеризует породу, при метаморфизме которой возникло 40% новообразований, относящихся к новым минеральным ассоциациям, но структура породы осталась неориентированной и деформации она не испытала. Точка 3 характеризует породу, испытавшую деформацию, такую же, как в точке 1, и преобразование минеральных ассоциаций, как в точке 2. Таким образом, в первом случае показан чистый S-метаморфизм, во втором – $pT\mu$-метаморфизм, в третьем – $SpT\mu$-метаморфизм.

Ступени стресс-метаморфизма определяются по типам новообразованных деформационных структур, зависящих от величины стресса: 1) структуры пластической деформации (примитивная ступень) за счет ползучести при небольшом стрессе, 2) структуры пластической с элементами хрупкой деформации (низкая ступень) при стрессе, достигающем предела прочности лишь в отдельных прослоях и зернах, 3) структуры хрупкой деформации (высокая ступень), когда большая часть прослоев и зерен подвергается катаклазу. Ступени термодинамического метаморфизма определяются по типам новообразованных минеральных ассоциаций, соответствующих данным термодинамическим условиям: 1) низкотемпературные минеральные ассоциации зоны

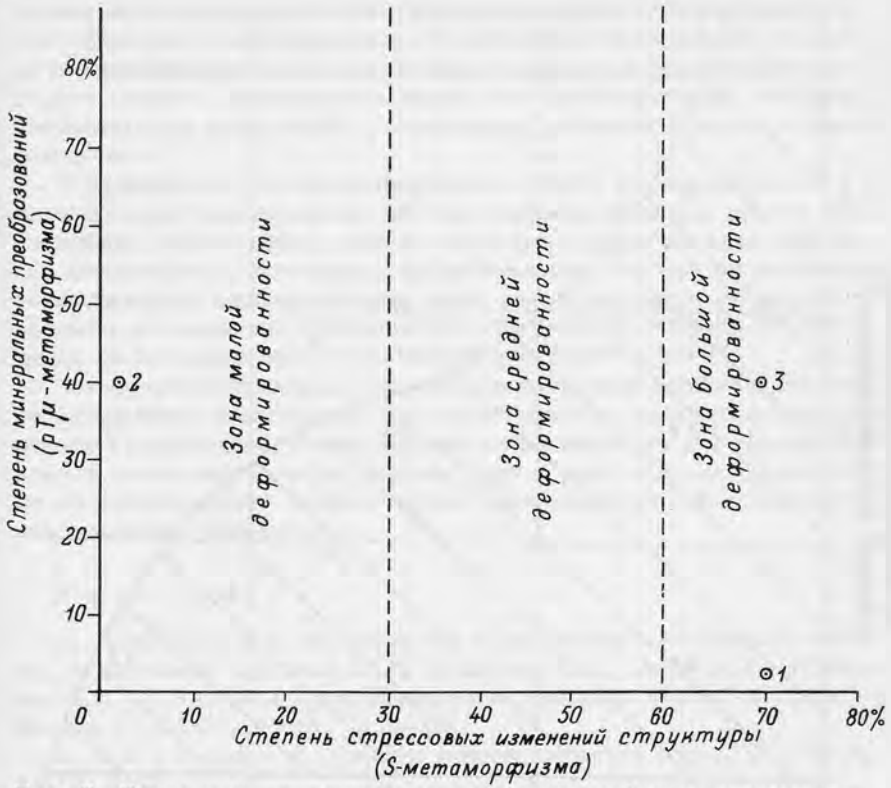


Рис. 7. Разложение динамотермального метаморфизма на составляющие по степени метаморфизма.

Объяснения в тексте.

катагенеза (примитивная ступень), 2) метаморфические минеральные ассоциации с минералами, содержащими воду (низкая ступень), 3) высокотемпературные безводные минеральные ассоциации (высокая ступень). На рис. 8 все поле реального метаморфизма разбито на прямоугольные области, охарактеризованные двумя цифрами, первая из которых указывает на ступень термодинамического метаморфизма, а вторая – на ступень стресс-метаморфизма. Эти области в первом приближении соответствуют ступеням реального динамотермального метаморфизма ($SpT\mu$-метаморфизма).

Они объединены в две зоны: зону N и зону C. Зона N соответствует нормальному региональному метаморфизму и включает устойчивые минеральные и структурные ассоциации, возникающие при медленных квазиравновесных процессах. Зона C, напротив, соответствует контрастным тектоническим зонам, которые состоят из неравновесных ассоциаций, возникающих при кратковременных катастрофи-

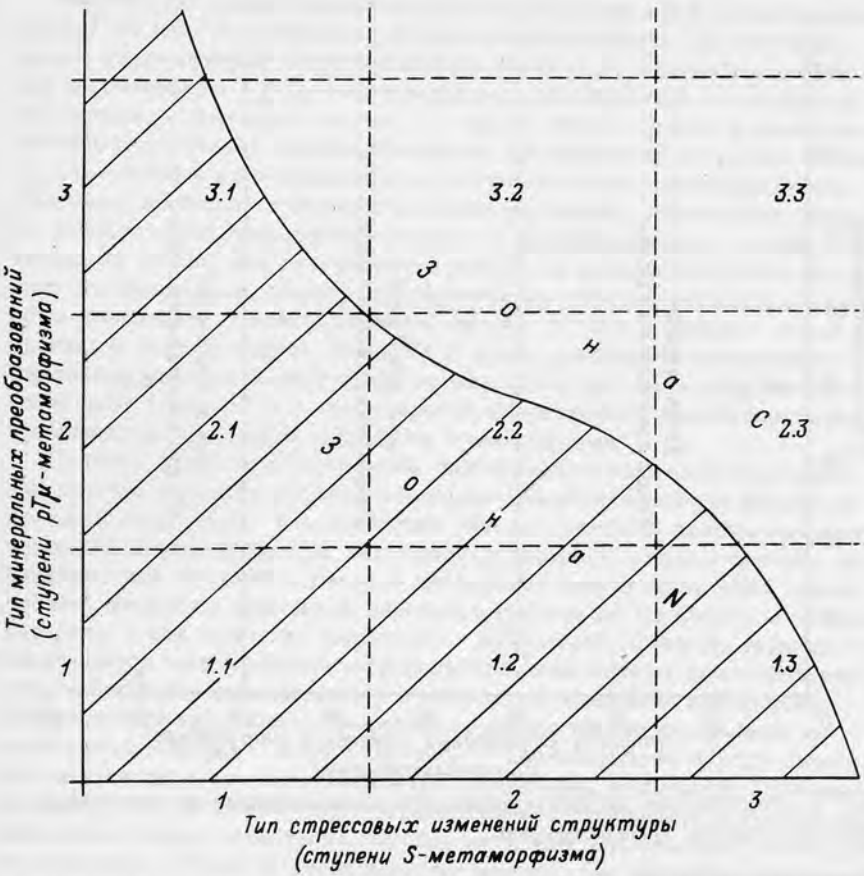


Рис. 8. Разложение динамотермального метаморфизма на составляющие по ступеням метаморфизма.

Объяснения в тексте.

ческих процессах. Разделяющая их кривая в какой-то мере отражает зависимость предела прочности пород от термодинамических условий. А. Харкер придавал особое значение этой зависимости, так как полагал, что нормальный региональный метаморфизм осуществляется в условиях максимально возможного стресса, т.е. именно на этой кривой. Однако с этим предположением **нельзя согласиться.** По-видимому, в разных структурных зонах и при разных скоростях тектонических движений метаморфизм осуществляется при весьма широком спектре термодинамических и стрессовых условий.

Разложение реального метаморфизма на составляющие позволяет подчеркнуть роль структурных преобразований пород при метаморфизме, что нередко упускается из виду при современных петрологи-

ческих исследованиях, всецело увлеченных химико-термодинамическим подходом к метаморфизму. Всестороннее исследование стресс-метаморфизма ведет к количественным оценкам деформированности горных пород в тектонических зонах. Это необходимо для анализа совместимости деформаций и структурных рисунков больших и малых регионов.

Я остановился, может быть, слишком долго на метаморфизме и незаслуженно забытых ныне работах Альфреда Харкера, потому что, во-первых, метаморфизм особенно важен при изучении кристаллических комплексов и, во-вторых, чтобы показать, что при решении методологических проблем бывает очень важно взглянуть на единый процесс, не смешивая определяющие его факторы воедино, но разделяя их на самостоятельные компоненты единого целого.

Четыре рассмотренные выше методологические проблемы, конечно, не единственно возникающие при структурных исследованиях кристаллических комплексов. Таких проблем множество. Но эти четыре появляются очень часто, тесно связаны друг с другом и так сильно влияют на интерпретацию геологических наблюдений, что заслуживают повседневного внимания.

Литература

1. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения/ Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5-33.

2. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.

3. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.

4. Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.

5. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.

6. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.

7. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105-146.

8. Лукьянов А.В. Важнейшие эффекты неоднородной деформации// Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1982. С. 93-95.

9. Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм и тектоническое течение литосферы// Geologica Carpatica. 1986. Vol. 37, N 3. P. 267-276.

10. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в мезозойско-кайнозойских породах Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. № 3. С. 117.

11. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. Т. 5. С. 15–24.

12. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.

13. Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф. Сдвиговые деформации при метаморфизме горных пород // Всесоюз. школа „Структурный анализ кристаллических комплексов", тез. докл. М.: ИЛС АН СССР, 1986. Ч. 1. С. 17–18.

14. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.

15. Пейве А.В. Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 95–122.

16. Петрографический словарь. М.: Недра, 1981. 496 с.

17. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 312 с.

18. Рэмзи Дж.Г. Количественная оценка деформаций горных пород: обзор // 27 МГК, доклады. Т. 7: Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 135–149.

19. Суворов А.И. Успенско-Актасская динамопара разломов в Центральном Казахстане // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137, № 4. С. 938–941.

20. Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1977–1979. Т. 1–3. 1717 с.

21. Уайт С.Х. Хрупкие деформации в пластических зонах разломов // 27 МГК, доклады. Т. 7: Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 163–180.

22. Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.

23. Fristrup B. The Greenland ice cap. Copenhagen: Rhodos, 1966. 312 p.

24. Geology of Greenland. Copenhagen: The Geological Survey of Greenland, 1976. 603 p.

25. Harker A. Metamorphism. A study of the transformations of rock-masses. London: Methnen and Co, 1939. 362 p.

26. Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticy and solid-state fiow in metamorphic rocks. New York: Wiley-Intersci., 1976.

27. Shear zones in rocks // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2, N 1–2, spesial issue. 287 p.

28. Sibson R.H., White S.H., Atkinson B.K. Fault rock distribution and structure in the Alpine fault zone // Bull. Roy. Soc. N.Z. 1979. Vol. 18. P. 55–65.

29. White J.C., White S.H. Semi ductile deformation in the Alpine fault zone. New Zealand // J. Struct. Geol. 1983.

В.С. Заика-Новацкий

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

В настоящей статье методические вопросы структурного анализа раннедокембрийских образований рассмотрены на общем фоне достижений структурной геологии.

Содержание структурной геологии на современном этапе ее развития отличается от традиционного круга вопросов, рассматриваемых в учебных пособиях, включая новейшие [1, 16].

В первую очередь следует отметить отчетливо определившееся обособление структурной геологии (морфологической тектоники) от геотектоники (глобальной тектоники) и „просто" тектоники (региональной тектоники) как геологической дисциплины, рассматривающей преимущественно локальные структурные формы: „первичные" – „формационные" и вторичные – „деформационные" [18, с. 5]. Каждая из названных дисциплин оперирует своими аналитическими методиками, направленными на познание трех основных уровней структурной организации земной коры.

Глобальный тектонический анализ в значительной мере опирается при выделении своих объектов на данные геофизики, петрологии („глобальной петрологии") и сравнительной планетологии. Ими являются литосферные плиты, рифтовые и складчатые пояса, регматическая отдельность („кусковатость") земной коры. Механизм их образования (генезис) обусловлен развитием Земли как планеты под влиянием ее внутренней энергии и внешних, космических сил. Результаты глобального структурного анализа синтезированы в виде популярной теории литосферных плит [24].

Региональный структурный анализ сосредоточен на структурах, выделяемых при мелко- и среднемасштабном (частично крупномасштабном) картировании. Синтез данных находим в многочисленных работах по региональной геологии, в частности геологии СССР, и в виде соответствующих тектонических карт.

Локальный структурный анализ рассматривает структуры на уровне крупномасштабного картирования, а также „малые структурные формы", наблюдаемые в обнажениях, штуфах и шлифах [23, 27]. Методические приемы достаточно полно отражены в книге И.П. Кушнарева и др. [12], а специально для раннего докембрия в монографиях А.Н. Казакова [7], В.В. Эза [26]. Особо следует подчеркнуть, что в познании механизма образования указанных структур ведущее значение принадлежит методам тектонофизики и эксперименту, а также рациональному сочетанию методов регионального и локального структурных анализов [19].

Приведенная систематизация тектонических дисциплин и их методик особенно актуальна для геологического образования, так как в действующих учебных программах по геотектонике, геологии СССР, структурной геологии и геологическому картированию дублирование тем неоправданно значительно при слишком расплывчатых контурах именно структурной геологии.

Ниже рассмотрим важнейшие достижения локального структурного анализа – основы современной структурной геологии. К их числу сразу следует отнести учение о структурных парагенезисах, в свете которого объекты структурной геологии предстали в виде единой взаимосвязанной и взаимообусловленной, многопорядковой системы, строение и эволюцию которой можно проследить индуктивным путем по соотношению составляющих ее структурных элементов, точно так же как палеонтолог по разрозненным частям скелета восстанавливает облик вымершего животного. Только при помощи знания всей совокупности элементов структурного парагенезиса можно уверенно судить о механизме того или иного типа структурообразования, правильно оценивать результаты экспериментальной тектоники.

Важнейшим следствием применения на практике учения о структурных парагенезисах стала конкретизация наложенной складчатости. Широко известная после классических работ Г. Штилле шкала периодичности складкообразования воспринималась преимущественно как историкогеологическое, а не структурно-геологическое явление. Вопрос о структурном воплощении последовательно проявившихся в том или ином районе „фаз складчатости" мало заботил геологов при региональных исследованиях. Гораздо больше внимания привлекала дискуссия о глобальном проявлении „фаз складчатости", несогласий и перерывов. С другой стороны, при изучении складчатых комплексов геологи при помощи методов геометрического анализа создавали абстрактные в своем большинстве модели „пересекающейся" складчатости [17]. И только учение о структурных парагенезисах решило проблему наложенной складчатости в том виде, который с успехом может быть использован при специальных исследованиях и геологическом картировании [7].

Другим не менее важным выводом является установление парагенетических и причинно-следственных связей между разрывами и складками [18], что положило конец дидактической пропасти, столь характерной для учебных пособий по структурной геологии, в которых „пликативные и дизъюнктивные дислокации" традиционно противопоставлены друг другу.

Учение о структурных парагенезисах позволило также обнаружить структурную эволюцию в первую очередь метаморфических комплексов и создать типовую структурно-возрастную шкалу, т.е. увидеть структурно-геологические данные в совершенно новом историко-геологическом аспекте.

Наконец, исследования Е.И. Паталахи [19] в области тектонофаций позволили дать качественную оценку изменения интенсивности дислокационного процесса и его результатов в пространстве и, следовательно, создали предпосылку для структурно-геологического синтеза, поскольку структурно-возрастные шкалы и тектонофациальные профили различных регионов представляют две стороны одной важнейшей проблемы – пространственно-временных соотношений тектонических структур.

В качестве частных, но традиционно трудных вопросов, нашедших в последнее время решение или его принципиальные возможности,

следует назвать тектонический транспорт; строение метаморфических и других высокопластичных комплексов; разрывы и особенно разломы как структурно-вещественные тела, составные части которых характеризуются обычно различными механическими свойствами; вулкано-тектонические структуры. Весьма впечатляющи успехи в области структурной петрологии основных и ультраосновных плутонов и авто- и аллохтонных гранитоидов. Следует указать также на разработку рационального сочетания методов структурной геологии и стратиграфии для расшифровки геологического строения сложно дислоцированных комплексов [6, 25].

Вопросы тектонического транспорта на региональном уровне успешно рассматривались уже давно. Можно напомнить, например, установление на рубеже последних столетий фактов перемещения горных масс в виде тектонических покровов-шарьяжей, а в послевоенные десятилетия - вертикальных адвективных перемещений вследствие инверсии плотности в земной коре, вызванной, в частности, региональным метаморфизмом [2].

На уровне локальных структурно-геологических исследований даже в новейшей учебной литературе [16] сохраняются представления об изгибе, как о ведущем механизме складкообразования (продольный и поперечный изгиб), и о трещиноватости и разрывных смещениях, приуроченных к складкам, как о структурах, возникающих при достижении деформацией конечной прочности породы, подвергающейся складчатому изгибу. В противовес и дополнение к этим представлениям с середины 60-х годов благодаря исследованиям Е.И. Паталахи успешно разрабатываются новые взгляды, согласно которым наиболее распространенным механизмом складкообразования является сдвиговое ламинарное течение, для которого направляющими плоскостями служат разрывные нарушения - „швы". Линейная однонаправленная „рассеянная" делимость земной коры в складчатых зонах предопределяет указанный механизм складчатости. Вертикально или горизонтально направленное ламинарное течение горной массы представляет собой тектонический поток, транспорт, закономерности кинематики которого определяет генезис „шовной складчатости" по схеме: смещение по разлому - причина, кливаж - средство, складки - результат [18]. Мысленно „участвуя" в тектоническом транспортировании и реально наблюдая его результаты в обнажениях, исследователь, минуя традиционные „подводные камни" деформации изгиба, получает новую возможность создавать адекватную природе картину складкообразовательного процесса.

Структурный анализ плутоно-метаморфических комплексов, который обычно проводился в отрыве от рассмотрения форм залегания других типов горных пород, показал, что в действительности здесь не существует принципиальных различий. Больше того, „формы залегания метаморфических пород", учитывая их малые размеры, могут служить весьма наглядной моделью для познания структурообразующих процессов, происходящих вне сферы метаморфизма. Ни морфология, ни механизм образования структурно-текстурной основы метаморфических комплексов не несут в себе отличий, заставляю-

щих рассматривать их отдельно, как это сделано, например, в учебном пособии [16]. Низкая вязкость горных пород при метаморфизме вполне сопоставима с реологическими свойствами высокопластичных пород (глины, соли и др.), принимающих участие в процессе складкообразования в „обычных" условиях.

Как убедительно показал Ю.В. Миллер [15], между метаморфическими и не подвергшимися метаморфизму комплексами существуют гораздо более тесные структурные связи, чем это принято считать. Очевидно, в этом вопросе негативное влияние оказывает доминирующий стереотип известного дискретного соотношения кристаллического фундамента и осадочного чехла. В действительности „структурные формы, соответствующие деформационному циклу... получают развитие в пределах всей тектонической зоны н е з а в и с и м о (разрядка моя. – В. З. – Н.) от проявления и интенсивности метаморфизма" [15, с. 46].

Вместе с тем нет необходимости доказывать реальную специфичность раннедокембрийских структур, заключающуюся в теснейшем парагенетическом сочетании, взаимном „прорастании" результатов дислокационных, метаморфических, ультраметаморфических, метасоматических и плутонических процессов. В длинном ряду проблем, подлежащих рассмотрению при исследованиях в областях раннего докембрия, наиболее актуальны следующие: генезис крутой до вертикальной плоскостности и кристаллизационной сланцеватости, внешней и проникающей линейности, их связь с разрывами и складками; структурное воплощение процессов прогрессивного и регрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма (анатексиса, палингенеза, гранитизации); перспективы решения вопросов стратиграфии докембрия на формационной и структурной основе; природа зон бластомилонитов и др.

Рассмотрим достижения в решении перечисленных проблем на примере Украинского щита.

В этом регионе на уровне обнажений обычно наблюдаются полосатые текстуры, прослеживающиеся по простиранию без существенных изменений на значительные расстояния, измеряемые часто десятками километров. В подавляющем большинстве случаев тщетно надеяться обнаружить замки предполагаемых складок: их нет, и отчетливая прослеживаемая текстура либо сменяется вкрест и по простиранию нечеткой текстурой автохтонных гранитоидов, либо врезается под острым углом вследствие подворота зоной бластомилонитов. Таким образом, широко распространенное мнение о сложной складчатой структуре пород раннего докембрия сильно преувеличено и не отражает реальную картину структурного плана. Главной структурной особенностью многих раннедокембрийских (архейских) комплексов щита являются крутозалегающие „полосатые" моноклинали, не таящие в себе систему сложных изоклинальных складок (это не означает, естественно, что складки вообще не принимают участие в строении раннедокембрийских комплексов), автохтонные гранитоиды, в общем наследующие в упрощенном виде структуру материнских пород, и полосы секущих и согласных бластомилонитов. Следовательно, главной проблемой, стоящей перед геологом, является выяснение соотно-

шения крутой полосатости, автохтонных гранитоидов и бластомилонитов.

Признание доминирующей роли указанного главного структурно-геологического набора неизбежно порождает следующую проблему – необходимость его логического объяснения, причем в первую очередь важно представить себе происхождение полосатости метаморфических образований. При всей несомненной гетерогенности полосатой текстуры вообще в ее основе, как и в основе слоистости, лежит тектоника, хотя ее проявления в обоих типах плоскостей анизотропии коренным образом различны. Слоистость формируется в процессе осадконакопления, и, следовательно, слои – материализованные отрезки геологического времени, через которые просвечивают и другие процессы, главный из которых – тектонические движения.

Полосатость, полосчатость, кристаллизационная сланцеватость отражают через метаморфизм и ультраметаморфизм тектоническое течение горных масс.

Для раннедокембрийских, особенно архейских, образований характерна региональная выдержанность ориентировки этих структурных элементов. Причины региональной минерализации пока не вполне ясны. А.А. Кузнецов [11], исследуя полосчатость пород Анабарского щита, пришел к выводу, что она имеет магматогенное происхождение и образовалась в процессе протодифференциации постепенно остывавшего планетного вещества. По О.И. Слензаку, структура Украинского щита в целом и отдельных его участков выступает как структура метаморфической дифференциации пород первичной земной коры [21]. Для верхнепротерозойских и фанерозойских областей механизмом региональной минерализации признается складчатость течения катазоны [18, 19].

Объемному элементу главного структурного парагенезиса раннедокембрийских (архейских) комплексов – складчатости традиционно уделяется гораздо больше внимания, чем планарной текстуре (полосатости и кристаллизационной сланцеватости). Достаточно сослаться на уже упоминавшиеся исчерпывающие сводки [7, 26]. В связи с этим у непосвященного читателя создается неправильное представление о складчатой структуре, как о ведущей, даже господствующей в раннем докембрии. В действительности это далеко не так, точнее, нужны пояснения, касающиеся относительной значимости складчатых структур.

Во-первых, следует напомнить, что ранний докембрий включает архей и нижний протерозой, т.е. комплексы, которые в структурном отношении обычно существенно различны. Если нижний протерозой (карелиды, саксаганиды) действительно характеризуется сложной складчатой структурой, которой присущи и разноплановость и наложенные деформации, то структурам архея, включая зеленокаменные области, собственно складчатое строение (голоморфная складчатость) несвойственно. Здесь, по крайней мере на Украинском щите, господствует полосатость и кристаллизационная сланцеватость – крутопадающая выдержанная по направлению на больших площадях текстура.

Во-вторых, в архее имеют место два типа складок:

1) интерфолиальные („внутри сланцеватости") и интерлитонные („внутри полосатости") складки F_1, подчиненные господствующей крутозалегающей планарной текстуре;

2) прямые с пологими до горизонтальных шарнирами складки F_2, изгибающие кристаллизационную сланцеватость и полосатую текстуру совместно со складками F_1, шарниры которых в связи с этим приобретают субвертикальное залегание.

Геометрия и структурный парагенезис складок F_2 (осевые поверхности, линейность, будины, муллионы и родинги, слайды, зеркала скольжения, жилы неосомы) полностью подчинены залеганию планарной текстуры, что не позволяет рассматривать их как результат однородной наложенной по отношению к последней деформации. Скорее складки F_2, как и складки более высокого порядка F_1, представляют собой иную по сравнению с планарной текстурой форму тектонического течения, образующуюся в местах смены ламинарности турбулентностью вследствие перепада скоростей течения [20]. При этом турбулентное течение не переходит все же в хаотическое и, судя по расположению соответствующих элементов структурного парагенезиса, оси вращения (b) в целом остаются перпендикулярными к генеральному направлению тектонического транспортирования (оси α).

Таким образом, упоминавшаяся выше „главная структурная триада", установленная для мезозоны Е.И. Паталахой [18] в виде формулы $P \| \alpha b \| S_2$, где P – разрыв, αb – плоскость течения (кливаж), S_2 – осевая плоскость складки, характерна не только для фанерозоя, но и для многих комплексов раннего докембрия, с той лишь разницей, что кливаж здесь заменяется кристаллизационной сланцеватостью.

В-третьих, информативность складок существенно выше планарной текстуры, так же как анализ плоского напряженного состояния дает лишь некоторое приближение по сравнению с анализом объемного напряжения. Отсюда вполне естественно стремление специалистов анализировать в первую очередь складчатые структуры, видимо изгибающие плоскостную текстуру, и отсюда же перекос в оценке складчатых структур.

В-четвертых, достаточно часто „складчатость" вовсе не означает реальное складчатое строение, а наблюдающиеся плоскостные текстуры и вся совокупность элементов структурного парагенезиса бездоказательно рассматриваются как фрагменты „бесконечных" линейных изоклиналей. „Складчатость" превращается в некую абстракцию, призванную объединить в стройную геометрическую систему наблюдаемые конкретные структуры и текстуры. Наконец, под „складчатостью" иногда подразумевается некоторый процесс, нашедший свое воплощение в форме углового несогласия („фаза складчатости").

Проблема гранито-гнейсовых куполов. Все вышеприведенные данные о структурно-текстурном содержании архейских комплексов, казалось бы, находятся в прямом противоречии с широко известной трактовкой его как мозаики купольных структур. Однако здесь нет противоречия, поскольку „линейность" (точнее, проекция „планарности"

на эрозионном срезе) есть доминирующая текстура локального уровня, а „купола" и „овалы" соответствуют региональному уровню, что лишний раз подтверждает вывод о несводимости друг к другу этих двух уровней.

Предполагалось, что обособление гранито-гнейсовых куполов происходило одновременно с образованием зеленокаменных поясов, которые выступали как синформы. С этим процессом также связано внедрение диапировых интрузий, батолитов и поздних дискордантных плутонов [9]. Планарные текстуры и подчиненные по отношению к ним складчатые структуры часто являются сквозными. Однако в более общем, региональном плане „соотношения между последовательностью деформационно-метаморфических событий в гранитоидных комплексах и в зеленокаменных поясах в настоящее время не выяснены и являются предметом текущих исследований" [9, с. 206]. Кроме куполов, связанных с образованием зеленокаменных поясов, существуют и другие их генетические категории, из которых наиболее распространены структурные купола, очерчиваемые плоскостными и линейными текстурами, купола-выступы фундамента и отраженные купола.

Наложенные дизъюнктивные структуры. К числу поздних относятся зоны и полосы бластомилонитов. По отношению к планарной текстуре они могут быть согласными и секущими как в региональном, так и в локальном плане, но в любом случае они перерабатывают планарные текстуры. Наиболее протяженными и широкими (километры, первые десятки километров) являются секущие полосы бластомилонитов, причем они, как правило, оказываются граничными структурами, швами, соединяющими тектонические блоки заметно различающиеся по набору кристаллических формаций (Центральная часть Украинского щита). В строении таких полос обычно принимает участие широкий спектр пород от тектонических брекчий до бластокатаклазитов и бластомилонитов, пронизанных жилками псевдотахилитов. Динамометаморфическая полосатость и полосчатость в плоскости ab и линейность по b проявлены ярко и совершенно. Здесь же встречаются зоны метасоматитов – вторичных кварцитов, калишпатизированных пород и др. – и линейные коры выветривания, представленные породами различной степени измененения от дресвы до первичных каолинов и пеликанитов. Степень метаморфизма пород в пределах таких зон и полос существенно снижается вплоть до зеленосланцевой фации, и, следовательно, еще одна отличительная их черта – диафторез.

Полосы бластомилонитов не связаны с формированием предшествующих планарной текстуры и складок, стало быть, они являются координаторами шовной складчатости в понимании Е.И. Паталахи [18]. Кинематически это сдвиги, как правило, косые, если учитывать подвороты более древней полосчатости в горизонтальных и вертикальных срезах одного и того же обнажения, с отчетливым волочением планарной текстуры и прочих элементов структурного парагенезиса в смежных блоках вдоль их бортов.

Стратиграфия и структурный анализ. Несмотря на всю правомерность и обоснованность нареканий на методическую основу и результаты стратиграфических исследований раннего докембрия (особен-

но архея), все же следует признать, что подобные исследования не являются безнадежными, однако их эффективность определяется предварительным использованием двух методов: формационного и структурного анализов.

Формационные исследования весьма успешно развиваются во Львовском университете научной группой под руководством Е.М. Лазько [13]. Литостратиграфический метод может быть применен для расчленения нижнего докембрия того или иного района, а также для межрегиональной корреляции комплексов, серий, в отдельных случаях и свит.

Вместе с тем опыт показывает, что формационный анализ достаточно надежен на региональном уровне, а также во всех случаях, когда исследователь имеет дело с „нестратифицированными комплексами" [6], но относительно мало эффективен при крупномасштабном геологическом картировании и в особенности при исследовании локальных и малых структур. Результаты формационного и структурного анализов противоположны: если региональный структурный план (тектоника), составленный на формационной („литостратиграфической") основе, свидетельствует о пологой расслоенности кристаллических образований, то структурный анализ обнажений со всей наглядностью обнаруживает их вертикальную анизотропию. Сплошь и рядом „стратиграфическое" расчленение и подсчет мощностей ведется вкрест простирания вертикальной полосатости, так как в обнажениях видимая смена формаций (состава и строения пород) благодаря вторичной тектонической „слоистости" происходит по круто залегающим поверхностям раздела. Очень наглядный пример, учитывая отмеченное обстоятельство, дает Кольская сверхглубокая скважина, которая выявила неизменность залегания „слоев" по всему разрезу, несмотря на то что на глубине 7 км проходит граница между протерозоем и археем! [8].

Анализируя карты формаций и составленные на их основе геологические карты, исследователь выявляет важнейшие особенности регионального плана, такие как зеленокаменные пояса, гранито-гнейсовые структуры, „антиклинории и синклинории", сложные авто- и аллохтонные плутоны, тектонические блоки высших порядков и т.п., в то время как изучение локального структурного плана позволяет конкретизировать соотношения региональных структур и их эволюцию во времени (структурно-возрастные шкалы) и в пространстве (тектонофации). Очевидно, только при рациональном сочетании формационного и структурного анализов можно составить объективные схемы стратиграфического расчленения и геологического строения древнейших сложнодислоцированных комплексов.

Весьма плодотворными оказались исследования структурных связей метаморфических и плутонических формаций. Особенно это касается соотношений автохтонных плутонов и вмещающих регионально метаморфизованных комплексов. Важнейший вывод, хотя он в общем и не нов, но достаточно оригинален на уровне конкретных структурно-текстурных соотношений, заключается в том, что ультраметаморфические комплексы так же насыщены структурными элементами, как и суперкрустальные образования.

Рассмотрение разрывов в отличие от обычного их изображения на геологических и тектонических картах в виде утолщенных красных или черных линий открыло по существу новый, весьма сложный и многообразный объект для структурно-геологических исследований, особенно важный в связи с тем, что в ряде случаев значительные участки тел разломов являются рудными полями или, включая метаморфические, метасоматические и магматические образования, позволяют прогнозировать полезные ископаемые соответствующего генезиса. Не менее важно, что рассмотрение разломов, особенно типа глубинных [18], позволяет выявить экзотические образования – реперы деформации, сохранившиеся в виде тектонических клиньев только в зонах разломов, и, следовательно, обнаруживать неизвестные подробности геологической истории того или иного региона.

Общеизвестно, что разломы контролируют вулканическую деятельность, однако конкретизация этих связей в виде достаточно реальной реконструкции вулкано-тектонических структур, истории и механизма их образования стала возможной только на основе разработанной рациональной методики их структурного анализа [22].

В последние годы отмечены пути использования в структурно-геологических целях петрофизического и петрологического изучения горных пород и, наоборот, использование структурно-геологических данных для интерпретации выводов петрофизики и петрологии [4]. Совершенствуется и конкретизируется применение структурного анализа при геологическом картировании в поисках полезных ископаемых [5], особенно актуальное на ближайшие годы в связи с программой нового этапа геологического изучения страны, принятой Министерством Геологии СССР в 1982 г. и включающей наряду с крупномасштабным картированием новые виды региональных геологосъемочных работ, которые уже сейчас широко применяются, в частности глубинное геологическое картирование и групповую геологическую съемку.

Повышение относительной роли структурного метода, по сравнению с традиционным стратиграфическим методом, обусловлено тем, что новые виды геологосъемочных работ должны ориентироваться на новую методическую основу, так как они призваны решать те задачи, которые оказались не под силу среднемасштабной съемке или перед нею вообще не ставились. Увеличение детальности исследований в связи с переходом на крупномасштабное картирование исключает возможность условного показа геологической ситуации, неизбежного при мелко- и среднемасштабном картировании. Как правильно предвидит Е.Е. Милановский [14], само понятие возраста по мере охвата все более глубоких частей земной коры „станет более сложным и многозначным, включив в себя не только момент возникновения пород, но и эпохи последующих преобразований их состава и структуры", т.е., добавим от себя, структурную эволюцию горных пород.

Современное состояние структурной геологии можно охарактеризовать, как предреволюционное, если согласиться с известным утверждением, что в геотектонике происходит революция. Накопившийся

за примерно столетие фактический материал по многопорядковым структурам земной коры и развитие знаний в физике, в частности в механике твердого тела, таковы, что, кажется, создают возможность для синтеза на новой основе. Устранение противоречий, существующих в настоящее время в структурной геологии, в первую очередь в вопросах механизма образования структур („складчатости"), должно привести либо к приемлемому углублению (или смене?) известной парадигмы тектонофизики, отраженной, например, в [1]. Путь, который для этого неизбежно будет выбран, – целенаправленное использование системного подхода, системной методологии в комплексном решении вопросов геотектоники, региональной и структурной геологии [3, 10].

Литература

1. Белоусов В.В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1986. 245 с.

2. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.

3. Забродин В.Ю. Системный анализ дизъюнктивов. М.: Наука, 1981. 199 с.

4. Заика – Новацкий В.С. Структурный анализ при региональных петрофизических и геохимических исследованиях // Вопр. прикл. геохимии и петрофизики. Изд-во КГУ, 1980. С. 9–13.

5. Заика – Новацкий В.С., Заика – Новацкий Г.В. Структурный анализ докембрийских образований и его значение при повышении эффективности геологического картирования и поисков полезных ископаемых // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. 1983. Вып. 10. С. 70–73.

6. Заика – Новацкий В.С., Соловьев И.В. Нестратифицированные комплексы // Вестн. Киев. ун-та. Геология. 1986. Вып. 5. С. 80–84.

7. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Недра, 1976. 238 с.

8. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.

9. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

10. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 215 с.

11. Кузнецов А.А. О геологической природе раннедокембрийских образований (на примере Анабарского щита) // ДАН СССР. 1986. Т. 290. № 5. С. 1179–1183.

12. Кушнарев И.П., Кушнарев П.И., Мельникова К.М. Методы структурной геологии и геологического картирования. М.: Недра, 1984. 375 с.

13. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита на формационной основе / Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М. и др. // Геол. журн. 1986. № 2. С. 18–26.

14. Милановский Е.Е. Геологическая карта // Природа. 1984. № 2. С. 40-50.

15. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982, 159 с.

16. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 464 с.

17. Паталаха Е.И., Слепых Ю.Ф. Пересекающаяся складчатость. М.: Недра, 1974. 11 с.

18. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.

19. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 250 с.

20. Паталаха Е.И., Паталаха М.Е. Струйчатое „послойное" течение и складкообразование в катазоне// Вестн. АН КазССР. 1985. № 6. С. 45-41.

21. Слензак О.І. Про структуру українського докембрію. Киев: Наук. думка, 1965. 140 с.

22. Тихомиров В.Г. Структурная геология вулканических массивов. Изд-во Моск. ун-та, 1985. 184 с.

23. Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985.

24. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1985, 292 с.

25. Эз В.В. Значение тектонических исследований для разработки детальной стратиграфии глубоко метаморфизованных толщ// Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 100-107.

26. Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 192 с.

27. Weiss L.E. The Minor Structures of Deformed Rock. Berlin-Heidelberg-New York: Springer Verlag, 1972.

А.Н. Казаков

МЕСТНЫЕ, ПРОВИНЦИАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНО-ВОЗРАСТНЫЕ ШКАЛЫ

Методикой исследования наложенных деформаций для многих участков почти во всех докембрийских регионах были установлены структурные ряды, которые включали комплекс последовательно образовавшихся структурных форм. Эти ряды составили структурно-возрастные шкалы. В них этапы складчатости играли роль хронологических реперов. Другие геологические события (проявления метаморфизма магматизма) получали свое место относительно этих реперов. Прогрессивная роль структурно-возрастных шкал оказалась бесспорной. Вместе с тем возникли и осложнения.

Прежде всего, все составленные структурно-возрастные шкалы оказались местными и характеризовали последовательность образования структурных форм только для данного участка. Число выделенных этапов деформаций превышало первый десяток, и многие из них не находили себе возрастных аналогов на соседних участках. Возникла проблема корреляции одновозрастных складок на разных участках. Были предложены некоторые корреляционные критерии [4, 2], на основании которых иногда удавалось провести корреляцию смежных площадей. Примерами такой удачной корреляции для Кольско-Карельского региона Балтийского щита можно назвать корреляцию этапов деформаций в кольской серии, проведенную Л.Ф. Добржинецкой [3], и в Чупинско-Лоухском районе Беломорского комплекса, выполненную М.Е. Салье с соавторами [1]. Таким образом, на основе местных шкал возникли провинциальные шкалы. В этих шкалах, однако, корреляционное значение складок разных этапов различно. Одни из них четко коррелируются на разных участках (главным образом по пространственной ориентировке), корреляция других, особенно ранних, менее корректна, а зачастую просто условна. Количество четких корреляционных этапов в провинциальной шкале значительно меньше, чем общее количество этапов в местных шкалах.

Сравнение двух вышеназванных провинциальных шкал, составленных для разных частей одного региона (таблица), показывает три группы складок, которые хорошо коррелируются по пространственной ориентировке. В таблице они обведены рамками. Это – Φ_2, Φ_4 и Φ_5. На основании такой корреляции эти складки приобретают значение региональных реперов и входят в региональную шкалу. Складки Φ_2 и Φ_4 в обеих провинциях средне- и крупномасштабные. Складки Φ_5 мелкомасштабные, но специфические, завершающие, с характерным субгоризонтальным залеганием осевых плоскостей.

Однако сравнением складок разных провинций общая региональная шкала не исчерпывается. В нее должны быть включены и другие структуры, имеющие региональное распространение. В частности, для Кольско-Карельского сегмента Балтийского щита такими структурами являются древние куполовидные и мульдовые структуры (Φ_1), которые в рассматриваемых провинциях не встречаются, но широко распространены между этими провинциями (от Печенги до широты оз. Чунозера), на юго-востоке Кольского полуострова (район Сосновка–Стрельна) и в пограничной зоне беломорской серии и Карельского массива (см. данный сборник, с. 11). Кроме того, в региональную структурно-возрастную шкалу должны быть включены широтные средне- и крупномасштабные складки (Φ_3), покрывающие всю площадь беломорского комплекса и не встречающиеся в массовом развитии в других районах. Ю.Й. Сыстра [5] считает субширотные складки главными складчатыми структурами, определяющими тектонический стиль беломорской серии.

Таким образом, региональная структурно-возрастная шкала Кольско-Карельского региона представлена пятью генерациями складок Φ_1–Φ_5. Складки региональной шкалы деформируют архейские комплексы. Сравнение с данными, имеющимися для сопредельных

Сравнение и корреляция провинциальных структурно-возрастных шкал двух провинций Балтийского щита

Индексация этапов деформаций и этапов складчатости провинциальных шкал		Пространственная ориентировка складок	Индексация региональной шкалы для Кольско-Карельского региона
Кольской серии (по [2])	Чупинско-Лоухского района беломорской серии (по [1]		
F_9	IУ D_5	Складки с субгоризонтальными осевыми плоскостями	$Ф_5$
F_{7-8}	IУ D_3 IУ D_2	Меридиальная и северо-восточная	$Ф_4$
Отсутствуют	IУ D_1 III D_1	Субширотная	$Ф_3$
F_6 F_5	II D_4 II D_3		–
F_4	II D_2	Северо-западная генеральная	$Ф_2$
F_2 F_1	II D_1 I D_{n+3} I D_{n+2} I D_{n+1} I D_n		

территорий, показывает, что в первом приближении эта шкала может быть распространена на все районы Балтийского щита, где обнажаются архейские комплексы.

Главнейшие особенности различных структурно-возрастных шкал следующие.

– Местные шкалы включают все складки разных масштабов (от очень мелких до крупных), проявившиеся на данном участке вследствие ряда тектонических событий, захвативших как регион в целом или его части, так и только данный участок и его ближайшее окружение. Вследствие этого число выделяемых этапов деформаций может быть очень большим (до 15). Многие из складок коррелируются со складками смежных площадей. Эти (обычно мелкие) складки состав-

ляют группу складок собственно местной шкалы, которые дают представление о характере деформаций, локально проявленных только на данном участке.

– Провинциальные шкалы составляются на основе тех этапов складчатости, которые коррелируются по группе участков или площадей. Они уже не отражают локальных деформаций на отдельных участках, но включают и структуры, выходящие за пределы данной провинции. Количество четких корреляционных этапов в провинциальной шкале значительно меньше, чем общее количество этапов в местных шкалах (до 8–9).

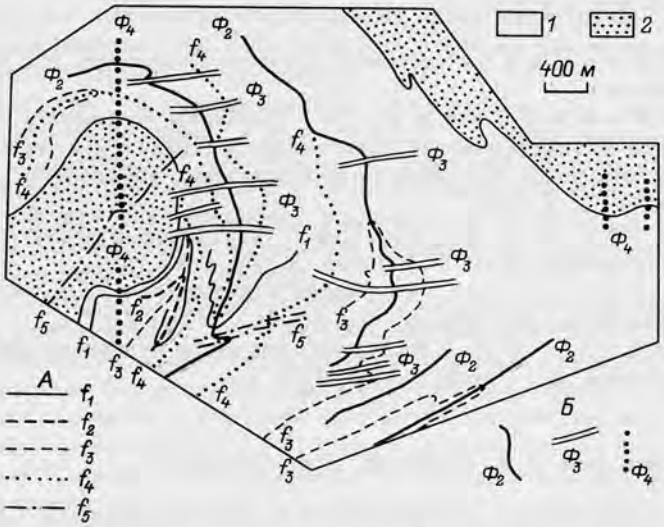
– Региональные структурно-возрастные шкалы включают преимущественно крупно- и среднемасштабные складки регионального распространения, которые имеют сквозное развитие по всем провинциям и площадям. Основным коррелирующим признаком складок разных региональных генераций является пространственная ориентировка. Количество этапов деформаций в региональной шкале не превышает 4–5. Региональные структурно-возрастные шкалы являются основой корреляции регионально проявленных эндогенных процессов. Такая шкала предложена пока для Балтийского щита. Необходимо составление подобных шкал и для других щитов.

Складки каждого из этапов региональной шкалы являются опорными структурами для структурно-метаморфических циклов. В идеале количество этапов складчатости в региональной шкале соответствует количеству структурно-метаморфических циклов. В пределах цикла складки всех масштабов составляют преимущественно нисходящие ряды, а региональные структуры в этом ряду могут занимать любое положение, и тем дальше от начала ряда, чем моложе данная региональная структура.

Шкалы разного ранга – местные, провинциальные, региональные – не противоречат, а взаимно дополняют друг друга. При рассмотрении складок региональной шкалы многие особенности складчатости, выявляемые на основании местных шкал, исчезают, и большие интервалы геологического времени остаются структурно неохарактеризованными. Этот пробел заполняется анализом складок местных и провинциальных шкал.

На любом участке, где по принципу наложенных деформаций выделены все возможные этапы складчатости, независимо от их масштаба, можно выделить две группы складок – принадлежащие к региональной шкале и к местной шкале. Пример такого разграничения приведен на рисунке. Выделяются группы складок местной шкалы ($f_1 - f_5$) и региональной шкалы ($\Phi_2 - \Phi_4$) Наличие региональных структурных реперов позволяет надежно сопоставить свои данные с данными по региону, а особенности складок местной шкалы дают представление о характере деформаций, локально проявленных на данном участке или в провинции.

При рассмотрении складок региональной шкалы многие особенности складчатости, выявляемые на основании местных шкал, исчезают и большие интервалы геологического времени остаются структурно неохарактеризованными. Этот пробел заполняется анализом складок



Структурная ситуация в северной части Варацкого участка (Западное Беломорье, между поселками Плотина и Лоушки). По карте М.Е. Салье, С.И. Душейко и С.Е. Батузова, 1983. Индексация складок А.Н. Казакова.

1 – дистеновые, гранатовые, биотитовые гнейсы (чупинская свита) с дислоцированными выходами гнейсов и гранито-гнейсов хетоламбинской свиты; 2 – биотитовые и амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы (хетоламбинская свита); А – группа складок местной структурно-возрастной шкалы (f_1, f_2, f_3, f_4, f_5 – от более древних к более молодым); Б – группа складок региональной структурно-возрастной шкалы (Φ_2, Φ_3, Φ_4 – от более древних к более молодым).

местных шкал. Например, выявляется, что складки местных шкал в основном входят в категорию ранних складок. В центральнобеломорской провинции на участках с особенностями, подобными рисунку, устанавливаются исключительно интенсивные ранние дислокации местного и провинциального масштабов, свидетельствующие об очень пластическом состоянии вещества во время деформаций, что приводит к образованию серий изоклинальных и сильно сжатых складок.

В процессе составления региональных шкал выявляется, что основным коррелирующим признаком складок разных региональных генераций является пространственная ориентировка при большой линейной протяженности. Эти особенности обеспечиваются первопричиной складчатости – мантийным массо- и энергопереносом, который вызывает кинематические волны с равномерным распределением импульсов количества движения по всему их фронту (см. данный сборник, с. 17-19).

Литература

1. Геология и пегматитоносность беломорид. Л.: Наука, 1985. 248 с.

2. Добржинецкая Л.Ф. Принципы корреляции структурных форм метаморфических комплексов // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С. 32–44.

3. Добржинецкая Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии. М.: Наука, 1978. 147 с.

4. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.

5. Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 167 с.

В.П. Мясников, А.А. Савельев, Ю.Ф. Соколова

РОЛЬ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В МЕТАМОРФИЗМЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Многочисленными исследованиями метаморфических, главным образом докембрийских комплексов установлено широкое участие сдвиговых деформаций в образованиях их геологической структуры. Принято, вместе с тем, считать, что вклад дислокационного метаморфизма в общую энергетику формирования метаморфических ареалов является второстепенным, а основной связан с погружением толщ коровой оболочки до глубин с необходимыми величинами температуры и давления. Экспериментальная калибровка по этим параметрам тех или иных фазовых минеральных реакций осуществляется по стандартной процедуре, в которой достигаемое давление отождествляется с литостатическим, а тепловое воздействие – с воздействием теплопотока, идущего через литосферу. Существует, между тем, ряд независимых наблюдений, которые противоречат установившейся оценке энергетического вклада дислокационного метаморфизма в общий баланс и заставляют вернуться к ее пересмотру, в первую очередь на материалах по высокоградиентным ареалам метаморфизма.

Одна группа наблюдений охватывает материалы по геологическому строению характерных участков проявления региональных высокоградиентных ареалов метаморфизма. Ее удобно представить на примерах раннедокембрийских структур Байкальской горной области по данным детальных исследований В.С. Федоровского и С.А. Кориковского [11, 4]. По этим данным во внутренней зоне Патомского нагорья прослеживается развитие позднеархейско-раннепротерозойского конседиментационного Патомского прогиба, ограниченного с севера Тонодским, а с юго-востока – Лонгдорским конседиментационными поднятиями (рис. 1). По сохранившейся мощности карбонатно-терригенных осадков суммарное погружение ложа прогиба составило не менее 10–15 км в Чипикет-Жуинской подзоне. При

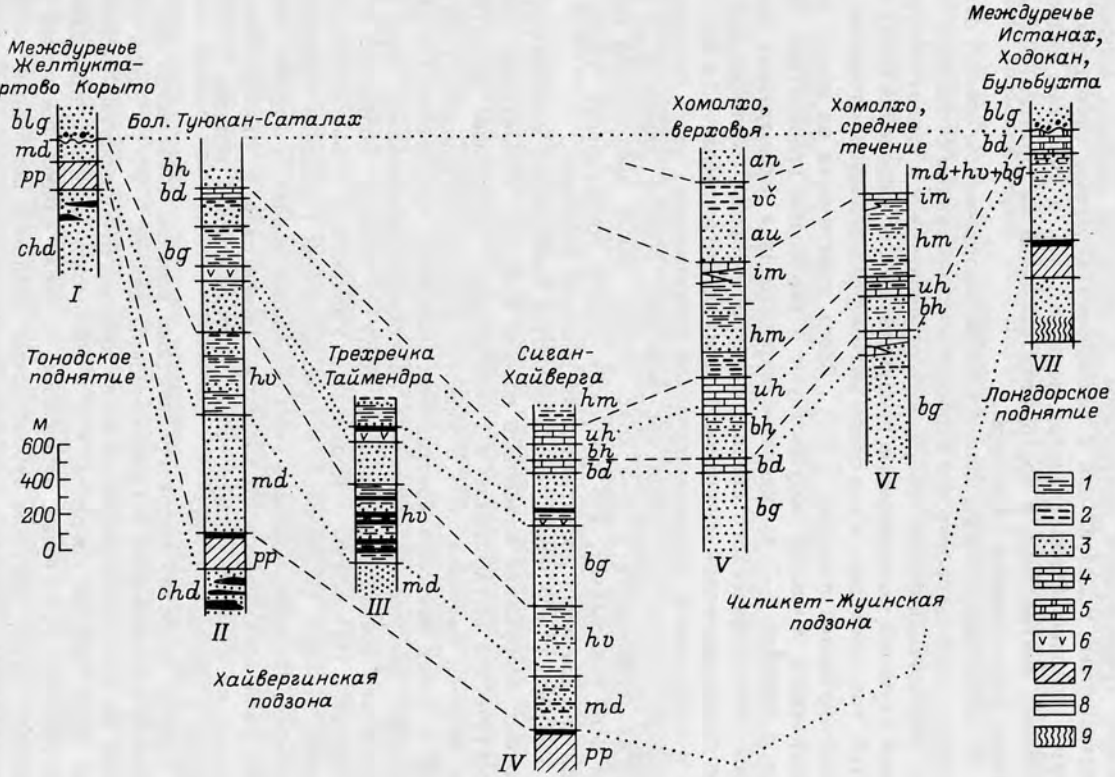
формировании метаморфического ареала здесь значительная часть вскрытого разреза этих толщ испытала в районе наименьшую (добиотитовую) ступень метаморфизма.

Наибольшие синкинематические метаморфизм (до кианит-ставролитовой ступени) и гранитизация, а также посткинематическая гранитизация приурочены к областям бывших конседиментационных поднятий или к конседиментационным флексурам на бортах впадины (Хайвергинская подзона), т.е. к участкам наиболее активных контрастных и восходящих движений на дометаморфической стадии формирования структуры.

В синкинематическом одноактном метаморфическом ареале, охватившем в раннем протерозое карбонатно-терригенные отложения (рис. 2), эквипотенциальные поверхности ставролитовой и кианит-ставролитовой ступеней метаморфизма присутствуют как в пределах обоих поднятий, так, очевидно, и под слабо метаморфизированными толщами Чипикет-Жуинской подзоны [11]. Здесь практически на одном уровне эрозионного вскрытия сосуществуют и разделены градиентной областью с шириной 5-7 км кианит-ставролитовая и добиотитовая подзоны метаморфического ареала; с другой стороны, вертикальный размах топографической поверхности изоград метаморфизма (в том числе и автохтонной синкинематической гранитизации) здесь составляет минимум 15-20 км, тогда как величина общего давления в ее очагах оценивается в 3-4 кбар. Столь явное расхождение величин ясно показывает, что для части очагов гранитизации такая величина давлений достигалась на меньших глубинах.

На рис. 1 и 2 видно, что в областях наибольших конседиментационных погружений осадочные породы испытали наименьшие синкинематический метаморфизм и гранитизацию. Наибольшее развитие эти явления получили либо в областях конседиментационных поднятий, либо в зонах наиболее контрастных движений. Аналогичным образом выглядит размещение высоко- и низкометаморфизованных толщ относительно конседиментационных структур (впадин, поднятий) и в соседних с Патомским - Кодарском, Удоканском (Олекмо-Витимская горная страна), Олокитском и Приольхонском (Западное Прибайкалье) прогибах. Показательными в этом отношении являются и другие структуры раннедокембрийского возраста: Печенгская и Имандра-Варзугская на Кольском полуострове, Трансваальская впадина в Южной Африке и многие другие.

Другое свойство высокоградиентных ареалов обнаружено при детальном картировании в Приольхонском районе [10]. Здесь накопление на дометаморфическом этапе кремнисто-карбонатно-терригенных толщ того же возраста, что и Патомском прогибе, прерывалось извержением толеитовых вулканитов, а после накопления толщи были прорваны вдоль системы субсогласных разломов цепочками ультрабазит-базитовых различно дифференцированных интрузий толеитовой группы (рис. 3, а). Из этих данных следует, что зоны скалывания, ставшие подводящими каналами для базальтоидных магм, на конседиментационном и последовавшем предметаморфическом этапах охватили всю мощность литосферы над очагами генерации этих магм.


Междуречье Желтукта–Чертово Корыто
Бол. Туюкан-Саталах
Тонодское поднятие
Трехречка Таймендра
Сиган-Хайверга
Хомолхо, верховья
Хомолхо, среднее течение
Междуречье Истанах, Ходокан, Бульбухта
Лонгдорское поднятие
Хайвергинская подзона
Чипикет-Жуинская подзона
м
600
400
200
0
I
II
III
IV
V
VI
VII
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Часть позднеархейского раннепротерозойского метаморфического ареала представлена в Приольхонье градиентной зоной (рис. 3, б), в которой от Приморского шва с севера на юг по толщам близкого состава последовательно развиты зоны метаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой ступени [8, 9]. Промежуточное пространственное положение занимает зона с амфиболитовым уровнем метаморфизма и развития синтектонической мигматизации, гранито-гнейсов и гранитоидов. Среди пород, преобразованных в амфиболитовой фации, здесь находятся минеральные скопления, участки или довольно крупные блоки пород с гранулитовыми парагенезисами [8]. Установлено, что они принадлежат к тому же типу и ареалу метаморфизма и являются с амфиболитовыми парагенезисами членами единой зональности, а не реликтовыми среди них. Наибольшие по размерам и чаще такие участки развития гранулитовых парагенезисов встречаются ближе к полосе гранулитов и в зоне синтектонической гранитизации. В западной части района толщи со ставролит-силлиманитовой ступенью преобразований рассекаются зонами синтектонической гранитизации и в свою очередь проникают вдоль зон бластомилонитизации (севернее крупнейшего в районе Бирхинского габброидного массива) в толщи со ставролит-хлоритовой и ставролит-анадалузит-биотитовой ступенью метаморфизма.

Пример строения метаморфического ареала в Приольхонском районе показывает, что в некотором приближении „гладкая" картина его зональности при детальном рассмотрении изобилует участками с метаморфическими ассоциациями, аномальными для окружающей среднефоновой обстановки. Приведенные и другие подобные примеры отражают особую черту высокоградиентного метаморфизма – заметные локальные (мозаичные) вариации параметров метаморфизма.

Отдельная группа геологических наблюдений отражает тесную связь интенсивности метаморфических преобразований и деформированности горных пород. На макроуровне это показано для рассматриваемых районов [4] Патомского нагорья и задокументировано практически во всех соответственно изученных региональ-

---

Рис. 1. Конседиментационная позднеархейско-раннепротерозойская структура Патомского нагорья Байкальской горной области [4].

1 – метаалевролиты, сланцы; 2 – углеродистые сланцы; 3 – метапесчаники, метагравелиты, метаконгломераты; 4-5 – мраморы: кальцитовые (4), доломитовые (5); 6 – кварциты, кварцевые песчаники; 7 – кварцевые метагравелиты, метаконгломераты, кварциты с прослоями метасиалитов; 8 – метадиабазы, амфиболиты; 9 – раннеархейский гранулитовый фундамент. Индексы стратиграфических подразделений: blg – баллаганахская серия верхнего протерозоя; свиты тонодско-бодайбинской серии позднего архея-раннего протерозоя: an – анагрская, vč – вачская, au – аунакитская, im – имнякская, hm – хомолхинская, uh – угаханская, bh – божуихтинская, bd – бодайбинская, bg – бугарихтинская, hv – хайвергинская, md – медвежевская, pp – пурпольская, chd – ходоканская.

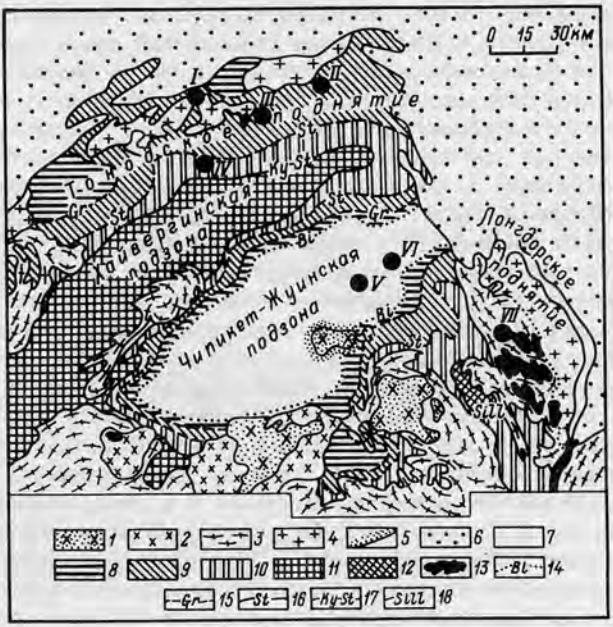


Рис. 2. Раннепротерозойский метаморфический зональный ареал Патомского нагорья [4].

1 – граниты конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса; 2 – граниты тельмамского интрузивного комплекса; 3–4 – раннепротерозойские гранитоиды патомского комплекса: 3 – гнейсовидные, 4 – массивные; 5 – контактовые роговики; 6 – добиотитовая субфация в породах патомской серии верхнего протерозоя; 7–12 – зоны регионального метаморфизма в породах тонодско-бодайбинской серии нижнего протерозоя: 7 – добиотитовая, 8 – биотитовая, 9 – гранатовая, 10 – ставролит-хлоритоидная и ставролит-хлоритовая, нерасчлененные, 11 – кианит-биотит-ставролитовая, 12 – ставролит-силлиманитовая; 13 – гранулитовая фация в породах архейского возраста; 14–18 – изограды метаморфизма: 14 – биотита, 15 – граната, 16 – ставролита, 17 – кианит-биотит-ставролитовая, 18 – силлиманита.

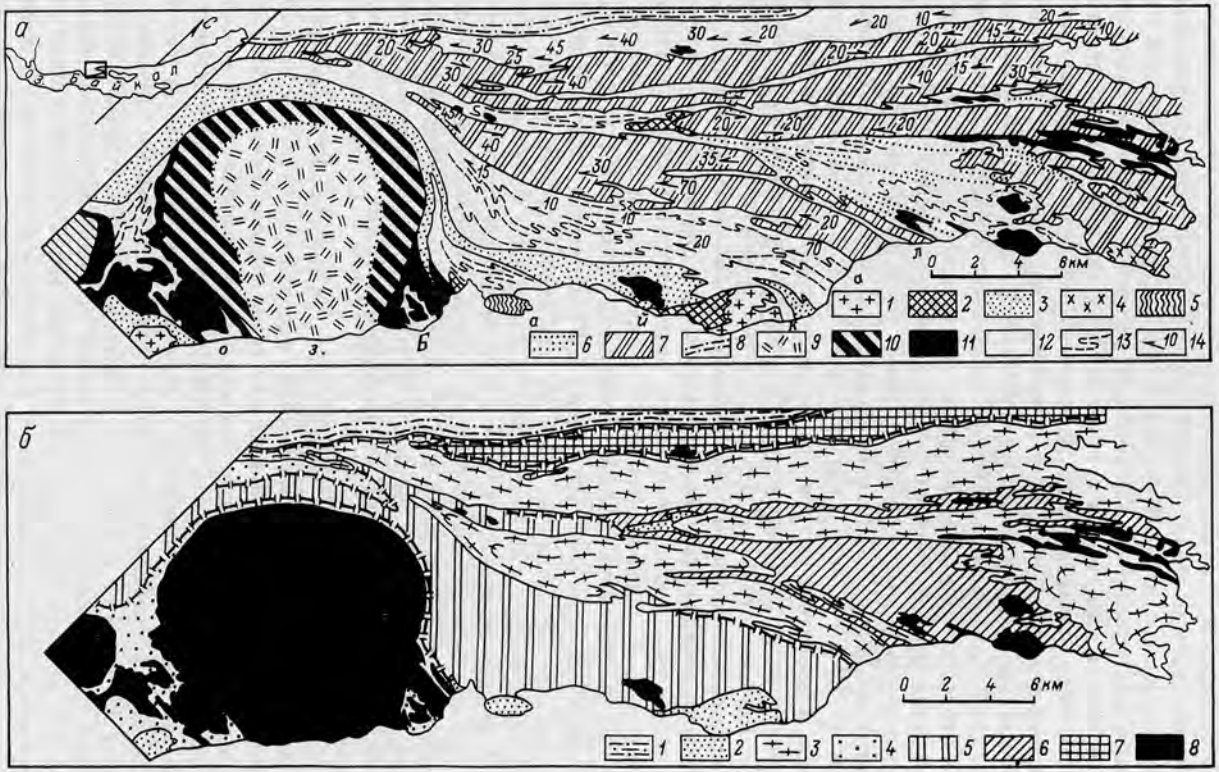
ных метаморфических ареалах. Выражена эта связь тем, что к областям с нарастающим метаморфизмом горных пород количество поколений деформаций увеличивается. Чем заметнее разница в метаморфизме, тем больше различие в количестве поколений деформации. Приольхонский район Западного Прибайкалья является еще одним примером прямой зависимости степени метаморфизма и механической активности. В гранулитовой зоне метаморфизма этой территории выделяется максимальное количество этапов деформации. Здесь и в областях развития гранитизации наиболее проявлены сдвиговые деформации вдоль зон, фиксируемых широко

развитыми бластомилонитами. В них ориентированные линейные текстуры нескольких поколений отражают последовательную смену ориентировки поля напряжений и изменения p, T -параметров кристаллизации. Структурные, оптические и микрозондовые исследования минералов и ориентированных образцов метаморфических пород позволяют количественно оценить изменение этих параметров метаморфизма в ходе деформационной перестройки, иллюстрируемой рис. 4. В кварц-двупироксен-амфибол-плагиоклазовом сланце амфиболы имеют две линейные ориентировки, возникшие последовательно в течение одного этапа метаморфизма. Изменение химического состава (рис. 5) этих амфиболов и парагенных минералов характеризует изменение температуры метаморфизма от 670-680°С для первого этапа до 720-740°С для второго этапа образования минеральной линейности.

В отечественных и зарубежных публикациях последних лет на материалах разновозрастных зон высокоградиентного метаморфизма показано, что с участками скалывания и развития милонитов тесно связано повышение степени метаморфизма вплоть до эклогитовой фации [12, 17 и др.]. Влияние природных и искусственных механизмов воздействия на преобразование органического вещества в процессах угле- нефте- и газообразования суммировано в работе [1]. Доказано также [14, 13], что дробление, милонитизация и бластомилонитизация непосредственно предшествовали и сопутствовали метаморфизму, гранитному анатексису и палингенезу. Показано, вместе с тем, что с увеличением концентрации флюида (в первую очередь воды), понижающего p, T -параметры метаморфических реакций, уменьшается и сопротивляемость пород сдвигу [15, 16 и др.].

Заканчивая краткую характеристику наблюдений, еще раз подчеркнем два важных момента. Один из них характеризует тесную связь структурно-текстурных перестроек пород в ходе сдвиговых деформаций с физико-химическими реакциями метаморфизма и гранитизации. Другой, отражая унаследованность зонами наиболее активного метаморфизма участков наиболее активных конседиментационных движений, показывает, что движения и деформации существовали длительней и, таким образом, метаморфизм – только эпизод тектонических движений.

Рассмотрим в связи с изложенными наблюдениями характерное напряженное состояние в литосфере, предполагая, что для описания ее реологического поведения может быть использована модель вязкой ньютоновской жидкости. Вопрос о применимости такой модели при характерных временных интервалах изменения тектонических нагрузок к описанию движений в литосфере неоднократно и широко обсуждался в геофизической литературе. Конвективные движения в мантии индуцируют в литосфере движения с горизонтальной и вертикальной составляющими. В силу малой толщины литосферы сравнительно с мантией механические свойства таких движений приводят к определенным соотношениям в масштабах скоростей вертикальных и горизонтальных движений и распределению напряжений в литосфере [6]. Из детального механического анализа следует, что для вертикальной компоненты поля напряжений его общее распределение


а
б
0 2 4 6км
0 2 4 6км

имеет вид

$$\sigma_{zz} = -p + 2\eta \frac{\partial w}{\partial z} = -p_L = \rho g (\zeta - z), \qquad (1)$$

где p_L – литостатическое давление; ρ, η – плотность и коэффициент вязкости литосферы; w – скорость вертикальных движений; p – термодинамическое давление, определяющее скорость физико-химических превращений и условия термодинамического равновесия; z – вертикальная координата, $\zeta(x,y,t)$ – уравнение рельефа поверхности Земли. Формула (1) справедлива с точностью до порядка отношения h/R, где h – характерная толщина литосферы, R – радиус Земли. В итоге для термодинамического давления в литосфере из (1) следует, что:

$$\Delta p = p - p_L = 2\eta \frac{\partial w}{\partial z}, \qquad (2)$$

где она может быть как отрицательной, так и положительной в зависимости от знака производной $\partial w/\partial z$. Представляет интерес сопоставить знак $\partial w/\partial z$ и оценить величину Δp в зависимости от тектонической обстановки. С указанной выше точностью h/R, ско-

---

Рис. 3. Позднеархейско-раннепротерозойская структура Приольхонья по данным В.С. Федоровского, Г.В. Риле, С.П. Кориковского, А.А. Савельева, А.С. Ескина, Л.Н. Куклея, Н.А. Мирсновой, Ю.А. Морозова, А.И. Смульской, Ю.Ф. Соколовой, М.С. Фельдмана, В.В. Эза, а также Е.П. Павловского, А.С. Ескина, (1964 г.); А.С. Ескина, Ю.А. Морозова, В.Б. Эза (1980 г.).

а – геологическая схема: 1 – сиениты; 2 – сиенит-диориты, сиенит-граниты, монцониты; 3 – бластомилониты, мигматиты, гнейсы диоритового и тоналитового состава; 4 – амфиболовые и гиперстен-амфиболовые диориты; 5 – граниты; 6 – аляскиты и плагиограниты турмалиновые; 7 – гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы; 8 – бластомилониты зеленосланцевые; 9 – габбро-нориты, габбро субофитовые и офитовые, габбро-амфиболиты; 10 – габбро-нориты, нориты крупнозернистые; 11 – клинопироксениты плагиоклазовые и шпинелевые, горнблендиты, дуниты, верлиты, гарцбургиты, ортопироксениты, вебстериты, алливалиты; 12 – осадочно-вулканогенный комплекс; 13 – складки в стратифицированной толще; 14 – восстание шарниров складок. б – метаморфический зональный ареал (по данным С.П. Кориковского и др., 1981 г., А.И. Смульской [8]: 1 – низко- и среднетемпературные бластомилониты Приморского шва; 2 – позднекинематические диорит-сиениты; 3 – синкинематические мигматиты, гранито-гнейсы, граниты с участками развития гранулитов; 4-7 – зоны синкинематического прогрессивного метаморфизма; ставролит-хлоритовая и ставролит-андалузит-биотитовая объединенные (4), ставролит-силлиманитовая (5), биотит-силлиманит-ортоклазовая и кордиерит-гранат-ортоклазовая (6), гранулитовая (7); 8 – дифференцированные ультрабазит-базитовые интрузии.

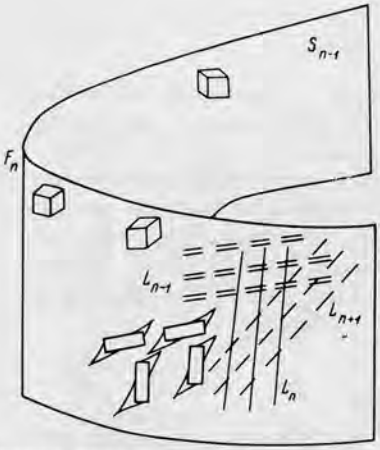


Рис. 4. Схематическое изображение складки в амфибол-пироксеновом сланце с линейностями трех генераций (L_{n-1}, L_n, L_{n+1}).

Прямоугольники показывают расположение кристаллов амфибола, образующих линейности L_{n-1} и L_n; их оттянутые „хвосты" ориентированы согласно L_{n+1}. Кубики – места отбора ориентированных образцов и положение плоскостей, из которых вырезаны ориентированные шлифы.

рости горизонтальных движений в литосфере u и v определяются движениями подстилающей мантии, слабо меняются по глубине и связаны с градиентом скоростей вертикальных движений соотношением

$$\frac{\partial w}{\partial Z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right), \qquad (3)$$

причем эволюция рельефа будет при этом определяться уравнением

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u\frac{\partial \zeta}{\partial x} + v\frac{\partial \zeta}{\partial y} = w = -\zeta\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right). \qquad (4)$$

Соотношения (3) и (4) раскрывают наглядную картину распределения знака $\partial w/\partial Z$ на поверхности планеты. Нахождение участка литосферы над восходящим потоком из мантии приводит к возникновению в нем растягивающих горизонтальных напряжений, так как мантийное течение стремится растащить вещество литосферы от центра восходящего течения (рис. 6, а). В общем случае это ведет к погружению поверхности фундамента и лежащих на нем осадков. Образующаяся впадина в зависимости от геологических условий может с различной скоростью заполняться осадками. Под такой депрессией (рис. 6, а) величина $\partial w/\partial Z$ является отрицательной, $\Delta p < 0$, т.е. термодинамическое давление в коре и литосфере ниже, чем литостатическое. Метаморфические реакции в этих условиях должны происходить на большей глубине, чем рассчитанные по литостатике. Наоборот, в областях нисходящих мантийных потоков (рис. 6, б), где в соответствии с (4) литосфера скучивается, ее вещество испытывает сжатие большее, чем при литостатике. Таким образом, $\partial w/\partial Z$ здесь является положительным, $\Delta p > 0$, термодинамическое давление больше литостатического и глубина метаморфических преобразований в этом случае меньше, чем рассчитанная по литостатическим данным.

При анализе геологического материала рассмотренная картина характеризует региональный фон распределения термодинамического давления в коре и литосфере. Очевидно, что локальные геологические

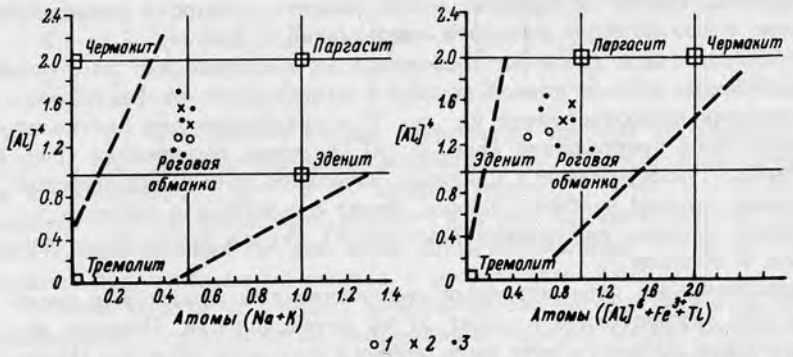


Рис. 5. Химические составы амфиболов (бурых роговых обманок), образующих ориентировки $L_{n-1}(1)$ и $L_n(2)$.

Точками 3 показаны составы мелких кристаллов амфиболов, не имеющих явной ориентировки.

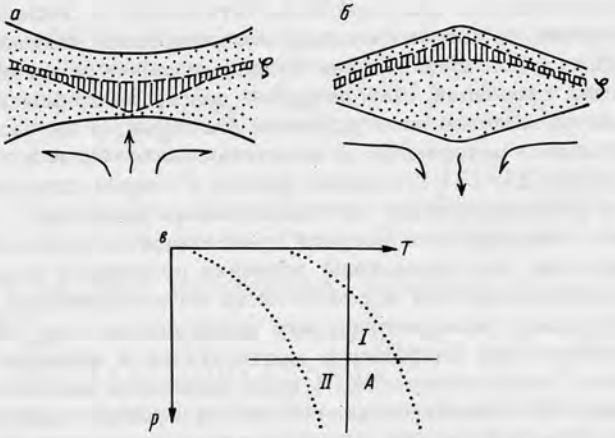


Рис. 6. Изменения термодинамического давления (заштрихованная область) в литосфере (точечный крап) над восходящим (а) и нисходящим (б) массопотоками.

Пояснения см. в тексте.

неоднородности коры и литосферы будут вызывать локальные вариации условий, необходимых для соответствующих метаморфических реакций. Таким образом, неотъемлемым свойством подвижных областей является резкая пространственная неоднородность степени метаморфизма пород, испытавших погружение на одинаковую глубину. Заметим, что определенные изменения в распределении для ме-

таморфизма глубин погружения могут вносить мощности накопленных осадков и соотношение скорости воздымания и эрозии.

Принципиальное различие возможных метаморфических изменений в выделенном объеме горной породы в зависимости от тектонических условий иллюстрируется на p, T – диаграмме для соответствующего типа превращений (рис. 6, в). В зонах растяжения (рис. 6, а) точка A, изображающая принятое начальное термодинамическое состояние породы в общем случае, будет смещаться в область I. Наоборот, в зонах скучивания (рис. 6, б) эта же точка будет смещаться в область II.

Определяемые динамическими тектоническими процессами изменения Δp существенно зависят от их интенсивности. Порядок величины таких добавок может быть оценен следующим образом. Принимая вязкость литосферы $\eta \approx 10^{23}$–10^{24} г/см·с и скорости сдвиговых деформаций в тектонически активных зонах $(\partial u/\partial x; \partial v/\partial y; \partial w/\partial z)$ 10^{-14} 1/с, получим $\Delta p \approx 1$–10 кбар, что эквивалентно вариациям глубины метаморфических преобразований от 1 до 30 км.

Из сказанного следует, что при использовании в геодинамическом анализе данных экспериментальной минералогии должна учитываться сопутствующая метаморфизму тектоническая обстановка. Прямое отождествление значений литостатического и термодинамического давления в петрологических экспериментах является источником ошибок при восстановлении геодинамических условий развития геологических провинций. Лабораторные данные экспериментальной минералогии являются в этих условиях базовыми, и их несогласие с наблюдательным материалом по величинам литостатического давления по формулам (2) и (3) открывает подход к оценке сдвиговых напряжений в соответствующие метаморфические процессы.

В рамках обсуждаемого вопроса представляется необходимым рассмотреть еще один возможный источник несогласия в значениях давлений необходимых для осуществления метаморфических реакций. Экспериментальные минералогические исследования ведутся как правило в условиях поля напряжений, достигнутого в образцах либо всесторонним (гидростатическим), либо одноосным сжатием. Выше указывалось, что в поликристаллических материалах сдвиговые деформации могут существенно изменять характерные значения температуры и давления, необходимые для протекания тех или иных кристаллохимических реакций.

Простая механическая модель поведения горной породы, приводящая к изменению значений давления при наличии сдвиговых деформаций вследствие дилатансии, следующим образом представляет указанный эффект [5]. Модель разномодульной упругой среды, описывающая локальные свойства горной породы, позволяет объяснить ряд особенностей возникновения сейсмической анизотропии в горных породах, как следствия возникновения в них при нагружении различных структурных нарушений, что приводит к различному реологическому отклику породы на сжимающие и растягивающие напряжения.

Реологические уравнения состояния для разномодульной упругой среды могут быть записаны в виде:

$$\sigma_{ij} = (\lambda I_1 - \nu\sqrt{I_2})\,\delta_{ij} + \left(2\mu - \nu\frac{I_1}{\sqrt{I_2}}\right)\varepsilon_{ij};$$

$$I_1 = \varepsilon_{ii};\quad I_2 = \varepsilon_{ij}\varepsilon_{ij},\quad (i,j = 1,2,3), \qquad (5)$$

где I_1, I_2 – первый и второй инварианты тензора деформаций; ε_{ij} – компоненты тензора деформаций; σ_{ij} – компоненты тензора напряжений; λ, μ, ν – модули упругости. При $\nu = 0$ соотношение (5) соответствует закону Гука для обычной упругой среды. Добавочный упругий модуль характеризует различие в отклике материала при переходе от сжатия к растяжению.

В зависимости от степени разрушенности породы величина может изменяться. Для полностью разрушенной породы, малые элементы которой потеряли связанность (например, песок), добавочный модуль будет иметь максимальное значение $\nu = \sqrt{2\lambda\mu}$.

При всестороннем сжатии образца горной породы $\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} = \varepsilon_{33} = (1/3)I_1 = (1/3)(\Delta V/V)$, где $(\Delta V/V)$ – изменение относительного объема образца, $I_2 = (1/\sqrt{3})I_1^2$; $\varepsilon_{ij} = 0$; $i \neq j$. Давление в образце при деформировании будет иметь следующее значение:

$$-\frac{1}{3}\sigma_{ij} = p_0 = \left[\lambda + \left(\frac{2}{3}\right)\mu + \frac{2\nu}{\sqrt{3}}\right]\left|\frac{\Delta V}{V}\right|. \qquad (6)$$

Если помимо объемного сжатия с тем же относительным изменением объема образца он одновременно будет подвергнут сдвиговой деформации, то $\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} = \varepsilon_{33} = (1/3)I_1$; $\varepsilon_{12} = \gamma$; $\varepsilon_{23} = \varepsilon_{13} = 0$; $I_2 = (1/3)I_1 + 2\gamma^2$. Соответствующее значение давления будет выражаться соотношением

$$p = \left[\lambda + \left(\frac{2}{3}\right)\mu + \frac{\nu}{\sqrt{3}}\left(\sqrt{1 + \frac{6\gamma^2}{I_1^2}} + \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{6\gamma^2}{I_1^2}}}\right)\right]\left|\frac{\Delta V}{V}\right|. \qquad (7)$$

Различие давлений, определяемых формулами (6) и (7), легко вычисляется:

$$\frac{p - p_0}{p_0} = \frac{\Delta p}{p_0} = \frac{2\nu}{\left[\lambda + (2/3)\mu + \frac{2\nu}{\sqrt{3}}\right]\sqrt{3}}\left(\sqrt{\left(\frac{\Delta V}{V}\right)^2 + 6\gamma^2} - \left|\frac{\Delta V}{V}\right|\right). \qquad (8)$$

Как видно, оно будет возрастать с ростом сдвиговой деформации, что будет определяться величиной приложенного касательного напряжения σ_{12}, равного

$$\sigma_{12} = \left(2\mu + \nu\frac{|I_1|\sqrt{3}}{\sqrt{I_1^2 + 6\gamma^2}}\right)\gamma. \qquad (9)$$

Для давлений, обусловленных сдвигом, наибольшие значения поправок будут у сильно разрушенных пород, для которых величина близка к своему максимальному значению.

Отождествляя p_0 с региональным значением термодинамического давления в (2), получим в результате дополнительное локальное повышение давления в породе при наличии локального сдвигового напряжения σ_{12}. Последнее может быть обусловлено, например, концентрацией напряжений в окрестности локальных геологических неоднородностей и общим региональным фоном сдвиговых тектонических напряжений, обусловленных взаимодействием литосферы и мантии.

В общем случае в современных структурах для оценки значений параметров λ, μ и ν могут быть использованы данные изучения сейсмической анизотропии конкретной геологической структуры, так как параметры λ, μ и ν могут быть выражены через значения скоростей сейсмических волн и параметры анизотропии.

В заключение подчеркнем еще раз, что с изложенной точки зрения данные, получаемые в обычных экспериментальных условиях всестороннего сжатия образца, соответствуют полному давлению p, а при их использовании для анализа геологических материалов необходимо учитывать поправки, даваемые формулами (2) и (8). Термодинамическое давление, определяющее метаморфические процессы, окончательно можно записать в виде

$$p=\left(p_L+2\eta\frac{\partial w}{\partial z}\right)\left[1+\frac{\frac{2\nu}{\sqrt{3}}}{\lambda+(2/3)\mu+\frac{2\nu}{\sqrt{3}}}\left(\sqrt{\left(\frac{\Delta V}{V}\right)^2+6\gamma^2}-\left|\frac{\Delta V}{V}\right|\right)\right];$$

$$\left(\lambda+\frac{2}{3}\mu+\frac{2\nu}{\sqrt{3}}\right)\left|\frac{\Delta V}{V}\right|=p_L+2\eta\frac{\partial w}{\partial z};\quad \sigma_{12}=\left(2\mu+\frac{\nu\sqrt{3}\left|\frac{\Delta V}{V}\right|}{\sqrt{\left(\frac{\Delta V}{V}\right)^2+6\gamma^2}}\right)\gamma. \qquad (10)$$

Параметрами, определяющими при этом тектоническую обстановку, служат p_L; $2\eta(\partial w/\partial z)$ и σ_{12}, а также характеристики породы λ, μ и ν.

Технологические экспериментальные работы по исследованию процессов полимеризации [2, 3, 7, 8], проводившиеся с последовательностью деформаций рассмотренного типа, показали резкое снижение необходимых для реакции полимеризации температур и давлений. В связи со сказанным выше можно ожидать, что такой же эффект будет иметь место в общем случае и для процесса метаморфизма, поскольку химические и фазовые превращения, не происходящие с заметной скоростью при p, T – условиях, могут происходить при $p+\Delta p$, T – условиях.

Учет нелитостатических вкладов в поле давления открывает новый подход оценки условий образования высокоградиентных метаморфических ареалов. Эти приращения могут резко ускорять метаморфические реакции и создавать условия их реализации вне связи с общим погружением толщ.

Литература

1. Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов. Новосибирск: Наука, 1985.

2. Движение вещества на наковальнях Бриджмена при высоких давлениях в сочетании с деформациями сдвига // Жорин В.А., Жаров А.А., Казакевич А.Г., Ениколопян Н.С. // Физика тверд. тела. 1975. Т. 17, № 2. С. 393–396.

3. Жаров А.А., Казакевич А.Г., Ениколопян Н.С. Механизм полимеризации акриламида в условиях высоких

давлений и деформации сдвига // ДАН СССР. 1976. Т. 230, № 2. С. 354–357.

4. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980.

5. Ляховский В.А., Мясников В.П. О поведении упругой среды с микронарушениями // Изв. АН СССР. Физика земли. 1984. № 10. С. 71.

6. Мясников В.П., Фадеев В.Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНИТИ, 1980. (Итоги науки и техники. Физика Земли. Т. 5).

7. Образование sp^3 – гибридизированного состояния в графите, подвергнутом совместному воздействию высоких давлений и сдвиговых деформаций / Жорин В.А., Кушнерев М.Я., Шашкин Д.П. и др. // ДАН СССР. 1981. Т. 261, № 3. С. 665–668.

8. Смульская А.И. Применение методов физико-химической петрологии для расчленения метаморфических комплексов Западного Прибайкалья // Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981. С. 56.

9. Химические превращения ароматических углеводородов в условиях высоких давлений в сочетании с деформацией сдвига. Дзамукашвили В.Г., Заров А.А., Чистотин Н.И. и др. // ДАН СССР. 1974. Т. 215, № 1. С. 127–130.

10. Гранито-гнейсовые купола докембрия Приольхонья и острова Ольхон / В.С. Федоровский, В.П. Мартынова, В.Г. Риле и др. // Гранито-гнейсовые купола. Иркутск, 1983. С. 85.

11. Федоровский В.С. Нижний протерозой байкальской горной области и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии. М.; Наука, 1985.

12. Austrheim H., Criffin W.L. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, western Norway // Chem. Geol. 1985. 50, N 1–3. 267–281.

13. Bossiere G. Pétrologie dún granite génétiquement lié au fonctionnement d'une zone blastomylonitique de haute pression; le granite de Sidi Ali bou Nab (Grande Kabylie) // Bul. Soc. géol.Fr. 1985. 1, N 2. 239–247.

14. Holl S.H., Rutter E.N. Experimental study of the mechanical properties of synthetic and natural fault gouges // Progr.Exp.Petrol. 6 th Progr. Rept. N.E.R.C. 1981–1984. Cambridge, s. a. 212–214, 266–270.

15. Rice A.H.N. Staurolite growth and metamor phic zones in the Kalak Nappe Complex of nort-heastern Porsangerhalvøya, north Norway // Lithos. 1985. 18, N 4. 281–294.

16. Rutter E.H., Brodie K.H. The permeation of water into hidrating shear zones // Meta-

morphic React.Kinetics, Textures and Deform. New York e.a., 1985. 242–250.

17. P o g n a n t e U. Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitized ophiolite metagabbro, Western Alps, North Italy // Chem.Geol. 1985. 50, N 1. 99–109.

Ю.В. Миллер

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР МЕТОДОМ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ДЕФОРМАЦИИ

Во многих гранит-зеленокаменных областях мира в зеленокаменных структурах развита краевая метаморфическая зональность, выражающаяся в повышении метаморфизма к краям трогов от зеленосланцевой (иногда пренит-пумпеллиитовой) до амфиболитовой фации. Детальное изучение зональности, проводившееся в Карельской гранит-зеленокаменной области, показало, что мы имеем дело не просто с метаморфической, но со структурно-метаморфической зональностью, поскольку одновременно с повышением метаморфизма наблюдается закономерное усложнение пликативной структуры. Наряду с традиционными методами исследования зональности использовалась количественная оценка деформации пород с помощью коэффициентов сплющивания лавовых подушек. Такие исследования проводились в Семченском, Хаутаваарском, Палаламбинском трогах, но наиболее полные и корректные данные получены для Семченского зеленокаменного трога, который по своему структурно-метаморфическому развитию может выступать в качестве тектонотипа для широкого круга зеленокаменных структур.

В развитии Семченского трога четко выделяются два последовательно проявляющихся тектонических эпизода. В результате первого эпизода формируются линейные складки северо-восточного простирания, сопровождающиеся метаморфизмом фации зеленых сланцев. Эти складки почти повсеместно определяют внутреннюю структуру трога и хорошо видны на разрезах (рис. 1). Второй эпизод выразился в подъеме глыб ремобилизованного комплекса основания и привел к оформлению троговой структуры в том виде, в каком мы ее сейчас наблюдаем. Именно с этим эпизодом связано становление краевой структурно-метаморфической зональности, которая, таким образом, является наложенной и подчиняется контурам глыб, окаймляющих трог, – т.е. совершенно иному структурному плану, чем предшествующие линейные складки. В центральной части трога выделяется область, куда метаморфические и структурные преобразования, связанные с зональностью, не распространяются и где метаморфизм никогда не поднимался выше фации зеленых сланцев.

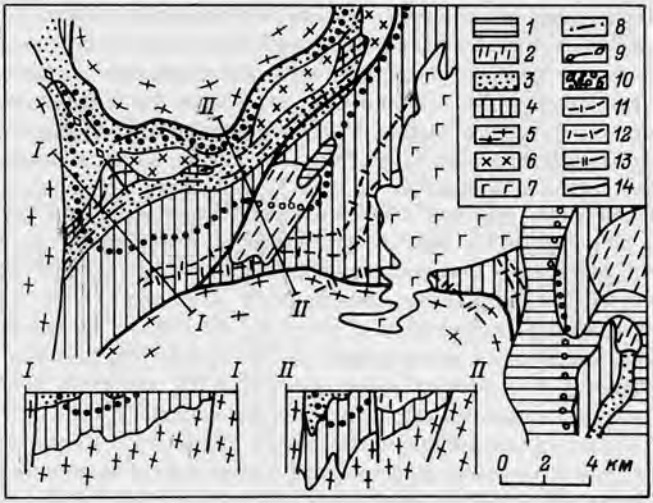


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Семченского трога. С учетом данных С.И. Рыбакова и Н.А. Арестовой.

1 – ятулий: базальты, кварцевые конгломераты; 2 – сумий–сариолий нерасчлененные: полимиктовые и туфоконгломераты, андезит–дацитовые туфы, базальты; 3, 4 – лопий: 3 – ритмично–слоистые песчано–сланцевые отложения с горизонтами и линзами кислых туфов, 4 – толеитовые базальты с примесью коматиитов в основании, андезитов и дацитов – в верхах разреза; 5 – комплекс основания: ремобилизованные олигоклазовые граниты, гранодиориты, тоналиты; 6, 7 – интрузивные породы: 6 – диориты, 7 – габбро–диориты Семченской интрузии; 8, 9 – оси складок: 8 – ранних линейных, 9 – поздних, развивающихся на стыках смежных глыб; 10 – границы между зеленосланцевой и эпидот–амфиболитовой фациями обнаженная (а) и перекрытая сумий–сариолийскими и ятулийскими образованиями (б); 11–13 – фронты развития структурных форм, определяющих краевую структурно–метаморфическую зональность: 11 – складок послойного течения первой генерации, 12 – птигматитовых складок, 13 – складок послойного течения второй генерации; 14 – разломы.

Такое или близкое структурно–метаморфическое развитие характерно для многих зеленокаменных поясов Карелии, Канады, Австралии, Африки, в частности для Барбертонского пояса [8, 7]. Поразительное сходство Семченского трога с Барбертоном усиливается и чисто случайными причинами: в обоих случаях ранние линейные структуры имеют северо–восточное простирание. Но есть и отличия – в Барбертонском поясе ранней линейной складчатости предшествует локально проявленное покровообразование [9].

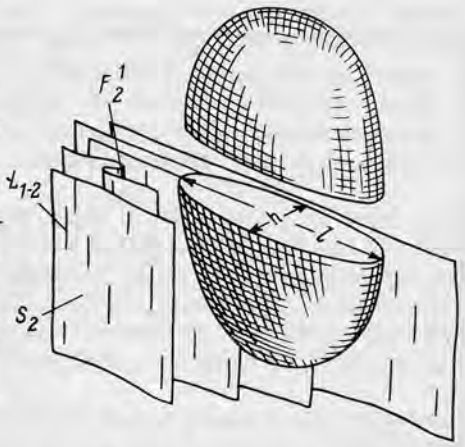
Структурно–метаморфическая зональность детально изучалась в южном борту трога, где она получила максимальное развитие и, что особенно важно, нашла отражение в механически однородных и до–

вольно выдержанных по составу основных вулканитах. Лишь в основании базальтовой толщи установлена небольшая примесь коматиитов, а в верхней части разреза с базальтами перемежаются андезиты и дациты. Метаморфическая зональность изучалась В.С. Байковой [1], С.И. Рыбаковым [6], а также Р.И. Милькевич, проводившей исследования совместно с автором. Граница между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями (рис. 1.) проведена по исчезновению хлорита и появлению роговой обманки вместо актинолита в основных вулканитах. Переход от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации в вулканитах основного состава осуществляется совершенно постепенно и сопровождается повышением основности плагиоклаза до 35–40% анортита, изменением химического состава амфибола. Отсутствие критических минеральных ассоциаций не позволяет однозначно провести эту границу без специальных исследований химизма минералов.

Структурная зональность выражается в постепенных количественных и скачкообразных качественных изменениях структуры. Количественные структурные изменения выражаются в усилении и изменении тех деформационных тенденций, которые наметились до становления зональности и в слабо выраженном виде наблюдаются за пределами ее проявления. К ним относятся постепенное совершенствование сланцеватости и переориентировка ее параллельно ограничениям трога, а также интенсификация крутой бороздчатости, которая отвечает α-линейности ранних складок северо-восточного простирания. К скачкообразным качественным изменениям относятся появление складок послойного течения сначала первой, потом второй генерации. Промежуточное положение занимает фронт развития птигматитовых складок, в которые деформируются в зоне низкого метаморфизма жилки кварца, в зоне амфиболитовой фации – преимущественно гранитные жилы. Такова в самых общих чертах структурно-метаморфическая ситуация, детализированная количественными оценками деформации.

Методика исследования. В Семченском троге подушечные текстуры лав, использованные для оценки величины деформации, пользуются далеко не повсеместным распространением, что сильно усложнило исследования. Величина деформации лавовых подушек оценивалась с помощью коэффициентов сплющивания $K = \frac{l}{h}$, где l – длина, h – ширина подушки, измеренные в стандартных сечениях, т.е. в горизонтальной плоскости при субвертикальной ориентировке сланцеватости. Подавляющее большинство обнажений района, низких (вровень с землей), хорошо отпрепарированных ледником, отвечает этим требованиям. Немногочисленные выходы, позволяющие получить данные в вертикальных плоскостях, перепендикулярных сланцеватости, показали, что по вертикали коэффициент K всегда несколько выше, чем по горизонтали. Следовательно, деформированные лавовые подушки приближаются к трехосному эллипсойду, расплющенному в плоскости сланцеватости, с максимальной субвертикальной осью, параллельной линейности и шарнирам складок послойного течения первой генерации (рис. 2). Поскольку данные по вертикальным сечениям подушек оказались ограниченными, количественная оценка проводилась для условноплоской деформации.

Рис. 2. Соотношение деформированных лавовых подушек со сланцеватостью, линейностью, складками послойного течения первой генерации. Принципиальная схема.



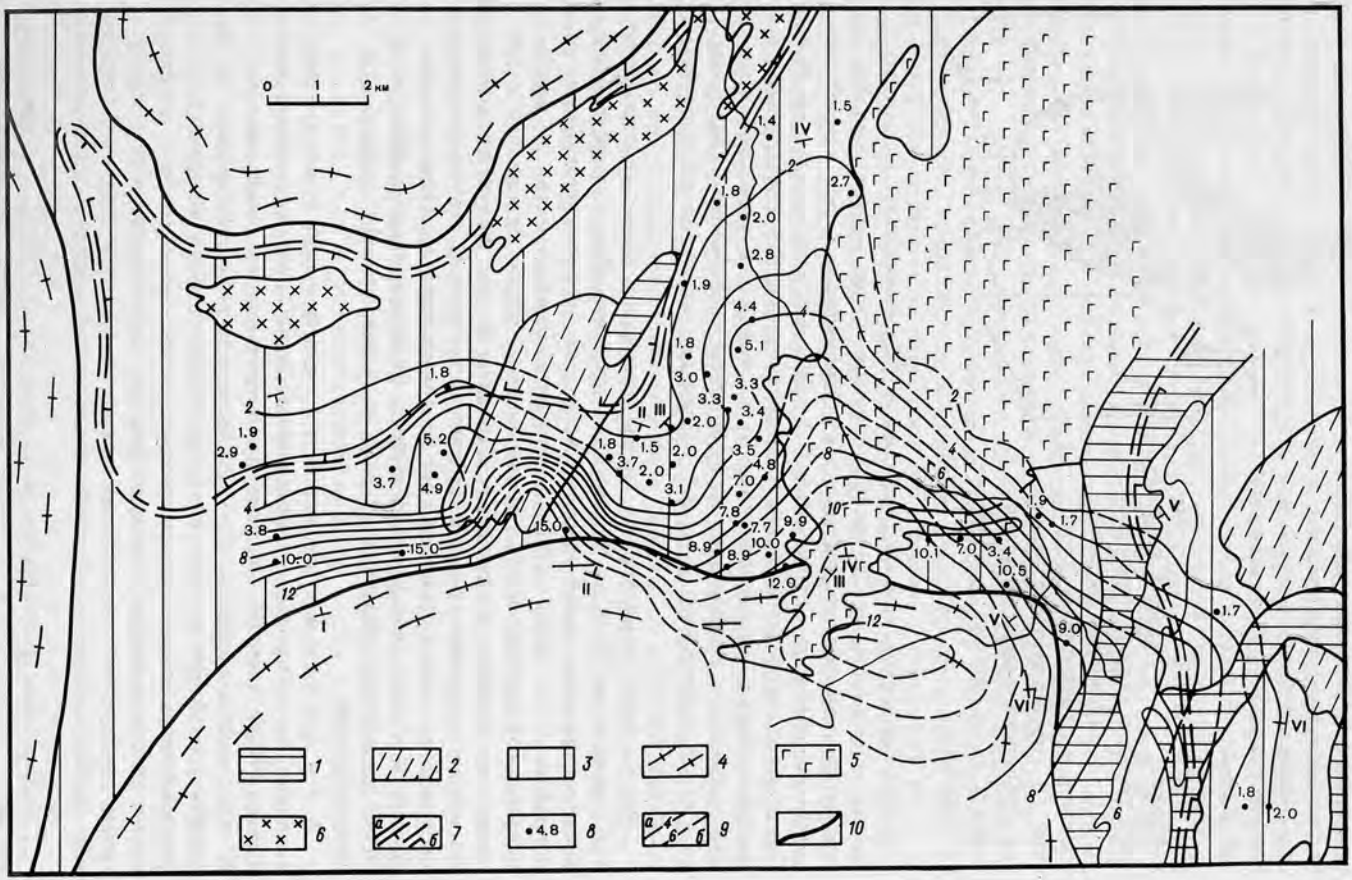
S – сланцеватость; L – линейность; F – складки послойного течения первой генерации; h, l – параметры лавовых подушек в стандартных сечениях (в горизонтальных срезах при субвертикальной сланцеватости): h – ширина, l – длина подушки.

Статистические данные получены в 52 обнажениях. В каждом из них измерялось от 20 до 50 подушек. Обнажения с меньшим количеством замеров не учитывались. Определение K для каждой подушки выполнялось с точностью 0.1, десятые оценивались на глаз. Для каждой точки наблюдения (выборки) строилась гистограмма и рассчитывалось модальное значение K, которое и использовалось для дальнейших построений. Коэффициенты сплющивания отдельных подушек варьируют от 1 до 25, модальные значения по выборкам – от 1.5 до 15.

Карты изодеформационных линий строились двумя методами: путем расчета на ЭВМ по специальной программе* и прямой геометрической интерполяцией, подобно тому как строятся изолинии в топографии, с той лишь разницей, что отдельные значения K, диссонирующие с окружающими, „сглаживались" путем осреднения с данными по соседним обнажениям. Варианты карты, полученные разными методами, оказались весьма близкими, во всяком случае имеющиеся расхождения никак не влияют на конечные выводы. Использование разных методов показало, что совсем не обязательно прибегать к ЭВМ: корректный результат можно получить простой графической интерполяцией.

Анализ полученной информации. Проанализируем карту изодеформационных линий – вариант, рассчитанный на ЭВМ (рис. 3). Минимальные значения изолиний отвечают $K = 2$, максимальные – $K = 12$. Из карты видно следующее. 1. На западе и особенно на востоке охарактеризованного участка изодеформационные линии в целом располагаются субсогласно с ограничениями трога, в центре образуют выступ, ориентированный поперек трога, вытянутый на 8–9 км вдоль западного контакта интрузии габбро-диоритов. Другой аналогичный выступ, гораздо мень-

*Вычисления выполнялись по программе LITISS в вычислительном центре ПГО "Севзапгеология" одним из вариантов метода скользящего окна.


0 1 2 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

шего размера, обозначился под локально схранившимся фрагментом сумий-сариолийского чехла. 2. Во всех случаях, как бы ни вели себя изолинии, величина деформации возрастает по мере приближения к комплексу основания. 3. Изодеформационные линии, так же как и фронты развития структурных форм, располагаются субсогласно с границей между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями.

Намечается возрастание деформации по экспоненте по мере приближения к комплексу основания. Эта закономерность отчетливо фиксируется в разрезах, которые наиболее полно охарактеризованы первичными данными и ориентированы субперпендикулярно контакту с комплексом основания. В разрезах, которые не отвечают этим требованиям, экспоненциальная зависимость отчетливо не проявляется (рис. 4).

Для выяснения последней закономерности понадобилось перевести коэффициенты сплющивания лавовых подушек в величины деформации, выраженные в процентах. Если бы деформации подвергались изначально шарообразные тела, дающие в сечении круги, то, согласно известным соотношениям, деформация $D = \sqrt{K} \cdot 100$. Поскольку в данном случае деформируются тела не шарообразные, а имеющие изначально в сечении эллиптическую форму, то, %,

$$D = \sqrt{\frac{K_n}{K_0}} \cdot 100,*$$

где K_0 – коэффициент сплющивания эллипса до деформации; K_n – коэффициент сплющивания эллипса после деформации.

Встает вопрос, какую величину K_0 следует принять для расчетов? Проблема осложняется также некоторым изначальным увеличением сплющивания лавовых подушек от кровли к подошве лавовых потоков. Отсюда, если детализировать статистическую информацию, можно получить уже не наложенную структурную зональность, а аномалии, отвеча-

*Формулу по просьбе автора вывел В.Н. Кожевников.

Рис. 3. Структурная зональность Семченского трога, выраженная в изолиниях коэффициента сплющивания лавововых подушек. Вариант, рассчитанный на ЭВМ.

1 – ятулий; 2 – сумий и сариолий нерасчлененные; 3 – лопий; 4 – комплекс основания; 5 – габбро-диориты Семченской интрузии; 6 – диориты; 7 – граница зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций: а – установленная, б – предполагаемая, перекрытая сумий-сариолийскими и ятулийскими образованиями; 8 – модальные значения K по выборке (обнажению или группе рядом расположенных обнажений); 9 – изодеформационные линии, выраженные в значениях коэффициента K: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – ограничения глыб фундамента.

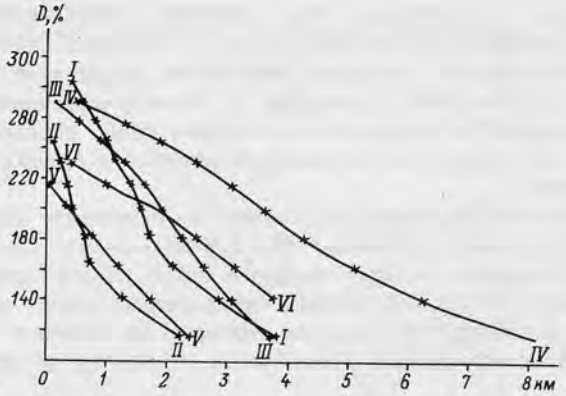


Рис. 4. Кривые нарастания степени деформированности пород лопия по мере приближения к Койкарской глыбе.

Положение разрезов показано на рис. 3.

ющие простиранию лавовых потоков. И такие аномалии местами „просвечивали" сквозь полученную картину, их пришлось убирать путем осреднения данных (графический метод) или регулированием „скользящего окна" (при расчетах на ЭВМ). Отсюда для наших целей желательно добиваться большей равномерности информации по площади, но существенно повышать плотность информации бессмысленно.

При оценке K_0 учитывалось, что для неметаморфизованных шаровых лав Малого Кавказа $K = 1.4-1.6$; для четвертичных вулканитов Камчатки в большинстве случаев варьирует в пределах 1.2-1.4, но иногда превышает 2,0; для метаморфизованных и деформированных базальтов ятулия не превышает 2.0. Эта информация позволила для наших расчетов принять $K_0 = 1.5$. Соответствующие величины деформации, выраженные в процентах, отвечающие целым значениям K_n от 1 до 12, приведены в таблице. Изменение K_0 от кровли к подошве лавовых потоков не учитывалось.

Интерпретация полученной информации. Вся совокупность фактов свидетельствует о неразрывной генетической связи структурной зональности, в частности выраженной нарастанием деформации пород, с метаморфической зональностью и отражает следующую систему причинно-следственных связей: повышение температуры ⟶ падение вязкости (повышение текучести) ⟶ ⟶ нарастание деформации ⟶ повышение градиента скоростей течения ⟶ достижение предела структурной реализации вращатель-

K_n...	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
D, %...	115	141	163	182	200	216	231	245	258	271	283

ных моментов, отражающееся в развитии складок послойного течения сначала первой, потом второй генерации. Это значит, что структурные формы, определяющие зональность, развиваются в условиях прогрессивного метаморфизма и составляют так называемый восходящий структурный ряд.

Отсюда следует, что карты изодеформационных линий отражают опосредованную через вязкость (текучесть) плотность теплового потока. С таким заключением согласуется субсогласное расположение изодеформационных линий и фронтов распространения структурных форм с границей между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями. С этих позиций находит объяснение и экспоненциальная зависимость, которую можно рассматривать как отражение кондуктивной формы теплопередачи: известно, что температура в сплошной среде по мере приближения к источнику тепловой энергии возрастает по экспоненте. Но такая интерпретация не является единственно возможной. Как было показано М.М. Погребицким с соавторами [5], а позднее подтверждено В.К. Кучаем [2], степень деформированности пород, оцененная по густоте трещин, по мере приближения к поверхности сместителя (разрыву), также возрастает по экспоненте. Таким образом, за экспоненциальной зависимостью могут стоять или форма теплопередачи, или изменение степени деформированности пород в зоне динамического влияния разлома, или оба названных явления вместе взятые.

Носителем тепловой энергии выступают глыбы ремобилизованного комплекса основания: об этом свидетельствует повсеместное нарастание метаморфизма и деформации по направлению к их контактам. С этих позиций находят удовлетворительное объяснение участки, где структурные зоны субсогласно описывают контуры глыб. Но как объяснить структурно-метаморфические ареалы, ориентированные под углом к ограничениям трога? Попытка связать наиболее крупный из них с интрузией габбро-диоритов как с дополнительным источником тепла, оказалась несостоятельной. Во-первых, по мере удаления от комплекса основания вдоль западного контакта интрузии габбро-диоритов коэффициент K медленно, но неуклонно снижается и наконец достигает фоновых значений. Во-вторых, в ряде случаев изодеформационные линии никак не реагируют на контакт с интрузией и упираются в него под различными углами. По-видимому, габбро-диориты не контролируют структурно-метаморфический ареал, хотя и находятся с ним в некоторой опосредованной связи.

Совокупность геологической информации дает основание связывать структурно-метаморфические ареалы, ориентированные поперек трога, с зоной долгоживущего разлома, который в свою очередь контролировал и интрузию габбро-диоритов, и зоны перманентно возобновляющегося брекчирования, приведшего, в частности, к эруптивным соотношениям габбро-диоритов с вмещающими вулканитами.

Тепловой поток, поступающий от ремобилизированного комплекса основания, экранировался троговым комплексом, обладавшим вы-

сокой эффективной теплоемкостью, обусловленной, в частности, низким метаморфизмом: значительная часть тепла поглощалась в ходе реакций дегидратации. В этих условиях фронт метаморфической перекристаллизации и следующие за ним структурные преобразования продвигались внутрь трога, оставляя за собой структурно-метаморфическую зональность. В зонах крупных разломов они продвигались быстрее и продвинулись значительно дальше, чем на соседних участках, что обусловило структурно-метаморфические ареалы, ориентированные под углом к ограничениям трога. Такое представление об условиях развития структурно-метаморфической зональности хорошо согласуется с экспериментальными данными [3, 4]. Рассмотренный материал позволяет сделать еще один вывод, имеющий принципиальное значение для геологии метаморфизма. Зоны крупных разломов, отличающиеся, как известно, повышенным уровнем сдвиговых деформаций, обнаружили более высокую теплопроводность, чем вещественные комплексы вне зон разломов. Это значит, что сдвиговые деформации существенно повышают теплопроводность горных масс.

Литература

1. Байкова В.С. Метаморфизм пород нижнего комплекса. Ранний этап метаморфизма // Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Карелии. Л., 1978. С. 80-106.

2. Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тяньшаня. М., 1983. 208 с.

3. Миллер Ю.В. Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88-96.

4. Миллер Ю.В. Экспериментальное исследование структурной зональности, связанной с послойным сдвиговым течением // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М., 1985. С. 196-204.

5. Погребицкий М.М., Рац М.В., Чернышев С.Н. О зависимости густоты тектонических трещин от расстояния до разрыва // Докл. АН СССР. 1971. Т. 201, № 4. С. 927-930.

6. Рыбаков С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980. 136 с.

7. Anhaeusser C.R. The geology of the Sheba Hills area of the Barberton Mountain Land, South Africa // Univ. Witwatersrand, Econ. Geol. Res. Inf. Circ. 1974. Vol. 94.

8. Ramsay J.G. Structural investigations in the Barberton Mountain Land, Eeastern Transvaal // Trans. Geol. Soc. South Africa. 1963. Vol. 66. P. 353-398.

9. Wit M.J. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton Greenstone Belt // J. Struct. Geol. 1982. Vol. 4, nr 2. P. 117-136.

М.А. Гончаров

АСИММЕТРИЯ СКЛАДОК И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Как известно, существует несколько морфологических, кинематических и генетических типов складчатости. Ниже речь пойдет только об одном из них – о полной (голоморфной) складчатости. Этому морфологическому типу в кинематической классификации отвечает складчатость общего смятия по В.В. Белоусову [1] или складчатость регионального сжатия по В.Е. Хаину и А.Е. Михайлову [11], т.е. складчатость, типичная для геосинклинальных складчатых областей и формирующаяся под действием продольного по отношению к слоистости сжатия. Этот тип складчатости характерен и для докембрийских, в разной степени метаморфизованных комплексов, с тем существенным дополнением, что продольному сжатию в них может подвергаться не только первичная слоистость, но и ее вторичные эквиваленты – сланцеватость и полосчатость.

Понятие о продольном сжатии включает самые разнообразные ситуации в зависимости от первоначального залегания деформируемой слоистости или ее вторичных эквивалентов. Например, продольное сжатие может осуществляться в вертикальном направлении, когда вторичные сланцеватость или полосчатость залегают вертикально; в этом случае формируются лежачие складки. Однако, нисколько не умаляя общности рассмотрения вопроса, мы будем ниже анализировать главным образом наиболее часто встречающуюся ситуацию – горизонтальное сжатие. Это сильно упростит дальнейшее изложение.

Представление о продольном горизонтальном сжатии, в результате которого образуется складчатость общего смятия, является лишь первым приближением. При этом оно отражает даже не средний, а крайний случай. А именно, строго горизонтальное сжатие горизонтально залегающей слоистости, когда ось максимального сжатия также горизонтальна. В таком поле напряжений должны формироваться вертикальные симметричные складки. Другой крайний случай – это максимальное сжатие поперек слоистости (например, горизонтальное сжатие вертикальной слоистости или вертикальное сжатие горизонтальной слоистости). В этом поле напряжений слои испытывают растяжение и, как следствие, тектоническое разлинзование или будинаж более вязких слоев. Вся же гамма промежуточных случаев, когда ось максимального сжатия орентирована косо по отношению к слоистости, на сегодняшний день изучена явно слабо как теоретически, так и экспериментально.

Однако в складчатых областях прямые симметричные складки, равно как и тектоническое разлинзование и будинаж без складчатости, встречаются редко. Гораздо чаще складки бывают наклонные и опрокинутые вплоть до лежачих, т.е. обладают вергенцией. Невертикальное положение их осевых плоскостей сплошь и рядом сочетается с несимметричностью крыльев складок относительно этих плоскостей. Почти повсеместная вергенция и асимметрия складок наводит на

мысль, что в складчатых областях типичны поля напряжений отмеченного выше промежуточного типа, которые ниже для краткости именуются „косым сжатием".

Вопрос об асимметрии складок и ее происхождении в новейших руководствах по структурной геологии [1] и геотектонике [11] не рассматривается, а в монографиях, посвященных складкообразованию [6, 7, 10, 12, 13 и др.], освещается лишь попутно с анализом других аспектов проблемы. Поэтому имеет смысл рассмотреть этот вопрос в морфологическом аспекте, прежде чем переходить к трактовке генезиса асимметрии складок.

Признаки асимметрии складок. Рассмотрение признаков асимметрии складок удобно осуществить в рамках понятия о складчатых доменах (участках). Это понятие возникло в рамках структурной геологии метаморфических комплексов. Домен – это условное геологическое тело, т.е. тело, имеющее не естественные, а лишь принятые для удобства анализа границы. Домен содержит некоторое количество однородных (по размерам, степени сжатости, углу наклона осевой плоскости и шарнира, форме замка и пр.) складок одного этапа (генерации), сформированных в едином поле напряжений.

В качестве условных границ домена в сечении, перпендикулярном шарнирам складок, удобно принять две пары параллельных линий. Одна пара параллельна зеркалу, другая – осевым плоскостям складок (рис. 1). Иными словами, домен представляет собой параллелограмм. В процессе складчатой деформации форма параллелограмма меняется, но его площадь остается неизменной (при обычном предположении о постоянстве объема пород и отсутствии удлинения или укорочения вдоль шарниров складок). Из этого, в частности, следует, что расстояния между смежными осевыми плоскостями в процессе деформации уменьшаются в одно и то же количество раз [4, 12]. В самом начале деформации границы домена параллельны слоистости, с одной стороны, и осевым плоскостям зарождающихся складок и секущему слоистость кливажу – с другой [6]. В частном случае начальный домен представляет собой прямоугольник (рис. 1), хотя, как будет показано ниже, это совсем не обязательно. Таким образом, начальный домен как бы вырезается параллельно естественной сетке, образованной слоистостью и секущими ее зарождающимися плоскостями складок и кливажем. Это обстоятельство в перспективе может быть положено в основу метода количественной оценки складчатой деформации [6], более универсального, чем операции с деформированными включениями и т.п.

Практика структурных исследований в складчатых областях показывает, что домены редко представляют собой прямоугольники. Гораздо чаще это параллелограммы, т.е. зеркало складок, как правило, не перпендикулярно осевым плоскостям последних [4].

Таким образом, наиболее общим признаком асимметрии складчатости является несимметричность складчатого домена, т.е. его „скошенность" относительно нормали к зеркалу складок. Чисто геометрически можно показать, что „косой" домен содержит внутри исключительно асимметричные складки [4].

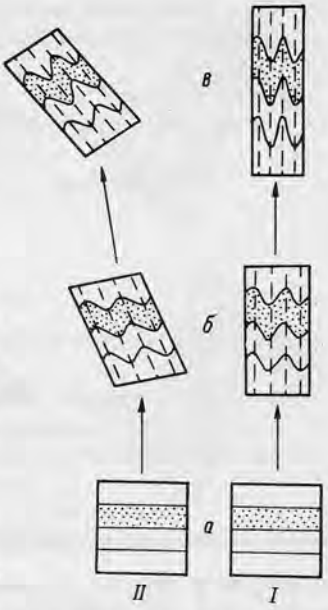


Рис. 1. Изменение формы доменов в процессе складкообразования.

Сплошные линии – слоистость, прерывистые – осевые плоскости складок; I – прямоугольный домен с симметричными складками; II – косоугольный домен с асимметричными складками.

Однако на асимметрию складок обратили внимание сравнительно недавно. Еще лет 20 назад считалось, что, несмотря на широко развитую вергенцию складок, последние симметричны относительно их осевой плоскости. В тогдашних руководствах по общей и структурной геологии осевая плоскость нередко определялась как биссекторная, делящая угол складки пополам (подробнее см. в [4]). Однако теперь положение изменилось. Выяснилось, что в природных складчатых областях сплошь и рядом распространены именно асимметричные складки. В качестве примера можно привести результаты поиска, произведенного А.Г. Малюжинцем во время совместной с автором работы в складчатой области Таласского хребта (Северный Тянь-Шань). Поиск заключался в выборе симметричных складок для последующего анализа механизма их образования, поскольку симметрия складок сильно упрощает такой анализ. Однако таких складок не оказалось. Все хорошо обнаженные складки оказались асимметричными.

Асимметрия складок характеризуется следующими признаками [2, 4, 6] (рис. 2), которые могут присутствовать порознь или совместно.

1. Неравная длина противоположных крыльев.

2. Неодинаковая мощность слоев на противоположных крыльях и как следствие – неравенство углов между этими крыльями и осевой плоскостью: синусы этих углов пропорциональны мощности слоев [4].

3. Различные соотношения кливажа со слоистостью на противоположных крыльях. Возможны следующие варианты:

а) разная величина угла между кливажем и слоистостью (большая на более толстом крыле);

б) разная степень преломления (рефракции) кливажа в слоях разного состава (бóльшая на более толстом крыле);

в) сочетание секущего слоистость кливажа на толстом крыле с параллельным слоистости кливажем на тонком крыле.

4. Разное проявление на противоположных крыльях других малых структурных форм:

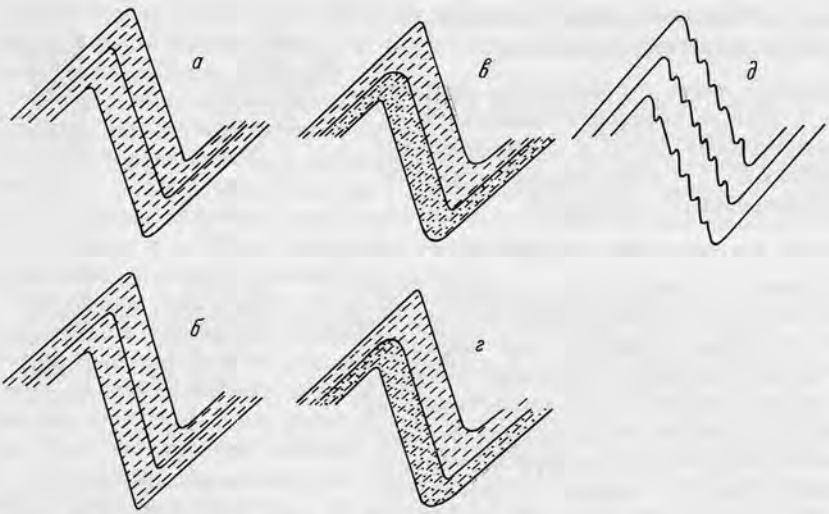


Рис. 2. Признаки асимметрии складок.

Пояснения в тексте. Точками обозначен более вязкий слой, прерывистыми линиями – кливаж.

а) осложненность только толстого крыла более мелкими складками;

б) тектоническое разлинзование и будинаж слоев только на тонком крыле.

Подробное описание деталей морфологии и других особенностей асимметричных складок содержится в работе [8].

Для возможно более полного количественного описания степени асимметрии складок можно воспользоваться предложенной в свое время автором [5] матричной математической моделью складчатой структуры. Суть операций над некоторой структурной поверхностью, изображенной на геологическом разрезе в виде изогнутой в складки кривой, состоит в следующем.

1. Выделение на кривой границ между антиклиналями и смежными синклиналями – точек перегиба, в которых изменяется знак кривизны.

2. Выделение в пределах каждой складки точки шарнира – точки максимальной кривизны, разделяющей крылья.

3. Нумерация точек шарниров вдоль кривой.

4. Выбор основной системы координат xZ и единицы длины в ней.

5. Определение координат занумерованных точек x_i , z_i в системе xZ .

6. Расположение в каждой из определенной таким способом точке начала своей системы координат $x_i z_i$. Ось x_i – касательная к кривой, ее положительное направление – в сторону нумерации складок. Положительное направление оси z_i – в сторону более молодого слоя.

7. Определение угла поворота θ_i системы координат $x_i z_i$ относительно основной системы xz ; отсчитывается против часовой стрелки.

8. Аппроксимация каждого из крыльев i-й складки функцией $z = \alpha_{ij} x^{b_{ij}}$, заданной на отрезке $[0, d_{ij}]$ в системе координат $x_i z_i$. $j = 1\ (2)$ для левого (правого) крыла.

9. Представление каждой i-й складки в виде матрицы:

$$M_i = \begin{pmatrix} x_i & \alpha_{i1} & \alpha_{i2} \\ z_i & b_{i1} & b_{i2} \\ \theta_i & d_{i1} & d_{i2} \end{pmatrix}.$$

10. Представление всей последовательности складок на разрезе в виде последовательности матриц $(M_1, M_2, \ldots, M_i, \ldots)$.

Элементы матрицы M_i имеют следующий геологический смысл:

а) x_i и z_i определяют положение шарнира i-й складки;

б) θ_i отражает направление и величину вергенции (опрокинутости) складки – наклон ее осевой плоскости;

в) d_{ij} характеризует размер j-го крыла складки;

г) α_{ij} определяет степень сжатости j-го крыла относительно осевой плоскости;

д) b_{ij} отражает форму j-го крыла складки. При $b_{ij} = 1$ крыло прямое; при возрастании b_{ij} оно сначала становится дуговидным, а затем коробчатым.

При $d_{i1} = d_{i2}$, $\alpha_{i1} = \alpha_{i2}$ и $b_{i1} = b_{i2}$ складка симметрична. Различие в значениях хотя бы одного из этих показателей является признаком асимметрии складки.

Для обозначения стиля асимметрии складок имеет смысл связать его с направлением вергенции. На рис. 1, б верхняя часть левого домена скошена влево относительно его нижней части. В результате вергенция складок также направлена налево. Чтобы стиль асимметрии также именовать „левым", нужно назвать его по более коротким и более толстым крыльям антиклиналей, которые в данном сечении также являются левыми. Если иметь в виду страны света, то, например, северной асимметрией обладает складчатость, у которой северные крылья антиклиналей являются более короткими и (или) более толстыми и (или) обладают признаками, описанными выше и отображенными на рис. 2. Последнее означает, что у северных крыльев антиклиналей больший угол с осевой плоскостью, больший угол кливажа со слоистостью, большая степень преломления кливажа в слоях разного состава, осложненность более мелкими складками и отсутствие тектонического разлинзования и будинажа слоев по сравнению с противоположными, южными крыльями.

Стиль асимметрии складок, как и направление их вергенции, обычно выдерживаются на протяжении складчатых участков (доменов) или даже в целых складчатых зонах. Стиль асимметрии, как правило, соответствует направлению вергенции (в рассмотренном случае оба – левые, см. рис. 1, б). Это потому, что оба явления возникают в процессе одних и тех же складчатых движений. Однако направле-

ние вергенции может измениться на противоположное в процессе постскладчатых (например, неотектонических) движений. Это особенно актуально для раннедокембрийских комплексов, слагающих фундамент позднедокембрийских и фанерозойских геосинклиналей, поскольку в процессе развития этих геосинклиналей блоки фундамента могут испытывать поворот с изменением направления вергенции раннедокембрийских складок. Стиль же асимметрии складок как бы „консервируется" и поэтому дает более однозначную информацию о собственно складчатых движениях.

Происхождение асимметрии складок. В литературе высказывается пока единое мнение по этому вопросу. Считается [6, 12, 13 и др.], что асимметричные складки и слагаемые ими „косоугольные" домены формируются в обстановке „косого сжатия", когда ось максимального сжатия ориентирована косо по отношению к первичной слоистости или ее вторичным эквивалентам – сланцеватости или метаморфической полосчатости. Это поле напряжений может быть представлено как сочетание сжатия и сдвига, параллельных той плоскостной текстуре, которая сминается в складки. Сжатие создает складки, действуя по нормали к их осевым плоскостям, а сдвиг придает складкам вергенцию и асимметрию, действуя параллельно их зеркалу.

А.Н. Казаков подразделяет асимметричные складки на две категории – независимые и зависимые (дополнительные) [7]. Имеется в виду зависимость от более крупных структур, например, расположение мелких асимметричных складок на крыльях более крупных. Соответственно можно выделить два типа косого сжатия при образовании этих складок [12]. Первый тип – это воздействие горизонтального сжатия в сочетании с горизонтальным сдвигом на горизонтально залегающую слоистость; при этом формируются асимметричные складки с горизонтальным зеркалом. Второй тип представляет собой воздействие горизонтального сжатия на наклонную слоистость на крыле более крупной складки, которое в результате осложняется мелкими асимметричными складками, как бы „набегающими" на это крыло (раньше их называли „складками волочения").

Формирование складок второго типа довольно подробно описано В.В. Эзом [12] на основе предположения о более раннем начале формирования более крупных складок. Однако вопрос о более раннем формировании крупных или мелких складок пока далек от окончательного разрешения [13]. Кроме того, асимметричные мелкие складки могут осложнять крылья более крупных симметричных складок; в таком случае асимметрия складок не несет в себе никакой информации о складчатых движениях более крупного масштаба. Поэтому ниже мы сосредоточим внимание на складках первого типа, происхождение асимметрии которых автор уже частично затрагивал [6].

Получить складки этого типа чисто геометрическим путем не составляет труда (рис. 1). Сначала нужно исходный домен с горизонтальной слоистостью (а) подвергнуть горизонтальному сжатию; при этом образуются прямые симметричные складки с горизонтальным зеркалом (б, правый домен). Затем подвергнуть домен левому

горизонтальному сдвигу, в результате чего складки приобретут левую вергенцию и асимметрию, а зеркало останется горизонтальным (в, левый домен, который надо мысленно повернуть по часовой стрелке до горизонтального положения зеркала). Весьма существенно то, что равенство расстояний между осевыми плоскостями смежных антиклиналей и синклиналей, характерное для прямых симметричных складок, сохраняется и при превращении их в асимметричные [4, 12]. В то же время у природных складок довольно часто имеет место неравенство этих расстояний. А именно, у более коротких и (или) более толстых крыльев это расстояние меньше, чем у противоположных более длинных и (или) более тонких крыльев складок. Это наводит на мысль, что осевые плоскости асимметричных складок с самого начала их возникновения закладываются на неравных расстояниях друг от друга, а тем самым и сами складки с самого начала являются асимметричными. Но это возможно только тогда, когда с самого начала горизонтальное сжатие сочетается с горизонтальным сдвигом, т.е. ось максимального сжатия не горизонтальна. Но если это так, то и осевые плоскости складок, которые ориентированы по нормали к этой оси, должны с самого начала быть наклонными, т.е. с самого начала возникает не только асимметрия, но и вергенция складок.

Эти теоретические рассуждения подтверждены экспериментально [14]. В этих экспериментах горизонтально-слоистые модельные образцы подвергались горизонтальному сжатию в сочетании с горизонтальным сдвигом. В результате возникли асимметричные складки, у которых еще при их зарождении осевые плоскости были наклонены в соответствующую направлению сдвига сторону, а расстояния между смежными плоскостями были меньше у более коротких крыльев.

В свете этих рассуждений и экспериментов можно объяснить и различия в расположении кливажа на противоположных крыльях асимметричных складок. В случаях только секущего кливажа (рис. 2, а, в) развитие складок можно представить следующим образом (рис. 3). Существует много данных о том, что кливаж закладывается в самом начале складчатой деформации [1, 2, 6 и др.]. А именно на той стадии, когда еще нет складок и слои испытывают лишь равномерное продольное укорочение. Поскольку кливаж зарождается по нормали к оси максимального сжатия, то в случае косого сжатия он с самого начала ориентируется косо по отношению к слоистости. В процессе последующего зарождения и развития асимметричных складок сохраняется или усиливается различие в расположении кливажа на их противоположных крыльях.

В случаях параллельного слоистости кливажа на одном из крыльев (рис. 2, б, г) имеются основания предполагать, что ось максимального сжатия была ориентирована под столь большим углом по отношению к слоистости, что на более длинном и тонком крыле кливажу было „энергетически выгоднее" с самого начала располагаться параллельно слоистости. В чем причина этой „выгоды", пока неясно. Для этой ситуации часто характерно резкое, иногда двукрат-

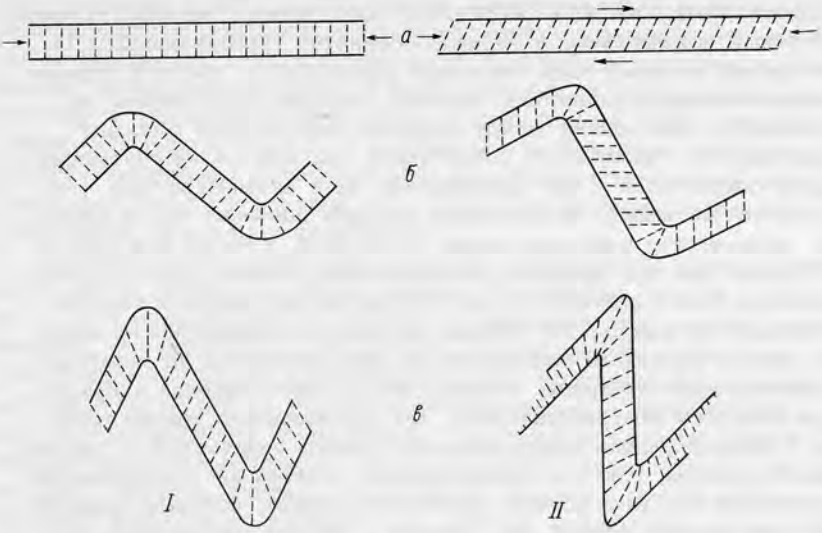


Рис. 3. Сочетание горизонтального сжатия с горизонтальным сдвигом („косое сжатие") как причина развития асимметрии складок и различия в ориентировке кливажа на их противоположных крыльях.

Слева для сравнения показано развитие симметричных складок по схеме Н.Б. Лебедевой (см. в [1]). Прерывистыми линиями обозначен кливаж.

ное [2] утонение крыла складки, на котором развит кливаж, параллельный слоистости. Для сильно асимметричных лежачих складок 1-го этапа деформационного цикла в метаморфических комплексах также характерна сланцеватость, параллельная длинным крыльям этих складок [7, 10]. Поскольку эти складки развиты по разрезу и латерали локально и представляют собой как бы „складчатые всплески" (состоящие из пары сопряженных антиклинали и синклинали) на фоне ненарушенного залегания слоистости или метаморфической полосчатости, то неудивительно, что такое залегание сопровождается параллельно ориентированной сланцеватостью. Это одно из возможных объяснений того, что почти повсеместно (за исключением „всплесков") в докембрийских метаморфических комплексах сланцеватость первой генерации параллельна слоистости или ее эквиваленту – метаморфической полосчатости.

Иногда стиль асимметрии складок по „складчатым" и „кливажным" признакам различается. Например, складки, осложняющие противоположные крылья более крупной структуры, по расположению кливажа могут иметь одинаковый (например, северный), а по длине крыльев – разный стиль (например, северный на южном крыле крупной антиклинали и южный на ее северном крыле). Такие соотношения наблю-

дались автором в упомянутой выше складчатой области Таласского хребта. Это свидетельствует о начале формирования кливажа до начала становления крупной структуры в общем поле напряжений косого сжатия. Мелкие же складки образуются одновременно с крупной структурой; поля напряжений на ее противоположных крыльях (направление сдвига вдоль слоистости) при этом различаются.

Относительная роль сдвиговой составляющей в общей деформации косого сжатия может быть в первом приближении оценена по степени асимметрии складок. Количественная мера последней – угол между осевыми плоскостями складок и их зеркалом: чем больше этот угол отличается от прямого, тем больше степень асимметрии [7], тем больше „скошен" складчатый домен. Опыт работы в складчатой области Таласского хребта показал, что можно выделить три качественные градации степени асимметрии складок. Слабая асимметрия выражается лишь в неодинаковом угле кливажа с осевой плоскостью на противоположных крыльях. При средней степени асимметрии добавляется неравенство мощностей слоев и их углов с осевой плоскостью на противоположных крыльях; при этом часто на тонком крыле кливаж параллелен слоистости. Сильная асимметрия выдвигает на первый план резко различную длину противоположных крыльев и малый угол между осевой плоскостью и зеркалом; крайним случаем являются локальные лежачие складки 1-го этапа деформационного цикла, упомянутые выше.

Если считать по традиции, что складки образуются лишь тогда, когда ось максимального сжатия образует с первоначальной слоистостью угол не более 45°, то можно диапазон возможных углов разделить на три равные части и в первом приближении считать, что слабой асимметрии отвечает угол в диапазоне от 0 до 15°, средней – от 15 до 30°, а сильной – от 30 до 45°. Однако недавние эксперименты Ю.В. Миллера [10] как будто бы свидетельствуют о том, что сильно асимметричные складки формируются и при углах между осью сжатия и слоистостью, превышающих 45°. Так что этот вопрос требует дополнительного рассмотрения.

Выявление различной степени асимметрии лежачих складок в докембрийских метаморфических комплексах может способствовать выяснению их генезиса, который пока остро дискуссионен. Если асимметрия слабая, а зеркало складок (на соответствующем этапе, со „снятием" последующих генераций складок!) субвертикально, то лежачие складки можно считать результатом вертикального сжатия первоначально вертикальной плоскостной текстуры (сланцеватости или полосчатости), в соответствии со взглядами В.В. Эза [12]. Если же асимметрия сильная, то они скорее всего возникают путем деформации первоначально горизонтальной слоистости или полосчатости, по А.Н. Казакову [7], Ю.В. Миллеру [10] и др.

Теоретическое значение изучения асимметрии складок. Выше уже разбирались отдельные аспекты этого вопроса. Кратко суммируем их.

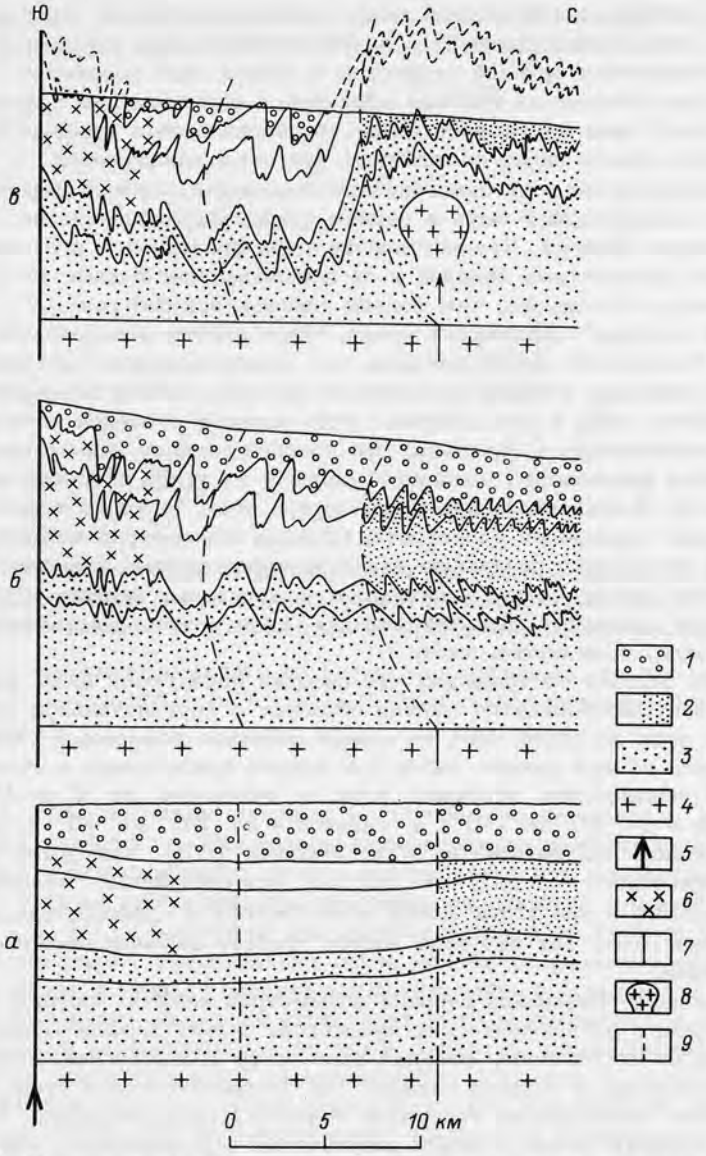


Рис. 4. Этапы становления складчатой структуры Таласского хребта.

На этапе „б" средняя известняковая толща опережает в своем течении в южном направлении подстилающую и перекрывающую терригенные толщи, вызывая в последних вергенцию и асимметрию складок противоположного направления.

Толщи (1–3): 1 – верхняя терригенная; 2 – известняковая, в северной части более терригенная; 3 – нижняя терригенная; 4 – крис-

Во-первых, асимметрия складок является индикатором предскладчатого поля напряжений – косого сжатия слоистости или ее вторичных эквивалентов. Это позволяет выйти за рамки укоренившегося представления о том, что слои могут подвергаться либо продольному, либо поперечному сжатию (в последнем случае в сочетании с продольным растяжением), и анализировать всю гамму промежуточных ситуаций.

Во-вторых, по степени асимметрии лежачих складок 1-го этапа деформационного цикла в докембрийских метаморфических комплексах можно более уверенно диагностировать их генезис.

В-третьих, различное положение кливажа на противоположных крыльях асимметричных складок предоставляет дополнительную информацию о генезисе самого кливажа и времени его возникновения. В частности, обращает на себя внимание парагенетическая связь кливажа (или сланцеватости), параллельного слоистости (или метаморфической полосчатости), с резкой асимметрией складок, его приуроченность к длинным и (или) тонким крыльям этих складок.

Помимо этого, выявление стиля асимметрии и связанной с ней вергенции складчатости дает в руки исследователя существенную информацию о складчатых движениях более крупного масштаба. Рассмотрим частный случай горизонтального зеркала складчатости. Если при этом установлена, например, северная вергенция и асимметрия, то возможны два альтернативных варианта горизонтального сдвига, обусловливающего возникновение вергенции и асимметрии данного направления.

1. При горизонтальном сокращении слоистой толщи ее северное ограничение неподвижно, а южное смещается к северу. Горизонтальный же сдвиг обусловлен тем, что верхние части толщи в своем движении к северу опережают нижние. Но тогда мы вправе ожидать на севере в верхней части толщи более интенсивную складчатость, чем в нижней части толщи.

2. При горизонтальном сокращении толщи неподвижно ее южное ограничение, а северное смещается к югу. Горизонтальный сдвиг возник потому, что нижние части толщи в своем движении к югу опережают верхние. В этом случае мы вправе ожидать на юге в нижней части толщи более интенсивную складчатость, чем в верхней части толщи.

В качестве примера приведем упоминавшуюся выше складчатую область Таласского хребта Северного Тянь-Шаня. Позднедокембрий-

---

таллический фундамент; 5 – повышенный тепловой и флюидный поток в зоне глубинного Главного Таласского разлома; 6 – часть известняковой толщи, в которой в результате повышенного теплового потока и метаморфизма известняки стали более текучими, чем терригенные породы; 7 – разлом в фундаменте, контролировавший распределение осадочных фаций, местоположение антиклинория и внедрение аллохтонных гранитоидов (8); 9 – условные первично вертикальные линии – индикаторы горизонтальных перемещений и ориентировки осевых плоскостей складок в процессе складкообразования.

ский зонально-метаморфический комплекс сложен здесь тремя толщами: нижней терригенной, средней известняковой и верхней терригенной (подробнее см. в [6]). Оказалось, что для нижней терригенной толщи характерна южная вергенция и асимметрия складчатости, а для верхней терригенной - северная (рис. 4). Такое различное для разных горизонтов комплекса направление горизонтального сдвига нельзя объяснить иначе, чем движением (течением) к югу средней известковой толщи, опережающим движение подстилающей и покрывающей ее терригенных толщ. В этом случае мы должны ожидать максимальную интенсивность складчатости в южной части известняковой толщи, что и подтвердилось. Это совпадение предсказанного и фактического, наряду с другими особенностями складчатой структуры и горизонтально-однородного метаморфизма, воспроизведенными экспериментально, позволило сделать вполне определенные выводы о причинах и механизме складкообразования в данной области [6], но это уже выходит за рамки статьи.

Математическое моделирование складкообразования в слоистых средах и эксперименты со слоистыми модельными образцами показывают, что развитие деформаций в слоистой толще неизбежно ведет к формированию практически повсеместных „косоугольных" доменов, а тем самым к резкому преобладанию асимметричной складчатости [6].

Практическое значение изучения асимметрии складок. Выявление асимметрии складок может способствовать более продуктивному проведению геологической съемки и поисков полезных ископаемых, в том числе (а может быть, и в особенности) в докембрийских метаморфических комплексах. Более конкретно:

1. Стиль и степень асимметрии мелких складок в отдельных изолированных обнажениях являются основанием для прогноза местоположения и формы более крупных структур, осложненных мелкими асимметричными складками и не выявляемых непосредственно вследствие плохой обнаженности. Например, северная асимметрия мелких складок указывает на их расположение на южном крыле более крупной антиклинали, а их слабая (сильная) асимметрия на пологое (крутое) залегание этого крыла.

2. По ориентировке осевой плоскости мелкой складки и степени ее асимметрии можно реконструировать ориентировку в пространстве зеркала складок в данной точке и нанести эту ориентировку (элементы залегания) на карту, на которой сами складки и элементы залегания слоев на их крыльях из-за масштаба карты изобразить невозможно [4].

3. По стилю асимметрии складок можно реконструировать направление их вергенции во время складкообразования, если это направление изменилось на противоположное в процессе последующих тектонических движений.

4. Слоистый массив, смятый в асимметричные складки, представляет собой пакет ритмично чередующихся геологических тел - пластин, ограниченных осевыми плоскостями смежных складок [4]. Ритмичность чередования обусловлена указанными выше признаками

отличия противоположных крыльев складок. В частности, параллельность слоистости и кливажа на длинных и тонких крыльях складок способствует концентрации в сложенных этими крыльями пластинах месторождений кровельных сланцев [3], а значительный угол между слоистостью и кливажем на коротких и толстых крыльях облегчает проникновение в сложенные этими крыльями пластины рудоносных растворов и формирование рудных тел [9]. Не исключено, что при различной степени деформации и метаморфизма в смежных пластинах и затушевании первичной слоистости пакет таких пластин может походить на ритмично чередующиеся в разрезе пачки слоев и поэтому ошибочно трактоваться как стратифицируемый первично-слоистый. Это ошибка более высокого ранга, чем в тех случаях, когда за первичную слоистость принимается вторичная полосчатость, параллельная осевым плоскостям складок; о последнем неоднократно предупреждал В.В. Эз [12].

Таким образом, асимметрия складок характеризуется комплексом взаимосвязанных и взаимно обусловленных признаков и возникает в поле напряжений „косого сжатия", когда ось максимального сжатия направлена под углом к слоистости или ее вторичным эквивалентам (сланцеватости или метаморфической плосчатости). При структурных исследованиях, в том числе в областях развития докембрийских метаморфических комплексов, асимметрии складок уделяется явно недостаточное внимание. В то же время изучение этого явления имеет как теоретическое значение (выявление предскладчатого поля напряжений, генезиса лежачих складок, происхождения кливажа и времени его возникновения, выяснение характера складчатых движений крупного масштаба), так и практическое применение при геологическом картировании и поисках полезных ископаемых.

Литература

1. Белоусов В.В. Основы структурной геологии М.: Недра, 1985. 207 с.

2. Гончаров М.А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Зилаирского синклинория) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Вып. 4. С. 22-41.

3. Гончаров М.А. Характер кливажа - критерий поисков и разведки месторождений кровельных сланцев на восточном крыле Зилаирского синклинория (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1964. № 2. С. 39-42.

4. Гончаров М.А. К вопросу о геометризации складчатой структуры (в связи с изучением складок, обладающих двумя видами асимметрии) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Вып. 1. С. 83-99.

5. Гончаров М.А. Математическая модель складчатой структуры // Геология и геофизика. 1971, № 4. С. 117-123.

6. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.

7. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 239 с.

8. Кудрин С.Н. О складках волочения в толщах Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье)// Тр. Иркутск. политехн. ин-та. Сер. геол. 1971. Вып. 60. С. 13-32.

9. Кудрин С.Н. О некоторых особенностях строения кливажа и его рудоконтролирующей роли в слоистых толщах Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье)// Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск: Иркутск. политехн. ин-т, 1985. С. 70-80.

10. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.

11. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.

12. Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.

13. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.

14. Hoeppener R., Brix M., Vollbrecht A. Some aspects of the origin of fold-type fabricstheory, experiments and field applications// Geol. Rundschau. 1983. Bd. 72, H. 3. S. 1167-1196.

Ю.Н. Кошевой

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ДЕФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПО ГЕОМЕТРИИ ПРОФИЛЬНЫХ СЕЧЕНИЙ СКЛАДОК (НА ПРИМЕРЕ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА)

Ильменогорский гнейсово-мигматитовый комплекс является частью сысертско-ильменогорского блока допалеозойского фундамента среди палеозойских эвгеосинклинальных образований восточного склона Урала. Комплекс сложен в различной степени мигматизированными кристаллическими сланцами (преимущественно амфиболитами и гнейсами) - продуктами регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций - и пространственно сопряженными с ними магматическими и метасоматическими образованиями [1, 3, 6-9]. В структурном отношении комплекс представляет собой пакет тектонических блоков-пластин с очень сложной изоклинально-складчатой внутренней структурой и отчетливой вторичной кливажной анизотропией S_n *. Наблюдения за складками, выявление их возрастных взаимоотношений и ориентировки в пространстве, законов рассеивания текстурных элементов при складчатых наложениях позволяют дифференцировать структуру комплекса на элементарные составляю-

*Использована общепринятая в структурном анализе индексация: D - этап деформации, F - складки, S - плоскостные текстуры.

щие – структурные формы различных возрастных генераций. Каждая генерация складок отвечает отдельным этапам деформации, временна́я последовательность которых является основой для структурно-возрастной шкалы. Структурно-возрастная шкала ильменогорского комплекса включает как минимум шесть этапов – D_m, D_{m+1}, D_{m+2}, D_{m+3}, D_n, D_{n+1}. Эта шкала отражает относительную временную последовательность событий и характеризует, очевидно, лишь отдельные фрагменты более сложной истории формирования структуры комплекса [4, 5].

Для решения ряда геологических проблем помимо качественного анализа эволюции структуры необходима количественная оценка величины деформации. В основе любой методики количественного анализа деформации по складкам лежит механизм складкообразования. В литературе описаны следующие основные механизмы, в той или иной мере реализуемые при формировании складчатости [10–17]: продольный изгиб (buckling), поперечный изгиб (bending), пассивное складкообразование (passive folding). Поперечный изгиб далее обсуждаться не будет, поскольку линейный характер складок в ильменогорском комплексе не дает оснований рассматривать его здесь в качестве одного из ведущих механизмов.

Продольный изгиб [15] – неоднородная деформация, возникающая вследствие механической неустойчивости системы (одиночные слои в более пластичной среде или серия слоев различной компетентности) при продольном сжатии. Продольный изгиб сопровождается скольжением (slip) или течением (flow) вещества вдоль поверхностей напластования, а также однородной деформацией, сплющиванием (homogeneous strain, homogeneous flattening). Механизм пассивного складкообразования [12] реализуется в случае, когда слои имеют одинаковые реологические свойства. Полосчатость здесь является лишь пассивным маркером деформации. Движение вещества происходит в направлении, секущем слоистость (скалывание, ламинарное течение), т.е. осуществляется относительное смещение по системе субпараллельных поверхностей. В отличие от изгиба механизм пассивного складкообразования не требует существенного продольного сжатия расслоенных толщ.

Вопрос о механизме складкообразования в толщах горных пород является наиболее дискуссионным в структурной геологии, поскольку этот процесс непосредственному наблюдению недоступен.

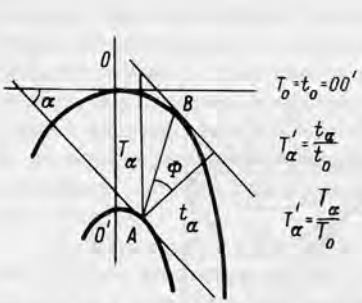
Мы фиксируем лишь форму и ориентировку реальных складок. Генезис их можно определить только на основе математического и экспериментального моделирования – методом подбора для природных структур адекватной по морфологическим параметрам модели. Связующим звеном между природными и смоделированными структурами является детальный сравнительный анализ их геометрии.

Геометрическая классификация складок на изогонной основе Дж. Рамсея. В отличие от визуального описания геометрии складчатого слоя методика Дж. Рамсея [17] основана на количественных параметрах. Это позволяет более надежно осуществлять гене-

тическую интерпретацию природных складок, сравнивая их с существующими теоретическими и экспериментальными моделями. Дж. Рамсей использует три параметра (рис. 1). Первые два характеризуют изменение ортогональной (t_α) и осевой (T_α) мощностей в пределах складчатого слоя между касательными к внешней и внутренней дугам, расположенным под углом α к нулевой касательной, по отношению к исходным $t_0 = T_0$ при $\alpha = 0$. Третьим параметром является веер изогон. П. Хадлстон [14] помимо качественной характеристики веера изогон предложил количественный параметр Φ , определяемый как угол между нормалью к касательной и изогоной. Все три параметра могут быть представлены графически, однако на практике используют лишь графики зависимости t'_α от α и Φ от α .

Классификация включает в себя пять основных категорий складок – 1A, 1B, 1C, 2 и 3 (рис. 2). Категории 1B и 2 соответствуют выделяемым ранее идеальным формам (параллельным и подобным складкам) и изображаются линиями на графиках зависимости t'_α от α и Φ от α . Категории 1A, 1C, и 3 соответствуют полям на тех же графиках (рис. 3, а, б). Подробная геометрическая характеристика основных типов складок и методика профильного анализа разобраны Дж. Рамсеем [17], П. Хадлстоном [14], А.Н. Казаковым [2] и С. Тригусом [18]. Последним предложена также изогон-кливажная классификация складок, в которую помимо описанных выше добавлен параметр β – угол между следом кливажа и нормалью к слоистости.

Модели складкообразования. Геометрия смоделированных складок обсуждается в работах Г. Рамберга [15], Дж. Рамсея [17], П. Хадлстона [14], Б. Хоббса [13], А.Н. Казакова [2] и других. Для структур категории 1B применимы две классические геометрические модели, предполагающие реализацию механизма изгиба при продольном сжатии, – модель изгиба с течением или скольжением (flexural slip/flow) для хорошо расслоенной среды, обеспечивающей свободное перемещение вещества в плоскости напластования [12], и модель тангенциальной продольной деформации (tangential longitudinal strain) с нейтральной линией, зоной сжатия в ядре и зоной растяжения в замке складки [17]. Третья классическая модель – скалывание (shear folding) – используется при описании подобной складчатости, предполагая механизм пассивного складкообразования. Понятие „скалывание" применяется как геометрический образ, характеризующий направление движения (ламинарное течение). Модель скалывания существенно отличается от других. Особенно трудноообъяснимы этой гипотезой дисгармоничные структуры, охватывающие большие массы пород, поэтому представления об универсальности механизма пассивного складкообразования неоднократно подвергались критике. Неприменимость модели скалывания для природных складок подтверждается систематическими отклонениями последних от идеально подобной геометрии, что наблюдалось нами и в ильменогорском комплексе [5].



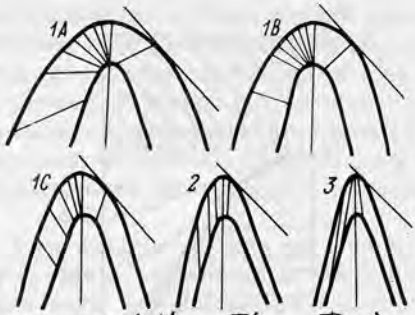


Рис. 1. Геометрические параметры складок (t'_α , T'_α , Φ). АВ – изогона; t_α – ортогональная мощность; T_α – осевая мощность; OO' – нулевая изогона (в частных случаях – след осевой поверхности); α – угол между нулевой и произвольной касательными; Φ – угол между изогоной и нормалью к касательной.

Рис. 2. Геометрическая классификация складок на изогонной основе.

Для объяснения геометрических особенностей природных структур категории 1С и 2 Дж. Рамсеем предложена модель однородного сплющивания первоначально параллельной складки [16, 17]. Дж. Рамсей приводит кривые зависимости t'_α от α (рис. 3, а), а П. Хадлстон [14] – Φ от α (рис. 3, б) в поле 1С для сплюснутых складок (кривые рассчитаны для различных значений деформационного отношения $\sqrt{\lambda_2}/\lambda_1$). П. Хадлстон модифицирует эти кривые в прямые линии на графиках зависимости t^2_α от $\cos^2\alpha$ и $tg(\alpha-\Phi)$ от $tg\,\alpha$ (рис. 3, в, г). Анализ графиков показывает что двух-трехкратное сплющивание ($\sqrt{\lambda_2}/\lambda_1 \approx 0.25$–$0.10$) преобразует параллельную складку 1В практически в подобную (рис. 3, д). Сплющивание складок категории 3 также приближает их по геометрическим параметрам к категории 2.

С. Тригус [18] проанализировал ориентировку плоскости деформации XY в сплюснутых параллельных складках, смоделированных математически. Траектория деформации (теоретически рассчитанный след кливажа) образует конвергентный веер с углом β , большим, чем Φ . Степень отклонения кривых β и Φ зависит от величины продольного сплющивания слоя, предшествующего деформации изгиба. Чем меньше начальное сплющивание слоев, тем больше величина этого отклонения. В предельном случае (при нулевом начальном сплющивании) кривая зависимости β от α совпадет с линией 11 и складка будет классифицироваться как 1С/11.

Условно выделяются три стадии формирования складок категории 1С – начальное сплющивание слоя, деформация продольного изгиба, конечное сплющивание параллельной складки. Сравнение параметров природных складок с эталонными прямыми позволяет дать приблизи-

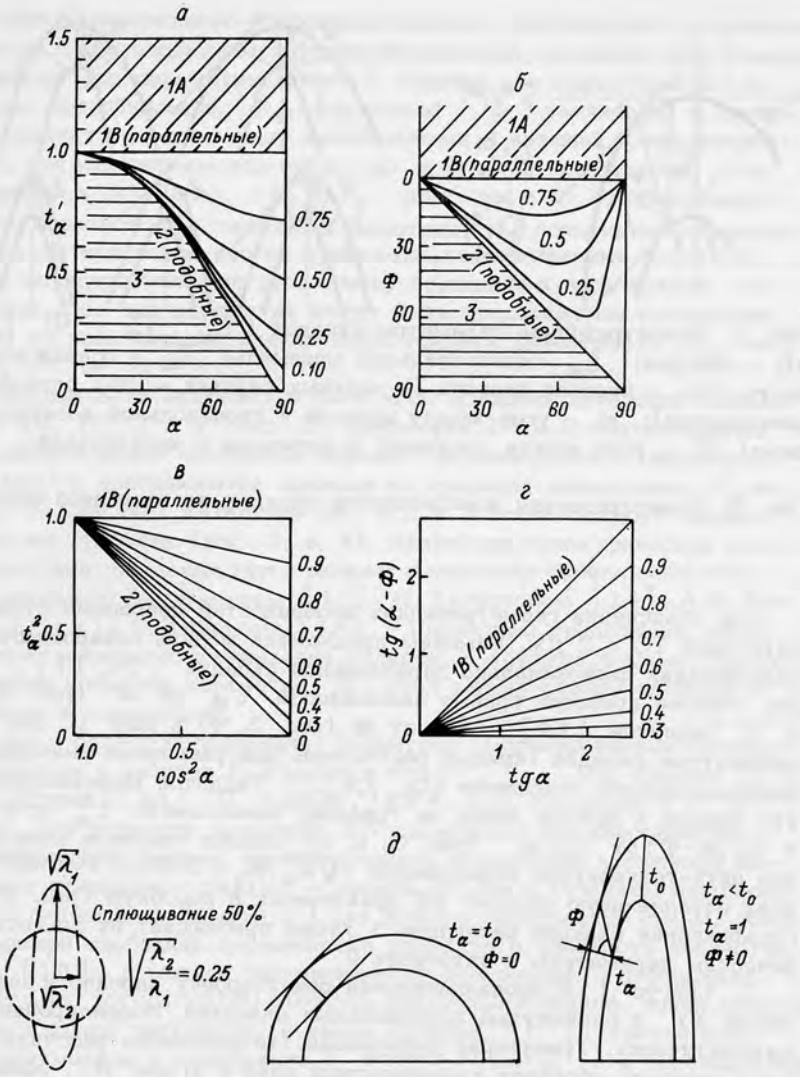


Рис. 3. Графики изменения геометрических параметров сплющенных параллельных складок для разных значений деформационного отношения $\sqrt{\lambda_2}/\lambda_1$.

а – по Дж. Рамсею [17]; б–г – по П. Хадлстону [14]; д – модификация параллельной складки 1В в складку 1С при двукратном сплющивании (50%), по Дж. Рамсею [16].

тельную количественную оценку деформации на третьей стадии процесса. Ограничения: во-первых, методика учитывает изменения формы складки только в профильном сечении, предполагая плоскую, а не трехмерную деформацию; во-вторых, геометрия структуры может быть нарушена за счет вариации исходных мощностей слоя или совместной (а не последовательной) реализации механизмов изгиба и сплющивания; в-третьих, модель предполагает сплющивание однородным в пределах всей складки.

Геометрическая характеристика складчатых структур комплекса. Визуальная морфологическая характеристика указывает на дисгармоничность структуры метаморфических толщ ильменогорского комплекса. Стиль складок меняется от слоя к слою. Граниты, амфиболиты, кварциты образуют складки категории 1С, характеризующиеся меньшей кривизной внешней дуги по сравнению с внутренней, увеличением ортогональной мощности в замках, конвергентным веером кливажа-сланцеватости. Различна конфигурация изгибов слоев, в крупных относительно округлых структурах часто фиксируются сложноскладчатые ядра, крупные складки осложнены на крыльях более мелкими, дополнительными. Смятые пласты некомпетентных пород (преимущественно гнейсов) обладают всеми морфологическими признаками складок категории 3 – дивергентный веер кливажа, бóльшая кривизна внешней дуги и т.д.

Поскольку косые сечения складок дают ложные представления об их морфологии, а в естественных обнажениях обнаружить идеальное профильное сечение практически невозможно, геометрический анализ проводился в лабораторных условиях на отобранных образцах из складок 1С различных возрастных генераций. Это дает возможность обработать каждую конкретную складку в нескольких сечениях и характеризовать истинную ее геометрию, исключая отклонения, связанные в первичной неоднородностью смятого пласта, локальными (нехарактерными) изменениями геометрии в каждом конкретном сечении, ошибками в измерениях и вычислениях параметров. Анализу подвергались оба крыла складки по возможности в 2-3 сечениях при разных значениях α с интервалом 10°. При наличии двух сопряженных складок анализировались обе. Наблюдалась хорошая сходимость геометрических параметров для разных крыльев и даже для сопряженных складок, поэтому в большинстве случаев на графиках строились обобщенные кривые. Профильные сечения наиболее типичных складок с изогонной характеристикой и графики изменения их геометрических параметров приведены на рис. 4. Сечения проанализированных складок существенно различаются по морфологии, различна величина раскрытия веера изогон и степень изменения ортогональной мощности складчатого слоя. Сравнение графиков изменения геометрических параметров реальных структур с теоретически рассчитанными для модели сплюснутой параллельной складки показывает хорошую сходимость результатов. Наименьшими параметрами R (считанная с графиков величина $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1}$) характеризуются складки F_{m+1} (0.1-0.3). Для складок F_{m+2}-F_{m+3} параметры R изменяются в пределах 0.3-0.6. Широкий пучок линий (R от

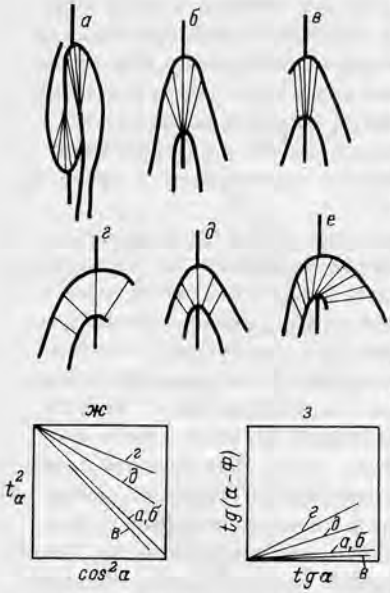


Рис. 4. Геометрическая характеристика складчатых структур ильменогорского комплекса.

а–в – складки F_{m+1} ; г–д – складки F_{n+1} ; е – складка F_{m+3} ; ж,з – графики изменения геометрических параметров складок а–д (ср. с рис. 3, в, г). На сечениях а–д показаны изогоны при α = 0, 50, 70°; жирная линия – след осевой поверхности.

0,4 до 0,8) получен для наиболее поздних складок F_{n+1} . Таким образом, намечается общая тенденция в увеличении степени сплющивания (уменьшение величины $\sqrt{\lambda_2}/\lambda_1$) в древних структурах по сравнению с более молодыми, хотя имеются отдельные отклонения от этой закономерности. Эти отклонения могут быть связаны с неправильной диагностикой складок или локальными изменениями условий деформации в комплексе. Рисунок кливажа во всех случаях близок к вееру изогон, что характеризует складки как 1С/1С по классификации С. Тригуса [18] и указывает на существенную роль предшествующего изгибу однородного сплющивания.

В некоторых складках (преимущественно F_{m+3}) зафиксировано различие параметров R для противоположных крыльев. Эти отклонения незначительны и не оказывают существенного влияния на классификацию структуры, подчеркивая лишь ее асимметричность. Однако в отдельных обнажениях, где наиболее ярко проявились складчатые наложения, обнаруживаются структуры с более сложной геометрией (рис. 4, е). Морфология таких складок объясняется моделью косого, некоаксиального сплющивания [14], когда плоскости и оси симметрии первоначально параллельной складки не совпадают с плоскостями и осями деформации сплющивания. В таких условиях формируются структуры с изогнутыми осевыми поверхностями, различной ортогональной мощностью на противоположных крыльях и сложной изогонной характеристикой.

Обсуждение фактического материала. Дисгармоничность структуры метаморфических толщ (чередование в разрезе складок категорий 1С и 3 Дж. Рамсея) не может быть следствием пассивного поведения слоев. Сходство природных структур с теоретической моделью сплюснутой параллельной складки свидетельствует о ведущей роли механизма изгиба и однородного сплющивания в процессе складкообразования. Подобие геометрии складок различных размеров позволяет распространить результаты анализа на более крупные региональные структуры. Таким образом, эволюция складчатой структуры

ильменогорского комплекса связана с существенным сокращением продольных размеров расслоенных метаморфических толщ при их неоднократном сжатии. Геометрический анализ указывает, что наиболее ранние из зафиксированных складок после деформации изгиба испытали двух-трехкратное сплющивание. Общая деформация метаморфических толщ с момента формирования складок F_{m+1} была (с учетом изгиба и предшествующего ему начального сплющивания) как минимум четырех-пятикратной.

Литература

1. Новые данные о геологическом строении метаморфического субстрата Ильменских гор / Иванов Б.Н., Баженов А.Г., Кутепова Л.А. и др. // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Т.3. С. 47-68.

2. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.

3. Кейльман Г.А., Плюснин К.П. Тектоника докембрийских комплексов Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Т. 4. С. 3-22.

4. Кошевой Ю.Н. Структура Миасского гнейсово-мигматитового комплекса // Метаморфические комплексы Урала: Тез. докл. школы-семинара молодых специалистов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 3-4.

5. Кошевой Ю.Н. История формирования и структурная эволюция ильменогорского метаморфического комплекса (Южный Урал): Автореф. дис. .. канд. геол.-мин. наук. М.: Наука, 1986. 20 с.

6. Краснобаев А.А. Основные итоги и проблемы геохронологического изучения Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Т. 1. С. 28-39.

7. Ленных В.И. Метаморфические комплексы западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Т. 6. С. 3-40.

8. Роненсон Б.М., Утенков В.А., Левин В.Я. Некоторые проблемы петрологии Ильменских гор // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 1. С. 56-67.

9. Русин А.И. Дорифейские метаморфические комплексы восточного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Т. 6. С. 41-59.

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

11. De Sitter L.U. Structural Geology. N.Y.; Mc Graw-Hill, 1964. 551 p.

12. Donath F.A., Parker R.B. Folds and folding // Bul. Geol. Soc. Amer. 1964. Vol. 75. P. 45-62.

13. Hobbs B.E., Means W.D., Williams P.F. An outline of structural geology. N.Y.: 1976. 571 p.

14. H u d l e s t o n P.J. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development // Tectonophysics, 1973. Vol. 16, nr 1, 2. P. 1-46.

15. R a m b e r g H. Strain distribution and geometry of folds // Bul. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1963. Vol. 42, nr 4. P. 1-20.

16. R a m s a y G.G. The geometry and mechanics of formation of „similar" type folds // J. Geol. 1962. Vol. 70, nr 3. P. 309-327.

17. R a m s a y J.G. Folding and fracturing of rocks. N.Y.: Mc Graw-Hill. 1967. 568 p.

18. T r e a g u s S.H. A new isogon-cleavage classification and its application to natural and model fold studies // Geol. J. 1982. Vol. 17. P. 49-64.

П.М. Горяинов

САМООРГАНИЗАЦИЯ КАК ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУРНЫХ АНСАМБЛЕЙ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ (НА ПРИМЕРЕ КИРОВОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Сложившаяся парадигма докембрийской железорудной проблематики использует такие терминологические вводные, как источник, способ переноса и отложения из растворов, тип бассейна, тип вулканизма, окислительно-восстановительная среда атмо- и гидросферы и ряд других [6, 10, 12, 13]. Полное отсутствие прямых признаков, сложная опосредованность анализа фактов на пути к наполнению смыслом указанных понятий приводит к тому, что многие из них определяются из общих соображений. Вот почему на протяжении последней четверти века проходит своеобразный конкурс умозрительных идей и моделей, нередко прямо противоположных, но одинаково слабо реагирующих на все нарастающий объем фактических данных. Это показывает, что в построении генетических моделей классический детерминистский подход основан в значительной степени на априорных постулатах, во многом уже определяемых формулировками вышеупомянутых вводных понятий. В любых построениях железистые кварциты – это прямой или „линейный" отклик системы на изменения в среде ее обитания. Например, полосчатость – это отражение сезонных климатических колебаний или пульсирующей подачи растворов; окисный состав рудных минералов – следствие высокой окисленности атмосферы; широкое развитие складчатости – это пассивная реакция среды на воздействие внешнего поля напряжений; последовательная смена минеральных ассоциаций – отражение последовательности обязательно дискретных, желательно самостоятельных, аддитивных событий.

Парадигма предусматривает существование последовательной цепи событий: обособление и накопление рудного вещества в подготовлен-

ных осадочных ваннах, метаморфизм и деформации, последующая активизация и метасоматоз, из чего и складывается современный облик руд. А так ли независимы, аддитивны эти процессы? не проявляются ли они как кооперативные геодинамические подсистемы, не связаны ли они между собой цепью не только последовательных событий, но и более согласованно, в близко одновременном процессе? Такая постановка небезосновательна, ибо трудно понять с позиций классического подхода, почему железорудные гиганты типа Кривого Рога, КМА, Сьюпириор, Хамерсли являются слабометаморфизированными; они полностью отсутствуют в комплексах, начиная уже со средних ступеней метаморфизма. Если рудообразование и метаморфизм разорваны во времени, то этой закономерности не возникнет. Другой пример: количество „кислых вулканитов" в железорудных разрезах докембрия пропорционально степени метаморфизма – их практически нет в сериях пренит-пумпеллиитового типа, мало в зеленосланцевых и много в амфиболитовых и гранулитовых ассоциациях.

Подобные примеры наводят на соображения о том, что вполне допустим не только традиционный (детерминистский) подход к железорудной проблематике, а и синергетический, который предполагает появление в системе совершенно новых качеств и структурной упорядоченности при условии, что система открыта, находится вдали от равновесия в закритической области и нелинейна. Структуры, которые при этом возникают, свидетельствуют о возрастании упорядоченности, дифференцированности, усложнения. Они получили название диссипативных [2, 18]. В качестве одного из примеров таких структур может служить Кировогорское месторождение железистых кварцитов и его аналогов в Оленегорском районе Кольского полуострова.

Геологическое положение Кировогорского месторождения. Железистые кварциты месторождения входят в цепочку рудных тел, расположенных в контуре овально-линзовидного тоналитового блока Главной структуры (рис. 1). В узлах сопряжения последней с зоной Колозерско-Кировогорского разлома, который расположен под углом 60-80° к региональному простиранию, расположены Кировогорское и Айварское месторождения. Необычность строения этих нетипичных для района месторождений состоит в том, что их ансамбли состоят из диспергированных рудных тел, а не единой линзовидно-пластовой залежи. Разлом контролирует границу распространения глиноземистых гнейсов (их нет в Главной структуре), границу между мелкочешуйчатым, линейным стилем строения севернее этой зоны и крупной линзой-овалом Главной структуры, границу ареалов соответственно с многочисленными, но мелкими телами железистых кварцитов, с ареалом Главного Оленегорского рудного поля. Являясь столь значимым в распределении структурно-вещественных комплексов, Колозерско-Кировогорский разлом не смещает никаких границ, образованных „ранними" простираниями. Это позволяет рассматривать зону этого разлома в качестве одной из составных частей наблюдаемого структурного плана, а не результата наложенного процесса, активизации, как предполагалось ранее [7].

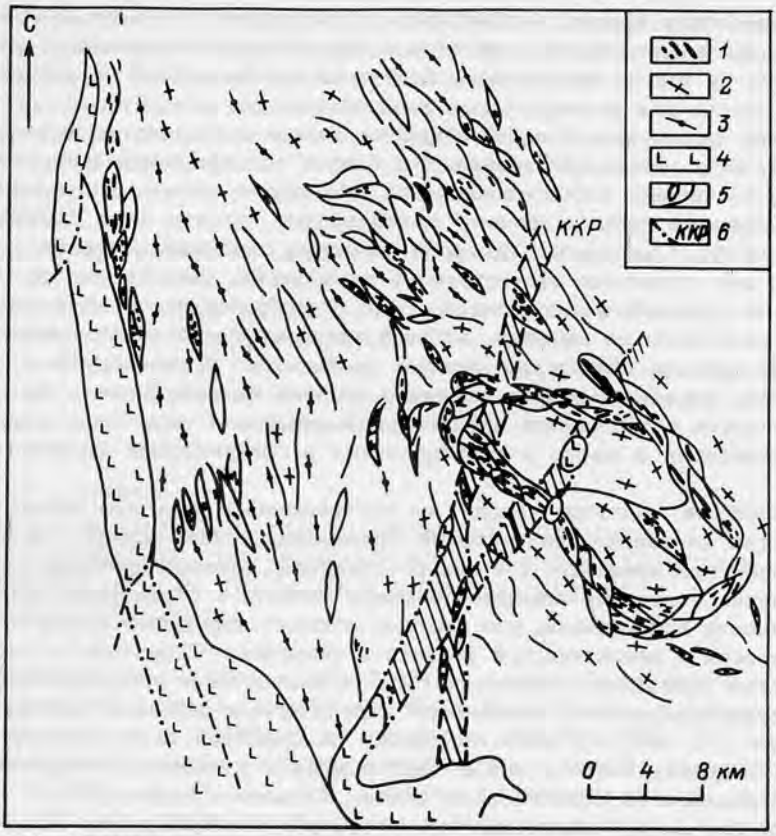


Рис. 1. Схема Приямандровского железорудного района.

1 – месторождения железистых кварцитов; 2 – серые гнейсы; 3 – гнейсы с глиноземистыми минералами; 4 – базит-гипербазиты; 5 – контуры линзовых структур по магнитометрическим данным; 6 – линии тектонической Колозерско-Кировогорской зоны.

На Кировогорском месторождении имеется несколько изолированных тел железистых кварцитов линзовидной и неправильной в плане формы с контурами, подчиненными региональному простиранию. Продуктивная толща в месте скопления рудных тел расширяется, напоминая раздувы метабластических зон (рис. 2). Существует несколько моделей месторождения. Согласно первой, которую высказал Д.В. Шифрин [17], оно состоит из нескольких отдельных пластовых тел осадочного происхождения, переслаивающихся с метаморфизованными осадками. Согласованное расположение рудных тел относительно друг друга не ускользнуло из поля зрения Е.А. Гедовиуса [1], который увидел в нем упорядоченность изоклинально-складчатого мотива: он соединил разрозненные тела в единое склад-

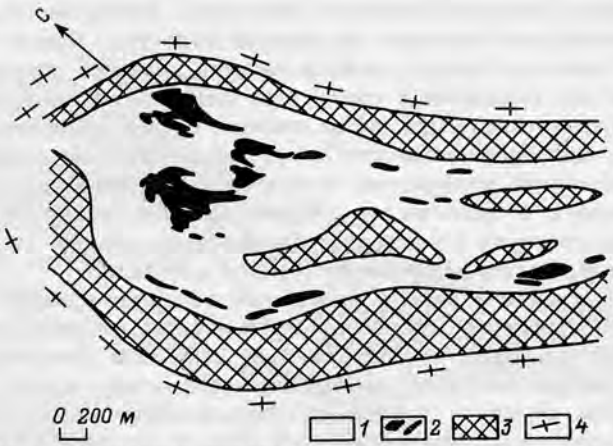


Рис. 2. Схема строения рудовмещающего разреза на Кировогорском месторождении.

1 – кислые гнейсы; 2 – железистые кварциты; 3 – амфиболиты; 4 – тоналиты, серые гнейсы. Схема показывает характерное симметричное строение продуктивной толщи, всегда отделенной от тоналитов амфиболитовым бордюром.

чатое, как ему показалось, тело. Идея полностью отвечала представлениям о сложноскладчатом архее; естественно поэтому, что она привлекала внимание Л.Я. Харитонова [16], посчитавшего разрез месторождения тектонотипическим для кольской серии. В 60–70-е годы активно развивалась идея тектонических моноклиналей. Она оправдала себя на месторождениях с однопластовыми залежами. С помощью этой идеи пытались объяснить и необычный ансамбль Кировогорского месторождения: многочисленные разрозненные тела железистых кварцитов связывали с развитой системой тектонической деструкции изначальной раннеархейской крутой моноклинали, системой, образованной в более позднее время [8].

Все названные точки зрения исходили из априорной посылки: железистые кварциты – это изначально хемогенно-осадочные, горизонтально залегавшие тела. И далее. Как бы ни выглядел современный структурный ансамбль, он больше зависит от условий преобразования, чем от условий образования руд.

В настоящей статье будет рассмотрено несколько наиболее содержательных аспектов строения месторождения, которые противоречат упомянутому принципу и требуют иного подхода, иных связей между известными фактами.

Рудовмещающий разрез. Разрез месторождения обладает чертами четкой упорядоченности. Продуктивная толща имеет амфиболитовый бордюр, отделяющий ее от серых гнейсов крупных овальных блоков (рис. 2). Мощность амфиболитов со стороны лежачего блока минимальна, что создает диссимметричность разреза. Ядро разреза сло-

жено различными кислыми гнейсами: лептитами, биотитовыми гнейсами, глиноземистыми гнейсами нодулярной текстуры. Кроме этой зональности одним из важных свойств разреза является приуроченность железистых кварцитов к толще этих гнейсов, за пределами которой они отсутствуют. При любой степени диспергированности рудной толщи, при любой мощности и протяженности линз и предполагаемых фрагментов железистых кварцитов названная закономерность не исчезает, а проявляется. Обычно внешний контур железистых кварцитов граничит с нодулярными гнейсами, которые являются своеобразным индикатором близости рудного контакта.

Все кислые гнейсы в разном количестве содержат реликты и резисторы меланократового субстрата (темные пятна, эпидот-сфеновые скопления), но при этом не обнаруживают признаков импрегнирования или метасоматического замещения, несогласного прилегания ни между собой, ни между границами с железистыми кварцитами.

Рудовмещающие породы на основании относительных взаимоотношений могут быть объединены в несколько поколений: натровые лептитовые и гнейсовые породы, амфиболиты-калиевые лептиты, двуслюдяно-фибролитовые гнейсы-пегматитовые дайки-диабазовые, долеритовые дайки. Последние обладают одной удивительной особенностью: они развиты неравномерно, как это можно было бы предположить, а сгущаются к середине продуктивного разреза, к центральной его зоне, где и сосредоточены рудные тела. Вне продуктивной зоны, как показывает детальное глубинное картирование, количество основных даек уменьшается почти на порядок. Тем самым подтверждается предположение о принадлежности даек к единой породной популяции, а не к продуктам аддитивного, независимого наложенного процесса. И с глубиной количество даек заметно уменьшается. Остается заметить, что все дайки – пегматитовые и долеритовые – являются бескорневыми.

Строение рудных тел. Рудные тела представляют собой линзы, изолированные или сгруппированные в кучки (гломеры). При этом как отдельные линзы, так и их скопления (гломеры) имеют утолщенную северо-западную и сходящую на нет юго-восточную часть. Гломеры располагаются в определенном порядке, как бы дополняя и проявляя структурную организацию всего гнейсо-железорудного комплекса. Прослои кислых гнейсов внутри железистых кварцитов маркируют границы каплеобразных рудных линз и строго подчинены их контурам (рис. 3, 4).

Если проследить серию горизонтальных срезов одной из гломер (рис. 4), можно обнаружить не только то, что крупная линзовидная гломера состоит из комплекта плотно упакованных мелких линз, но и то, что линии поперечных тектонических нарушений, даже самые крупные, фиксированные дайками, не искажают типично линзовых форм рудных тел с плавно изогнутыми контурами. А продольные нарушения как бы вписываются в контуры линз-чешуй, нисколько не нарушая, а даже подчеркивая хорошо выдержанный линзо-чешуйчатый стиль. Эта особенность взаимоотношений разрывной и „пликативной" тектоники кажется еще более удивительной, после того как внутри рудных тел устанавливается сеть тектонических нарушений. Они разбивают

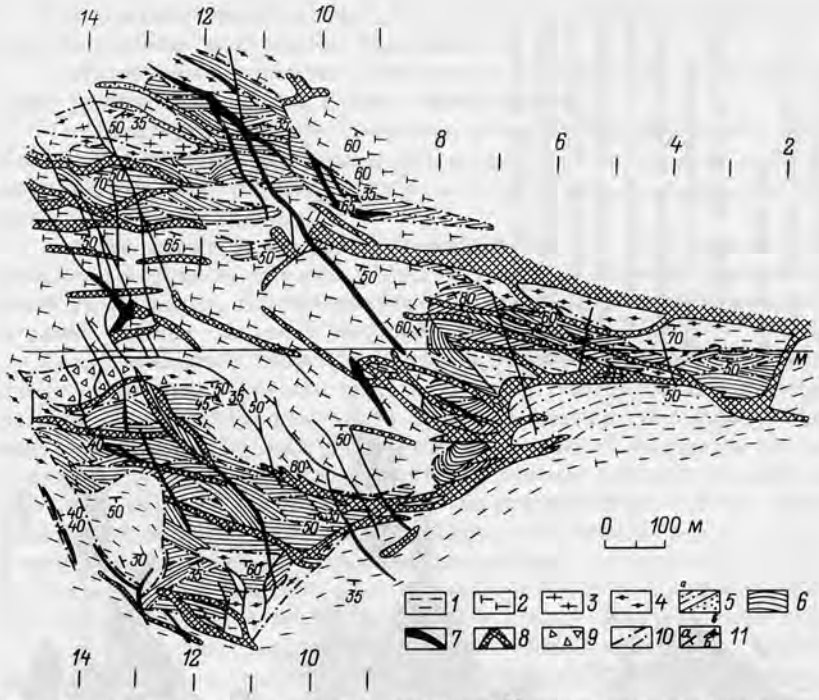


Рис. 3. Схема геологического строения Кировогорского месторождения.

1 – биотитовые гнейсы нерасчлененные; 2 – биотитовые гнейсы лейкократовые (лептиниты, частично нодулярные); 3 – двуслюдяные гнейсы; 4 – нодулярные гнейсы; 5 – лептиниты, в том числе: а – псевдодайки или межлинзовые объемы, б – лептиниты вмещающего разреза; 6 – железистые кварциты; 7 – диабазы; 8 – пегматиты; 9 – агматито-брекчиевые системы в биотитовых гнейсах; 10 – плоскости надвигов; 11 – структурные элементы: а – полосчатости, б – линейности.

рудные тела на серию блоков, имеющих по ограничениям смещения, в том числе и шарнирные. Границы между блоками фиксированы высокотемпературными парагенезисами (клинопироксен, магнетит, кварц), заполнены пегматитами и диабазами. Создается уверенное, хотя и ложное представление о тотальной деструкции всего ансамбля. Оно и повлияло на формирование искаженного представления о структуре месторождения [7, 8]. Однако „тотальность" деструкции не коснулась даже контуров железистых кварцитов, не говоря о вмещающих гнейсах. В последних нет и намека на деструкцию.

Очевидно, что формирование плавных линзовидных контуров и сложной внутрирудной полигонально-блоковой мозаики происходило согласованно.

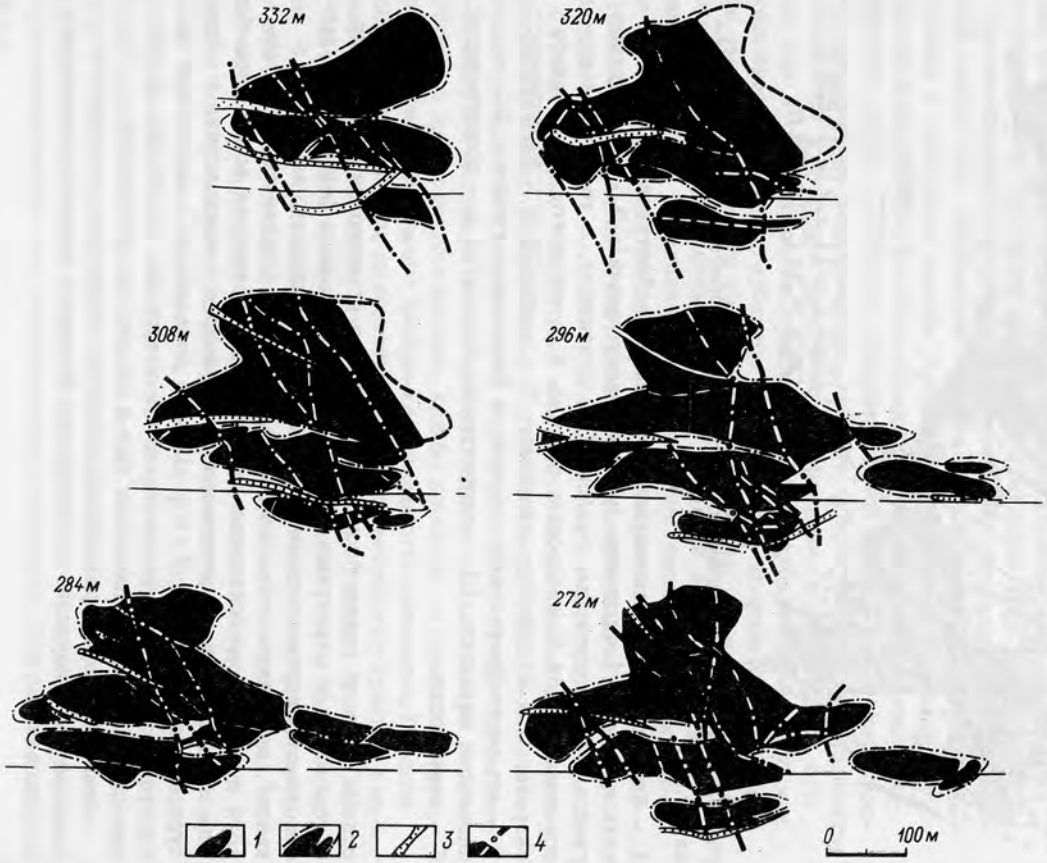


Рис. 4. Погоризонтные планы рудной гломеры Северного участка.

1 – линзы железистых кварцитов; 2 – межлинзовые тектонические поверхности; 3 – пегматиты; 4 – тектонические зоны, фиксированные диабазами. Хорошо видна субординация линз-чешуй, образующих рудную гломеру.

При синтезе геологических наблюдений по глубоким горизонтам месторождения было учтено следующее:

– отсутствуют угловатые, смещенные поперечными разломами границы рудных блоков; они плавно криволинейные;

– отсутствуют крупные смещения, которые трассировались бы диабазами или пегматитами: некоторое исключение составляют лишь надвиги, но они являются принадлежностью линии самых верхних частей линз (пояснение ниже).

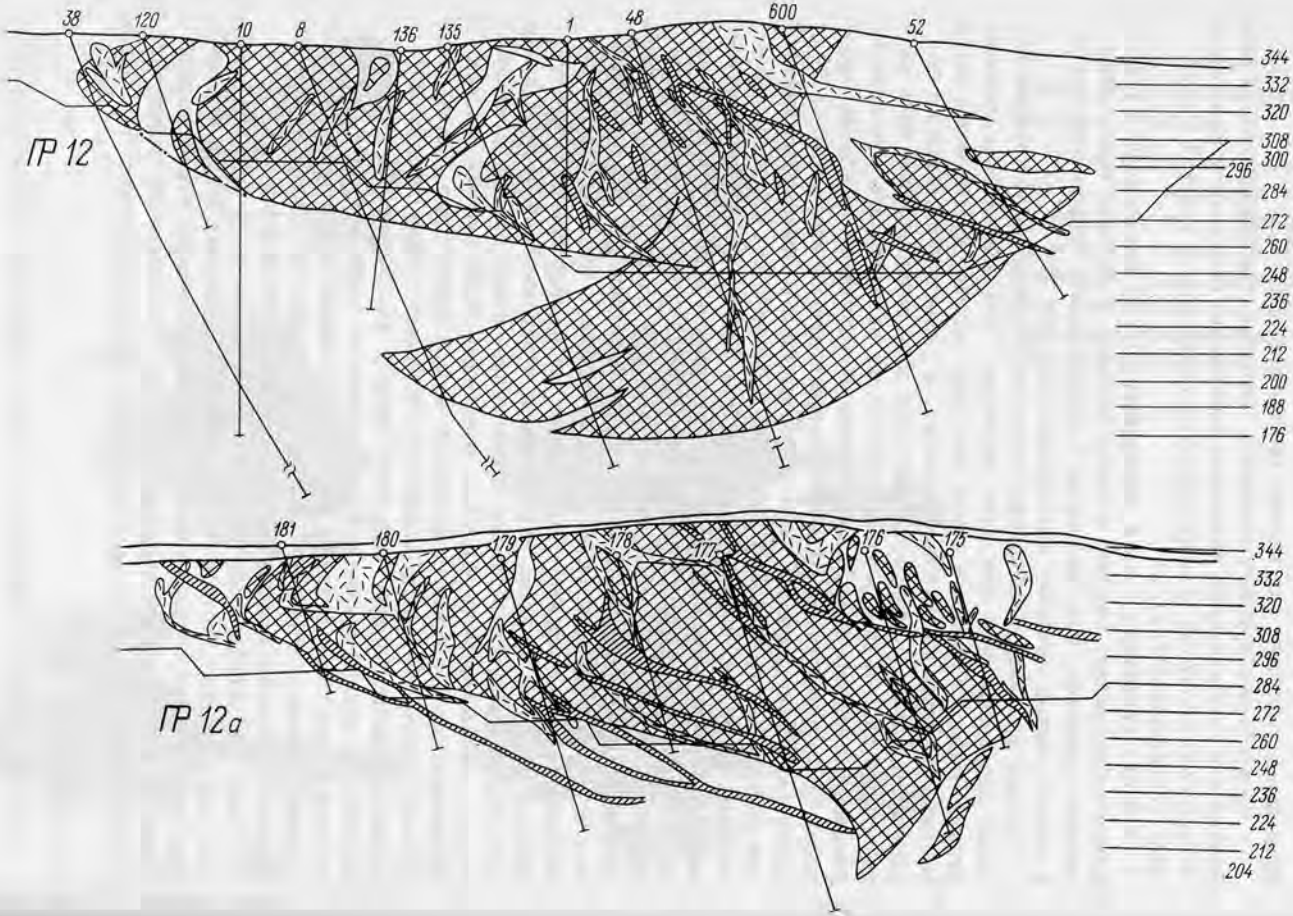
Эти два простых момента определили способ интерполяции разведочного материала, которая в итоге привела к хорошей воспроизводимости разрезов, повторяемости и узнаваемости многих элементов в самых разных сечениях месторождения (рис. 5).

Анализ разрезов выявил ряд совершенно новых черт, которые на плане проявлены хуже или даже не видны. Это относится к профилю рудных линз. Утолщенные части линз или гломер, их головные части всегда обращены по восстанию пласта, а „хвост" утоняется по падению структуры. Явление изогнутости осевых плоскостей линз напоминает таковую для фронтальных частей надвигов или так называемых листрических разломов с пологой глубинной и крутой приповерхностной частями. Падение полосчатости колеблется от 0–5° в основании или „хвосте" (оно согласуется и с поведением контактов рудных тел с гнейсами), до 90° и более*. Как видно из приводимых разрезов, висячий контакт линз более крутой; он ориентирован в северо-западной части месторождения в обратную сторону относительно региональных структур. В этой части месторождения такое же обратное падение имеет и лежачий контакт линз (рис. 5). Все изгибы и закругления в рудных телах отражены и в сопряженных с рудными телами гнейсах, в том числе в них повторяется и листрическое завихрение. По удалению от рудных тел оно утрачивается. Если бы не было закругленной и заглаженной части рудного тела вдоль пологого верхнего ограничения, иначе говоря, тектонических поверхностей с обратным падением, такой рудный профиль напоминал бы синформу с изогнутой осевой плоскостью. Легко убедиться, однако, что этим свойством обладают и многочисленные линзы-сателлиты вокруг основных гломер; как бы сильно ни была расчленена рудная залежь, она вся в целом сохраняет свой характерный стиль. Можно также видеть, что мелкие линзы как бы упакованы вместе с основной гломерой, формируя при этом все тот же хорошо узнаваемый диссимметричный линзовый профиль.

Зоны с отрицательным падением обычны для всех близповерхностных частей линз. По склонению, которое происходит в юго-восточном направлении, отрицательные падения постепенно утрачиваются. Зоны с отрицательным падением усиливают впечатление завихрения, характерного для всех верхних частей приповерхностных тел. Здесь

---

*Такие участки отнесены к зонам обратного или отрицательного падения.


38
120
10
8
136
135
1
48
600
52
ГР 12
344
332
320
308
300
296
284
272
260
248
236
224
212
200
188
176
181
180
179
178
177
176
175
ГР 12а
344
332
320
308
296
284
272
260
248
236
224
212
204

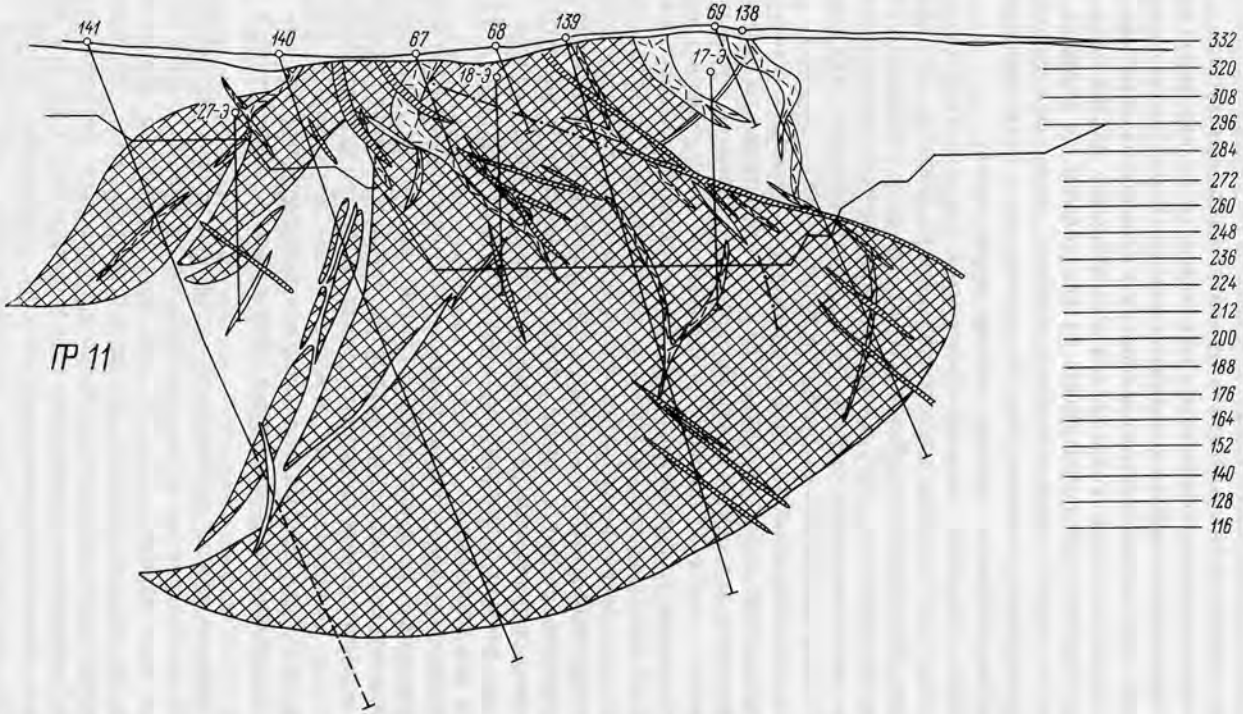


Рис. 5. Разрезы северо-западного фланга гломеры Южного участка.

В рудных телах (поперечная штриховка) показаны диабазы (параллельная штриховка) и пегматиты (отдельные штрихи).

структурные элементы железистых кварцитов как бы вибрируют, образуя серию дополнительных волнообразных изгибов, последовательно меняя направление падения с прямого на обратное, и снова на прямое. Сечения рудных зон, особенно в северо-западных частях месторождения (рис. 5), где нижняя кромка залегает неглубоко, напоминает профиль штормовой волны с запрокинутым гребнем. Эти наблюдения позволяют рассматривать существующий структурный стиль как проявление автоволнового механизма, а не пассивной деформации изначально недеформированного пласта. В той части сечения рудной линзы, где происходит смена прямого падения на обратное, т.е. в самом верху линзы, наблюдается и наибольшее обилие даек, которые развиваются вдоль контактов, по касательной к контуру линзы в той ее части, где формируется гребень „штормовой волны", в зоне отрицательного падения. Внутри рудного тела дайки намечают систему, субпараллельную контуру верхней части линзы.

И наконец, о надвигах, канонизированных в моделях тектонической деструкции как основные структурообразующие факторы. Эта идея впервые была сформулирована более 20 лет назад на примере Оленегорского месторождения [14] и впоследствии развита применительно ко всем месторождениям района [7]. Предполагалось, что надвиги могут быть развитыми на любой глубине, а также выходить далеко во вмещающие гнейсы. Такие взгляды возобновлены в ряде недавних публикаций Н.Т. Рягузова [11], который вслед за нашими работами прошлых лет считает, что быстрое выклинивание железистых кварцитов с глубиной связано со смещением по глубинному надвигу. На самом же деле надвиги являются исключительной прерогативой верхней части залежи, в зоне ее „листрического" изгиба. Они не искажают изначальной якобы пластовой формы, а дополняют линзовидно-чешуйчатый ансамбль, являясь его характерным элементом. Весь же ансамбль является, таким образом, законченным достаточно упорядоченным сооружением, в котором нет недостающих деталей. Значит, и нет никаких поднадвиговых фрагментов рудных тел, пока невскрытых при разведке.

На продольном разрезе также проявляется линзовидно-чешуйчатый стиль, но разница с рассмотренной картиной лишь в том, что здесь линзы предстают как сильно вытянутые по линейности тела, утолщенные части которых также направлены вверх. Угол погружения рудных линз и гломер, вычисленный по геометрическим построениям, составляет 35–40°, что совпадает с прямыми наблюдениями над минеральной В-линейностью, шарнирами микроскладок, проведенными в карьере.

Исключительно важной особенностью строения рудных тел является характер распределения в нем компонентов, в данном случае железа. Ранее было известно [3, 5], что тела железистых кварцитов независимо от размера обладают замкнутой зональностью. Исследование разрезов Комсомольского и Южно-Кахозерского месторождений [4, 6] обнаружило характерную типоморфную черту аутигенной зональности – ритмичную диссимметричность, отражающую нелинейный характер взаимосвязей между количественными параметрами

структурообразующих элементов, в данном случае между характером распределения железа и объемными параметрами рудного тела.

Обсуждение материала. Очевидно, что „экологической средой" зарождения своеобразного структурно-вещественного комплекса Кировогорского месторождения является обстановка вязких тектонических струй, потоков [9]. Ансамбль размещен в зоне трансформации линейных (ламинарных) течений в турбулентные; отсюда изогнутость линз, явления завихрения в „листрической" части потока, там, где происходит резкий сброс накопленных в глубинных его частях напряжений. Таким образом, эти условия характеризуются не только неравновесностью, открытостью системы, но и ее нахождением в закритической области, вдали от точки равновесия. Не здесь ли объяснение несовместимости типично тектоногенных форм с типично „осадочными" или „первичными" признаками: аутигенной зональностью рудных тел независимо от размера последних, четкой диссимметрией разреза, которая, если исходить из осадочной концепции, должна была бы не возникать, а утрачиваться.

Обратимся в этой связи к характерным чертам ансамбля.

Первая его особенность – довольно высокая структурная упорядоченность. Она обусловлена когерентным поведением геометрических модификаций, подчеркнутых богатыми и бедными железом породами: железистыми кварцитами и кислыми гнейсами. Эта упорядоченность проявляется на разных масштабных уровнях; именно она наполняет содержанием такое определение как структурно-вещественный комплекс.

Вторая особенность – это иерархически выдержанное подобие, субординированность элементов структурно-вещественного комплекса практически на всех уровнях ее структурной организации (рис. 6). Ее основой является линзово-чешуйчатый мотив, подчеркнутый появлением высокодифференцированных железорудных ассоциаций.

Третья особенность – нелинейный характер взаимосвязи между количественными параметрами структурообразующих элементов (например, между содержанием железа в объеме рудного тела в зависимости от степени однородности его строения). Нелинейный характер графиков (рис. 7) не искажается ни в случае пересечения с дайками, ни в случае расчленения тела на ряд более мелких линз. Часто при этом нелинейность проявляется на фоне характерной ритмической картины.

Четвертая особенность – отсутствие логических взаимосвязей, которые могли бы вытекать из геологических черт строения и особенностей отдельных элементов. Например, присутствие талька и карбоната в рудах, обилие пироксена; сильная диспергированность тел и четкая упорядоченность разреза.

Пятая особенность – высокая динамика среды.

Очевидно, что все это не вытекает из традиционных представлений о путях формирования геологических особенностей метаморфизированных осадочных серий, в особенности железорудных.

Наличие упорядоченности и скейлинг-эффекта, нелинейный харак-

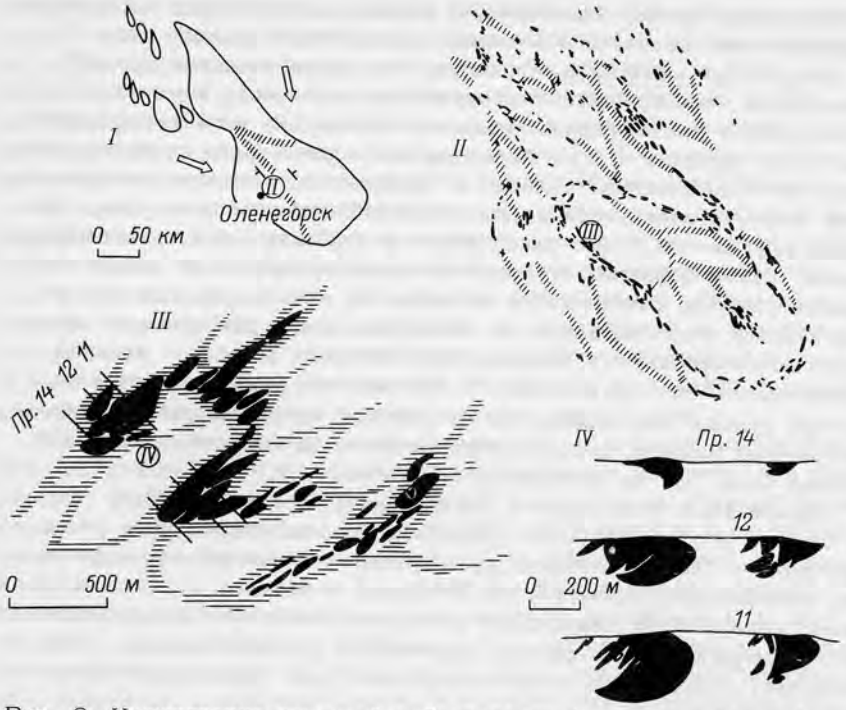


Рис. 6. Иллюстрация ранговой субординации (скейлинг-эффекта) линзово-чешуйчатых структур в пределах Кольского полуострова.

I – Кольско-Норвежский мегаблок с линзовидными „отторженцами"; II – Приимандровский железорудный район; линзово-чешуйчатый мотив подчеркнут цепочкой тел железистых кварцитов и осями магнитных аномалий; III – Кировогорское месторождение железистых кварцитов; тела последних развиты в узлах сочленения линз кислых гнейсов; контуры этих линз даны штриховкой, намеченной по данным магнитометрических съемок и структурным построениям; IУ – детали месторождения: рудные гломеры в разрезах северо-западного фланга Кировогорского месторождения (профили 14, 12, 11) – см. также рис. 5.

тер соотношения элементов разных уровней, выраженный в различной плотности распределения рудного вещества – все это является характерным свидетельством того, что мы имеем дело с аналогами физического поля, материализованного характерным веществом и свойством (т.е. структурно-вещественным комплексом) [15]. Это своеобразная проекция поля на плоскость пространственно-временных отображений в процессе ее динамической эволюции.

Все пять особенностей, кроме того, характеризуют физическое поле как среду для саморождения и развития структур, для самоор-

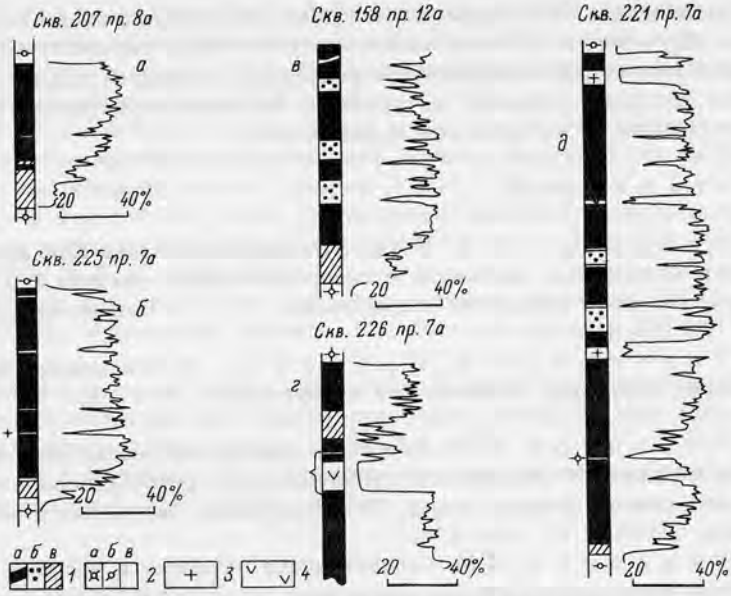


Рис. 7. Характер распределения содержания валового железа в разрезах линз-чешуй Кировогорского месторождения.

1 – железистые кварциты: а – магнетитовые, б – гематит-содержащие, в – слаборудные; 2 – биотитовые гнейсы: а – нодулярные, б – биотито-силлиманитовые, в – те же гнейсы в виде тонких прослоев в железистых кварцитах; 3 – пегматиты; 4 – диабазы. Разрезы показывают, что основной признак подсистемы – рудное железо – распределено нелинейно в объеме тела; общая картина дополняется ритмичностью строения и не искажается вблизи даек.

ганизации [2, 18]. Эти особенности – следствия проявления саморазвивающегося рудогенного процесса, который нельзя свести к аналогии с одним из принимаемых, хотя и взаимно исключающих генетических подходов. Последние, как известно, основаны на априорности того, что рудогенез осуществляется как линейный процесс последовательного приближения к равновесию, минимизации свободной энергии. Но это, скорее, процесс последовательного уничтожения, а не зарождения структур.

Таким образом, железистые кварциты – это и не продукт метаморфизма исходных осадков, но и не результат наложенного метасоматоза (все наблюдаемые метасоматические явления возникают после образования дифференцированного комплекса). То, что обычно принято различать в генетических концепциях рудообразования (источник, перенос, отложение, структурирование, метаморфизм метасоматоз и даже иногда преобразование) как последовательные аддитивные процессы, может на самом деле совместиться в одном явлении –

самоорганизации. Рассматриваемые рудные ансамбли со всеми их признаками образования–преобразования следует в таком случае относить к единой структурно–вещественной популяции, последовательные изменения которой отражают затухающую эволюцию возмущенного физического поля, в котором она зарождалась.

Литература

1. Гедовиус Е.А. Геологическое обоснование методики разведки железистых кварцитов в северо–западных районах СССР // Вопросы геологии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд–во АН СССР, 1962. С. 89–99.

2. Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структур, устойчивости и флуктуаций. М.: Мир, 1973. 280 с.

3. Горяинов П.М. Аутигенно–минералогическая зональность и ее связь с механизмом вулканогенного рудообразования // Тез. докл. регион. петрогр. совещ. по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1968. С. 173–174.

4. Горяинов П.М. Геологическое строение и условия образования Комсомольского месторождения железистых кварцитов // Железисто–кремнистые формации Кольского полуострова. Л.: Наука, 1970. С. 16–39.

5. Горяинов П.М. Первичная геохимическая зональность докембрийских железисто–кремнистых формаций и ее практическое значение // Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценка потенциальной рудоносности. Апатиты. 1972. С. 62–65.

6. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто–кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 145 с.

7. Горяинов П.М. Беломорско–карельская активизация в тектонической окраине ареала железисто–кремнистой формации Кольского полуострова – Кольско–Норвежского мегаблока // Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1981. С. 45–58.

8. Горяинов П.М., Евстафьев А.С., Пестеров Ф.В. Главные этапы формирования структуры Кировогорского железорудного месторождения // Геология и структура рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1980. С. 92–104.

9. Паталаха Е.И. Генетические основы метаморфической тектоники. Алма–Ата: Наука, 1981. 180 с.

10. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере КМА). Воронеж: Изд–во ВГУ, 1966. 264 с.

11. Рягузов Н.Т. О роли разрывных нарушений в структуре Оленегорского месторождения и локализации оруденения на глубоких горизонтах // Изв.вузов. Геология и разведка. 1985. Вып. 6. С. 122–126.

12. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

13. Точилин М.С. Происхождение железистых кварцитов. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.

14. Точилин М.С., Горяинов П.М. Геология и генезис железорудных месторождений Приимандровского района Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1964. 103 с.

15. Филонюк В.А. Структурные признаки саморазвития рудогенных процессов во времени и пространстве // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 2. С. 442-445.

16. Харитонов Л.Я. Тектоника // Геология СССР. Т. XXVII: Мурманская область. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 548-631.

17. Шифрин Д.В. Общая геологическая характеристика месторождений железных руд Приимандровского района // Изв. Лен. гидрогеодез. треста. 1934. № 2. С. 30-34.

18. Эбелинг В. Образование структур при необратимых процессах. М.: Мир, 1979. 280 с.

А.И. Родыгин

АНОМАЛЬНО ДВУОСНЫЙ КВАРЦ ТЕКТОНИТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОСИ СЖАТИЯ ЭЛЛИПСОИДА ДЕФОРМАЦИИ

Специальные кристаллооптические исследования показывают, что аномальная деформационная двуосность кварца представляет собой широко распространенную особенность этого минерала. Согласно данным Л.А. Варданянца [1], 95-98% кварца горных пород должно быть двуосным с наиболее вероятным углом $2V = (14 \pm 6)^{\circ}$. Так, из 37 измеренных им кристаллов только 2 оказались одноосными. Е.Н. Панов [6] исследовал кварц палеозойских и мезозойских гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья и установил, что из 118 замеров только 1.7% измерений характеризуются углом оптических осей меньше 9°, половина всех определений угла $2V$ располагается в пределах $15-21^{\circ}$. Чаще всего встречаются углы $18-21^{\circ}$ (30%), максимальное значение угла $2V = 24-27^{\circ}$ (7.5%). Острая биссектриса угла $2V$ расположена по длинной оси индивида кварца.

А. Састри и соавторы [11] в богатых CaO гранулитах встретили аномально двуосный кварц с углом оптических осей $4-17^{\circ}$. Сравнение с экспериментальными данными показало, что причиной двуосности является преобладание одностороннего давления при метаморфизме.

И.С. Делицын и соавторы [3] экспериментами в условиях высокой температуры ($1500 \pm 75^{\circ}$C) и сверхвысокого квазигидростатического давления (135 кбар) установили, что при пластической деформации кварца происходит изменение форм оптической индикатрисы, выражающееся в появлении двуосности ($2V$ достигает значения $83-90^{\circ}$) и в повороте ее вокруг оси N_g на 90°.

Влияние одноосного давления на оптические свойства монокристаллов кварца изучено А.Х. Зильберштейном и М.И. Хотиной [4]. Согласно их данным, к двуосности кристалла приводит давление вдоль оси второго порядка и вообще достаточное по величине любое давление, не параллельное оси третьего порядка, и только механическое напряжение вдоль оптической оси кристалла не меняет осности последнего. Это обстоятельство позволяет из всех кристаллов, испытавших одностороннее сжатие, выделить группу, для которой давление было ориентировано определенным образом относительно кристаллографических осей. Так, все одноосные деформированные кристаллы испытали одноосное давление, направленное вдоль оси третьего порядка.

Двуосность кварца, как и других минералов с малым углом оптических осей, не может быть обнаружена при коноскопическом исследовании или обычных наблюдениях на федоровском столике, так как сечение оптической индикатрисы, перпендикулярное к острой биссектрисе, ведет себя так же, как и круговое (экваториальное) сечение одноосных минералов. Наличие двуосности и величина угла $2V$ могут быть исследованы с достаточной точностью ($\pm 2^{o}$) с помощью методики, разработанной Л.А. Варданянцем [1, 2], которую применил и автор данной статьи.

Нами изучен аномально двуосный кварц, содержащийся в тонкополосчатом мелкокристаллическом мраморе чартысской свиты района среднего течения р. Нарын (Тува). Образцы взяты из фронтальной части надвиговой пластины (рис. 1), характеризующейся сложным чешуйчато-складчатым строением. В районе практически в каждом обнажении наблюдаются признаки интенсивных тектонических преобразований – разномасштабные сжатые лежачие изоклинальные складки, птигматитовые структуры, будинаж кварцитов, микрогнейсов, разлинование кварцевых жил, развитие различного типа линейности и разнообразных динамометаморфитов (милонитов, бластомилонитов и т.п.). Размер надвиговой пластины от разлома в корневой зоне на левобережье р. Нарын до фронтальной части, находящейся на водоразделе рек Нарын и Сайлыг, 6–8 км. Фронтальная часть аллохтона хорошо выражена в рельефе в виде резкого крутого выступа. Направление надвигания установлено геологическим картированием. Положение осей сжатия и растяжения определено как по геологическим данным, так и с помощью микроструктурного анализа кальцита [5]. Кливаж осевой плоскости разномасштабных складок полого падает на юг, образуя острый угол с подошвой аллохтона. Среднестатистическая ось сжатия, установленная по кальциту, ориентирована примерно параллельно линии падения сместителя, под острым углом к кливажу осевой плоскости (рис. 1, в).

В образце, представляющем небольшую складку скалывания, изучена ориентировка биотита, кальцита и кварца (рис. 2). По биотиту получены диаграммы с одним максимумом нормалей к (001), ось которого перпендикулярна к плоскости ab. Кальцит характеризуется диаграммами оптических осей и нормалей к плоскости двойникования $(01\bar{1}2)$, аналогичными таковым деформированного монокрис-

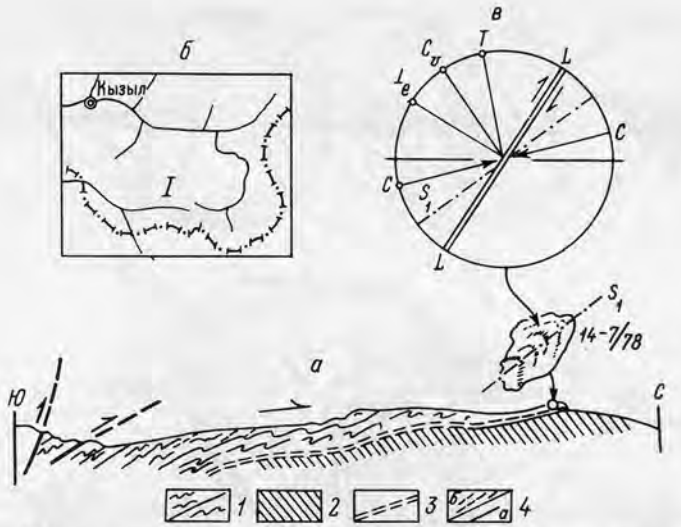


Рис. 1. Схема геологического строения правого борта долины р. Нарын в бассейне ручья Кара-Суг.

а – геологический разрез, параллельный линии падения подошвы надвиговой пластины: 1 – породы аллохтона, 2 – породы автохтона, 3 – подошва аллохтона, 4 – слоистость (а) и сланцеватость (б) пород аллохтона; б – местоположение геологического разреза; в – диаграмма ориентировки кальцита (сводная по 8 диаграммам), приведенная к плоскости геологического разреза: LL – плоскость скольжения в кальците $e(01\bar{1}2)$, C_v – центр тяжести максимума оптических осей, $\perp e$ – нормаль к тупому ромбоэдру $e(01\bar{1}2)$, C – ось сжатия, T – ось растяжения.

талла, т.е. данная ориентировка представляет собой наиболее благоприятный тип, позволяющий однозначно определить положение динамических направлений (осей сжатия и растяжения, линии скольжения; см. рис. 2, д). Ось сжатия и в данном конкретном случае составляет с осевой плоскостью складки острый угол.

При изучении кварца определена общая ориентировка и ориентировка по группам зерен. Первая определялась измерением положения оптической оси кварца как одноосного минерала в зернах без выбора, подряд. При этом, очевидно, у части зерен оказалась определенной не оптическая ось, а острая биссектриса. На диаграммах выявился максимум, ось которого совпадает с шарниром складки; кроме того, характерно вытягивание максимума в неполный пояс, лежащий в осевой плоскости складки, т.е. в плоскости ab . Этот пояс хорошо виден на диаграмме (рис. 2, а); такой же узор наблюдается и в противоположном крыле складки (в точке 5).

Подобная ориентировка – сочетание пояса в плоскости ab с максимумом оптических осей по направлению петроструктурной оси

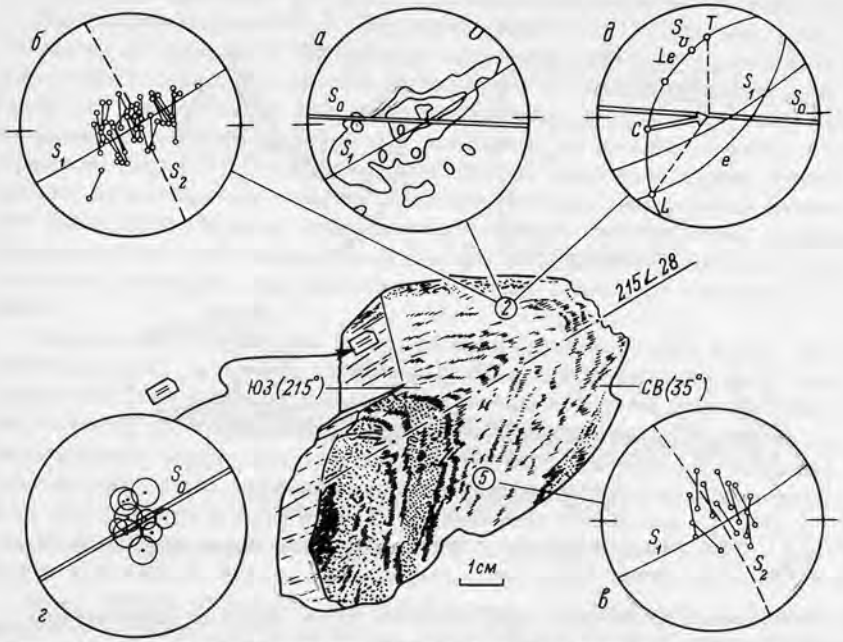


Рис. 2. Ориентировка кварца, биотита и кальцита в складке скалывания (обр. 14-7/78, рис. 1).

а – ориентировка оптических осей кварца; 150 замеров, изолинии 1.5-3-7.5% на 1% площади. S_0 – слоистость породы, S_1 – плоскость (001) биотита – осевая плоскость складки. Здесь и дальше сетка Вульфа, проекция с верхней полусферы; б,в – диаграммы аномально двуосного кварца; отрезки дуг – проекции плоскостей оптических осей; длина отрезков соответствует длинной оси „восьмерки" или „эллипса затемнения"; S_2 – среднее положение плоскости оптических осей; г – диаграмма оптических осей кварца, ориентированная перпендикулярно линии падения осевой плоскости складки. Кружки вокруг выходов Ng показывают форму ореолов погасания; д – диаграмма ориентировки кальцита; C_v – центр тяжести максимума оптических осей по 150 замерам; е – плоскость двойникового скольжения $(01\bar{1}2)$; C – ось сжатия, T – ось растяжения, L – линия двойникового скольжения.

b – наблюдалась Б. Зандером [10], А. Хитенен [9], Х.В. Ферберном [8] в породах, сходных с нашими, в которых кварц заключен в виде изолированных зерен в более податливой кальцитовой ткани. По-видимому, в изученной породе зерна кварца несколько вытянуты по [0001], чем и обусловлена такая ориентировка. Фактором, обусловившим ее, может быть вращение зерен вокруг длинной оси, т.е. вокруг оси [0001] = b, совпадающей с шарниром складки.

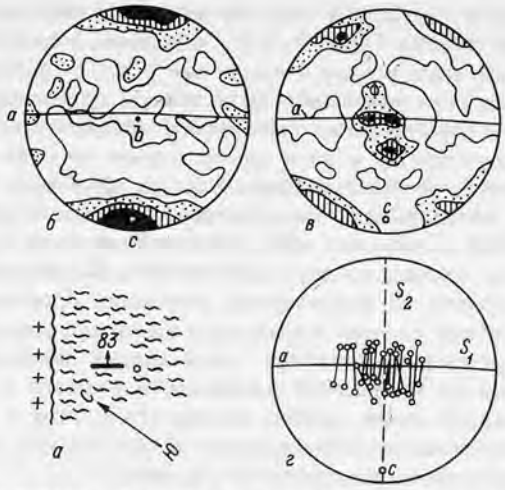


Рис. 3. Ориентировка биотита и кварца в кристаллических сланцах из экзоконтакта Теранджикского интрузивного массива (Курайский хребет, ЮВ часть Горного Алтая).

а – местоположение изученного образца (кружок) в юго-восточном экзоконтакте массива гранитоидов (крестики) и залегание кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород; б – ориентировка биотита; 200 земеров, изолинии 0.5-2-4-6%; S_1 – кристаллизационная сланцеватость; в – ориентировка оптических осей кварца; 300 замеров, изолинии 0.3-2-3-4%; г – диаграмма аномально двуосного кварца; обозначения, как на рис. 2.

В некоторых зернах кварца даже при обычной работе на федоровском столике удалось наблюдать признаки двуосности, поэтому методом Л.А. Варданянца [1, 2] была исследована группа зерен, ориентированных осью [0001] под большим углом к плоскости шлифа, параллельного профилю складки. Оказалось, что во всех исследованных зернах этой группы наблюдается двуосность, причем угол оптических осей колеблется около 20°. Ореол затемнения вокруг острой биссектрисы при угле $2V$ больше 15° имеет форму восьмерки, при меньших углах – форму эллипса. Плоскости оптических осей индивидуальных зерен проявляют предпочтительную ориентировку, что хорошо видно на диаграмме (рис. 2, а, в). Усредненная плоскость оптических осей S_2 располагается почти перпендикулярно к осевой плоскости складки S_1 и параллельно шарниру последней, который совпадает с линией пересечения S_1 и S_2. Эта плоскость параллельна фронтальной части надвиговой пластины и перпендикулярна к оси сжатия, установленной по кальциту.

Согласно экспериментальным данным А.Х. Зильберштейна и М.И. Хотиной [4], группа зерен, оси [0001] которых ориентированы параллельно оси сжатия, не должна проявлять двуосности.

Для проверки этого положения был изучен шлиф, перпендикулярный к найденной оси сжатия (рис. 2, г). Оказалось, что у большинства зерен ореол затемнения вокруг выхода оси [0001] имеет форму правильного круга, что указывает на истинную одноосность, в единичных случаях – форму слегка вытянутого эллипса, свидетельствующего о слабой двуосности, и ни в одном случае не отмечен ореол в виде „восьмерки", который указывал бы на заметную двуосность. Это наблюдение подтверждает неслучайность предпочтительной ориентировки плоскостей оптических осей, отмеченной выше (рис. 2, б, в).

Другой пример аномально двуосного кварца был изучен автором в экзоконтакте одного из интрузивных массивов, прорывающих гнейсы и кристаллические сланцы Курайского метаморфического комплекса [7]. Плоскость оптических осей кварца оказалась ориентированной параллельно контактной поверхности массива (рис. 3). Учитывая изложенное выше, можно предполагать, что и в данном случае она расположена перпендикулярно к оси сжатия, проявившегося в период становления интрузивного массива.

Приведенные примеры указывают на возможность использования предпочтительной ориентировки плоскостей оптических осей аномально двуосного кварца тектонитов для определения оси сжатия, вызвавшего появление двуосности этого минерала, что значительно облегчает определение остальных осей эллипсоида деформации.

Литература

1. Варданянц Л.А. Проблема оптической двуосности одноосных минералов // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1941. Ч.70, вып. 1. С. 16-19.

2. Варданянц Л.А. Способ исследования двуосности минералов при малом угле оптических осей // Универсальный столик Е.С. Федорова. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 826-830.

3. Делицын И.С., Лившиц Л.Д., Марков В.К. Пластическая деформация кварца в условиях высокой температуры и сверхвысокого давления // Исследование природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966. С. 126-131.

4. Зильберштейн А.Х., Хотина М.И. Влияние одноосного давления на оптические свойства монокристаллов кварца // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1979. Ч. 108, вып. 6. С. 716-720.

5. Казаков А.Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л.: Наука, 1967, 108 с.

6. Панов Е.Н. О некоторых кристаллооптических свойствах кварца в гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья // Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1963. Т. 92, вып. 6. С. 664-673.

7. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1968. 326 с.

8. Ферберн Х.В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 267 с.

9. H i e t a n e n A. On the petrology of the Finnish quartzites // Comm. Geol. de Finlande Bul. 1938. Nr 122. 118 p.

10. S a n d e r B. Gefügekunde der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite. Wien, 1930. 352 S.

11. S a s t r y A.V.R. et al. On the significance of the anomalous biaxial quartz and scapolite in granulites from Kodurn, Andhra Pradesh // Current Sci. 1964. Vol. 33, Nr 21. P. 650-651.

Л.Ф. Добржинецкая

СТРУКТУРЫ АРХЕЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В ПОРОДАХ ЧАРНОКИТОВОЙ СЕРИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Понимание архейского тектогенеза протоконтинентальной коры на ранних стадиях развития Земли является одной из актуальных задач современной геологии. Оно невозможно без детальных структурных исследований сложнодеформированных комплексов архейского фундамента, фрагменты которого обнаруживаются в пределах древних щитов.

В восточной части Балтийского щита, на Кольском полуострове, в состав допопийского комплекса основания включается главным образом одна и та же серия пород, которая разными исследователями называется: „гиперстеновые диориты" [12], „первичнокоровые гранитоиды" [4, 6], „чарнокитовая серия" [1–3, 5].

Наиболее крупные поля выходов чарнокитовой серии известны в пределах Центральнокольской зоны (междуречье Туломы–Колы–Кицы), Мурманского блока (районы оз. Канентъявр, нижнего течения р. Вороньей, междуречья Иоканьги–Сухой), Беломорской зоны. Во всех этих районах породы чарнокитовой серии представлены генетически единой ассоциацией гиперстенсодержащих пород, состав которых варьирует от основных (метапироксениты, двупироксеновые плагиосланцы) до средних и кислых разновидностей (эндербиты и собственно чарнокиты). Согласно нашим предыдущим исследованиям [1–3, 10], образования чарнокитового комплекса представляют собой единую расслоенную серию магматических пород: пироксенит, габбро–норит, кварцевый диорит, тоналит–плагиогранит, метаморфизованную в условиях гранулитовой фации. Наиболее общей чертой всех пород чарнокитовой серии Кольского полуострова является то, что среди них преимущественным развитием пользуются эндербиты, в то время как чарнокиты резко подчинены им. В целом комплекс пород, включенный нами с состав чарнокитовой серии (метапироксениты, двупироксеновые плагиосланцы, эндербиты, чарнокито–эндербиты и собственно чарнокиты) во многом напоминает „чарнокитовую серию", выделенную впервые Т.Г. Холландом [15] в Индии и С.Е. Тилли [16] в Антарктиде. В этих древнейших областях докембрия, так же как и на Кольском полуострове, преимущественным развитием пользуются эндербиты, в то время как собственно чар-

нокиты резко подчинены им. В Индии породы чарнокитовой серии тесно ассоциируют с так называемыми кондалитами, которые по минеральному составу близки к глиноземистым гнейсам кольской серии Балтийского щита. Аналогичный комплекс гнейсов в ассоциации с эндербитами и чарнокитами известен и в Антарктиде. В этих древнейших регионах глиноземистые гнейсы и породы чарнокитовой серии обнаруживают близкую историю структурного и метаморфического развития. Относительно возрастных соотношений глиноземистых гнейсов и пород чарнокитовой серии нет единого мнения.

На Кольском полуострове многими исследователями кольская серия вслед за А.А. Полкановым [12] рассматривается как древнейший осадочный или вулканогенно-осадочный комплекс, а породы комплекса эндербитов и чарнокитов („гиперстеновые диориты") – как синорогенные интрузии саамской эпохи диастрофизма. Такой же точки зрения придерживалась автор настоящей статьи в своей ранней работе [8]. Другая группа исследователей рассматривает эндербиты и чарнокиты как ультраметагенные образования древнейшего фундамента Кольского полуострова [4, 5]. Согласно новым данным, полученным нами в последние годы, комплекс пород чарнокитовой серии залегает сейчас в виде повторно деформированных тектонических пластин среди гнейсов кольской серии [1-3, 10]. Контакты между гнейсами кольской серии и породами чарнокитового комплекса тектонические. Обычно в зоне контакта гнейсы архейской кольской серии превращены в высокотемпературные бластомилониты гранулитовой фации, а эндербиты и пироксеновые плагиосланцы подвергаются интенсивной чарнокитизации. Такие соотношения, естественно, не позволяют выявить возрастные соотношения этих двух древнейших на Кольском полуострове комплексов пород. Однако, используя известные сейчас датировки, мы предполагаем более древний возраст пород чарнокитовой серии по отношению к гнейсам кольской серии. Возраст пород чарнокитовой серии в районе хр. Веже-тундра датируется 3000-3100 млн лет ($Pb-Pb$ термоизохронный метод по цирконам из эндербитов и двупироксеновых плагиосланцев, данные Л.В. Сумина) и 2900 млн. лет ($U-Pb$ определения по цирконам из тех же пород, данные Т.В. Грачевой, К.Х. Авакяна, Бибиковой Е.В. и др. [7]). Возраст эндербитов („гиперстеновых тоналитов") из района оз. Канентъявр, определенный Ю.Д. Пушкаревым и др. [13] по цирконам $U-Pb$ изохронным методом, равен (2820 ± 20) млн. лет. Возраст гнейсов кольской серии, датированный И.М. Гороховым и др. $Rb-Sr$ изохронным методом, составляет (2660 ± 40) млн. лет [13].

В этой статье будут рассмотрены два наиболее детально изученных нами района развития пород чарнокитовой серии, входящих в состав разных структурно-фациальных зон: Центральнокольской зоны и Мурманского блока.

Центральнокольская зона (хребты Веже-тундра, Афанасий-тундра, район ст. Кица, оз. Пупозеро). В этом районе нами было проведено детальное структурное картирование, в ходе которого были выяснены соотношения между породами чарнокитовой серии и гней-

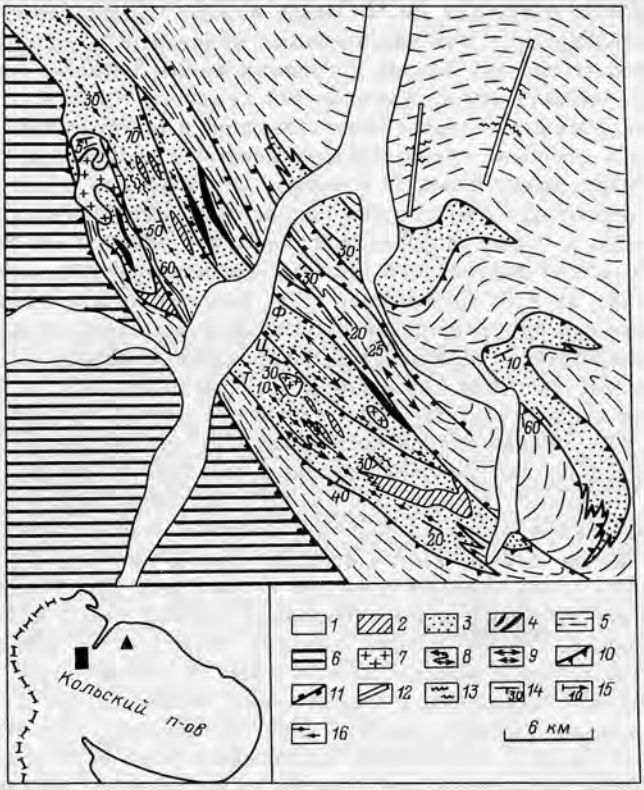


Рис. 1. Структурная схема районов хребтов Веже-тундра и Афанасий-тундра и схема расположения участков работ.

1 – четвертичные отложения; 2–7 – архейские образования: 2–5 – раннеархейский комплекс пород фундамента: 2–4 – породы чарнокитовой серии (2 – амфибол-двупироксеновые плагиосланцы, 3 – эндербиты, 4 – сапфиринсодержащие чарнокиты, чарнокиты); 5 – кольская серия; 6 – лопийские образования Оленегорского зеленокаменного пояса; 7 – плагиомикроклиновые граниты; 8–15 – структурные элементы: 8–9 – ориентировка осевых поверхностей пакетов изоклинальных складок F_1 (8) и F_2 (9); 10 – положение границ надвиговых пластин (S_2); 11 – ориентировка зон пластических сдвигов (S_3); 12 – ориентировка осевых поверхностей складок F_4 ; 13 – местонахождение складок F_4 (обозначено зеркало складок F_4); 14 – ориентировка кристаллизационной сланцеватости (S_{1-2}) и метаморфической полосчатости (S_0); 15 – направление погружения линейности L_2 и шарниров (B_2) складок F_2 ; 16 – границы структурных доменов.

На врезке – черный прямоугольник обозначает местоположение участка исследований в районе хребтов Веже-тундра и Афанасий-тундра; черный треугольник – района оз. Канентьявр (карта этого района приведена на рис. 4).

сами кольской серии. Геологическая карта района была уже опубликована [1]. Здесь приводится структурная карта, сделанная на ее основе (рис. 1).

Породы чарнокитовой серии слагают здесь серию повторно деформированных тектонических пластин, чередующихся с пластинами пород кольской серии. Породы кольской серии представлены гранат-биотитовыми, гиперстен-гранат-кордиеритовыми, силлиманит-гранат-кордиеритовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами, эвлизитами и железистыми кварцитами. Контакты между гнейсами кольской серии и породами чарнокитовой серии, как правило, тектонические. Комплекс пород чарнокитовой серии, так же как и гнейсы кольской серии, в зоне контакта подвергся интенсивной бластомилонитизации, происходившей в условиях метаморфизма гранулитовой фации.

Характер внутреннего строения одной из наиболее крупных пластин пород чарнокитовой серии представлен на карте хр. Веже-тундра [1]. Наибольшим распространением здесь пользуются эндербиты, составляющие 60% общего объема. Эти породы характеризуются неясно выраженной полосчатостью, которая подчеркивается неоднородным распределением плагиоклаза, кварца и гиперстена. Двупироксеновые плагиосланцы представлены тонкими полосками или довольно протяженными пластинами, имеющими четкие границы контактов с эндербитами. По распространенности эти породы уступают лишь эндербитам, составляя 30% от общего объема образований чарнокитовой серии. В восточной части хр. Веже-тундра выделена „пачка" неравномерного тонкого переслаивания эндербитов и двупироксеновых сланцев. Метапироксениты развиты в резко подчиненных количествах: они образуют серию мелких линзовидных тел или будинированных пластов незначительной протяженности.

Характер переходов между всеми разностями позволяет нам предполагать, что метаморфическая полосчатость чарнокитовой серии, которую сейчас мы наблюдаем в обнажениях, в грубом приближении наследует общий стиль первичной магматической расслоенности. В то же время картирование территории показало, что часто эта расслоенность нарушена в ходе неоднократных пластических деформаций, которым породы чарнокитовой серии были подвергнуты совместно с супракрустальными образованиями кольской серии.

Этапы деформации. Наиболее яркой особенностью строения пород чарнокитового комплекса является их структурная неоднородность, которая хорошо выявляется при детальном картировании. В пределах Вежетундровской тектонической пластины выделены три структурных домена, которые рассматриваются нами как фронтальная, центральная и тыловая зоны (рис. 1, где им соответствуют буквенные обозначения Ф, Ц, Т соответственно).

Наиболее ранние деформации эндербитов (D_1) установлены в тыловой зоне пластины. Они представлены единичными мелкими изоклинальными складками (F_1) с кристаллизационной сланцеватостью (S_1), развитой параллельно их осевым плоскостям. Эта сланцеватость, выраженная в ориентировке кварца и агрегатов гипер-

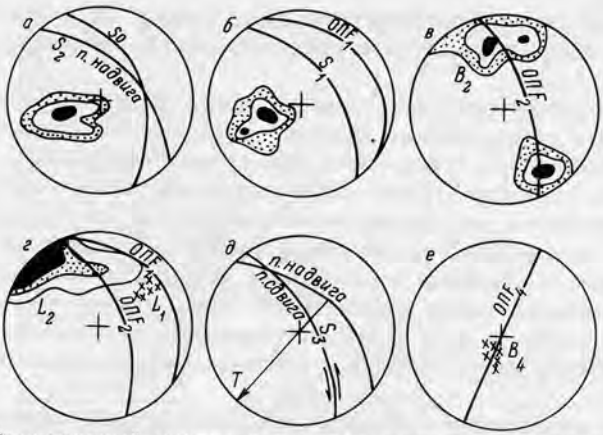


Рис. 2. Структурный анализ в породах чарнокитовой серии района хребтов Веже-тундра и Афанасий-тундра.

Все диаграммы построены на верхней полусфере стереографической сетки Вульфа; а - πS -диаграмма ориентировки полюсов плоскостей метаморфической полосчатости (S_0). Изолинии проведены: 2-4-18% (74 замера); б - πS -диаграмма ориентировки полюсов плоскостей кристаллизационной сланцеватости (S_1). Изолинии: 3-8-30% (35 замеров); в - диаграмма ориентировки шарниров B_2 изоклинальных складок F_2 и среднестатистическое положение их осевых плоскостей (ОП F_2). Изолинии: 2-5-10% (39 замеров); г - диаграмма ориентировки линейности (L_2). Изолинии: 1-7-20% (68 замеров); крестиками обозначено положение линейности L_1. Нанесены среднестатистические осевые плоскости складок F_1 и F_2 ; д - положение плоскости надвига Веже-тундровской пластины пород чарнокитовой серии (S_2) и плоскости более позднего пластического сдвига (S_3), Т - направление линии транспорта Веже-тундровской пластины; е - ориентировка шарниров (B_4) складок F_4 (крестики) и положение их осевой поверхности (ОП F_4).

стена, иногда оказывается деформированной замками складок F_1, которые ни по каким другим признакам не могут быть отнесены к складкам другой генерации. Складки F_1 , как те, которые характеризуются осеплоскостной сланцеватостью, так и те, у которых сланцеватость S_1 оказывается деформированной в зоне замковых частей, всегда представлены единичными формами, не имеющими сопряженных соседних пар. Их шарниры погружаются на юго-запад под углом 10-30° в направлении падения пластины. С этим же направлением совпадает минеральная линейность (L_1), выраженная в ориентировке зерен кварца.

Второй этап деформации (D_2) выражен в развитии пакетов лежачих изоклинальных асимметричных складок (F_2), которые развиты во всех трех структурных доменах. В тыловой зоне пластины склад-

дки F_2 отмечаются крайне редко, наиболее широко они представлены в центральной и фронтальной зонах пластины. При этом во фронтальной зоне пластины развитие складок F_2 самое максимальное. Складки F_2 представлены только мелкими и средними формами, размеры которых не превышают первых десятков метров. Их осевые плоскости падают на юго-запад под углом 10-40°. В этом же направлении погружаются отдельные мелкие чешуи и пластины пород чарнокитовой серии. Шарниры складок на всем протяжении Вежетундровской пластины характеризуются субгоризонтальной ориентировкой в северо-западном-юго-восточном направлении. Параллельно шарнирам F_2 развита минеральная линейность (L_2), выраженная в ориентировке гиперстена, кварца, биотита и коричневой роговой обманки.

Структурный анализ, основанный на сопоставлении геометрии ориентировок плоскостных и линейных элементов строения пород чарнокитовой серии (рис. 2, в, г.), показал, что шарниры складок второй генерации (B_2) и L_2 находятся в едином структурном парагенезе. В то же время эти линейные элементы располагаются под углом около 10° к плоскости подошвы надвиговой пластины. На рис. 2 приведены также соотношения и характер площадных ориентировок метаморфической полосчатости (S_0), кристаллизационной сланцеватости (S_1) и шарниров складок первой генерации (B_1), а также осевых плоскостей складок F_2.

Внутри Вежетундровской пластины, сложенной породами чарнокитовой серии, отсутствует симметричное повторение разреза, что косвенным образом служит указанием на отсутствие крупных складок, отнесенных к генерации F_2. Лишь во фронтальной зоне пластины закартирована крупная антиформная складка этой же генерации, которая представляет собой зону нагромождения мелко и среднемасштабных складок F_2. Здесь же отмечается широкое развитие тел плагиоклазитов, которые, как было показано К.Х. Авакяном и М.С. Марковым [3], являются продуктами частичного плавления эндербитов. В этой зоне пластины особенно хорошо наблюдается широкое развитие локальных надвигов, которые смещают антиформные части замков мелких асимметричных складок F_2 во фронтальную область Вежетундровской пластины. Синформные зоны таких складок F_2 располагаются ниже подошвы зон локальных надвигов. Развитие таких структурных форм широко известно во фронтальных зонах многих надвиговых областей. Вдоль осевых плоскостей складок F_2, там, где развитие зон локальных надвигов максимально, наблюдается также широкое развитие кварц-гиперстен-плагиоклазовых и кварц-плагиоклазовых жил, которые буквально насыщают деформированные эндербиты. Этот материал, соответствующий стадии ультраметаморфизма гранулитовой фации [3], распределяется также параллельно метаморфической полосчатости и образует обособления неправильной формы.

Исходя из этого, мы предполагаем, что этап деформации D_2 знаменует процесс обширного глубинного надвигообразования, происходившего в условиях высокой и неоднородной пластичности пород

чарнокитовой серии. Минеральные ассоциации (гиперстен + кварц + + плагиоклах ± коричневая роговая обманка ± биотит), участвующие в формировании S_2, ориентированной вдоль осевых плоскостей складок F_2, а также распределение продуктов частичного плавления эндербитов свидетельствуют об условиях гранулитового метаморфизма и ультраметаморфизма, сопровождающих надвигообразование.

С этапом деформации D_3 мы связываем формирование собственно чарнокитов. Эти породы слагают узкие локальные зоны, вытянутые в северо-западном направлении, и отдельные неопределенной формы участки, развитые среди эндербитов и двупироксеновых плагиосланцев.

Собственно чарнокитовые образования приурочены к зонам повышенной проницаемости флюидов [3], которыми являются области контактов пород чарнокитовой серии с гнейсами кольской серии, а также тектонические контакты между мелкими чешуями эндербитов внутри крупных пластин. Чарнокиты представлены тонкополосчатыми бластомилонитами и среднезернистыми гнейсовидными породами, содержащими гиперстен, силлиманит, кордиерит: сапфирин, шпинель, гранат, ортоклаз и кварц. Особенности состава чарнокитов подробно рассмотрены ранее [3].

В чарнокитах развита локальная мелкомасштабная складчатость (F_3) с резко выраженной дисгармоничностью их замковых частей. Морфология этих складок резко отлична от линейных изоклинальных складок F_2, широко развитых в эндербитах. Для складок F_3 характерны крутые осевые поверхности и крутые, почти вертикальные шарниры. Параллельно осевым плоскостям складок развиты крутопадающие на юго-запад зоны бластомилонитовой сланцеватости.

Такие соотношения позволяют нам предполагать, что складчатость F_3 и формирование бластомилонитовых структур, развитых только локально, там, где присутствуют чарнокиты, находятся в едином структурном парагенезе. Формирование этих структур контролировалось крупной зоной сдвига (S_3) северо-западного простирания. Основная зона этого сдвига расположена у подножья северо-восточных склонов горной гряды Веже-тундра и Афанасий-тундра и приблизительно совпадает с зоной северо-восточного контакта крупной пластины пород чарнокитовой серии и гнейсов кольской серии. Плоскость сдвига имеет северо-западное простирание при крутом (70-80°) падении на юго-запад. Благодаря развитию этого более позднего сдвига в породах чарнокитовой серии наблюдается закономерный для геометрии сдвига подворот сланцеватости и метаморфической полосчатости. Согласно рисунку этих подворотов сдвиг определяется как левосторонний. Формирование этого сдвига происходило также в условиях гранулитового метаморфизма.

Наиболее поздними деформациями пород чарнокитовой серии являются открытые складки (F_4) с крутопадающими шарнирами и осевыми плоскостями северо-восточной ориентировки. Эти складки деформируют отдельные пластины, придавая их границам слабоволнистый характер. Параллельно осевым плоскостям F_4 развита

слабая сланцеватость, выраженная в ориентировке низкотемпературных амфиболов, биотитов и фибролита. Исходя из этого можно полагать, что этап D_4 связан с диафторезом амфиболитовой фации.

Таким образом, анализ деформаций в породах чарнокитовой серии Центральнокольской зоны позволил выделить здесь два главных этапа архейского тектогенеза, протекавшего под контролем метаморфизма гранулитовой фации. Первый этап тектонических событий выражен обширным глубинным надвигообразованием, в результате которого произошло тектоническое расчешуивание и совмещение двух различных по своей природе комплексов пород: пород чарнокитовой серии (первично магматической природы) и супракрустальных образований кольской серии (первично осадочной? или вулканогенно-осадочной? природы). Этот процесс направлен на утолщение ранней протоконтинентальной коры, фрагменты которой сейчас представлены породами чарнокитовой серии. Второй этап выражен формированием сдвиговых зон северо-западного простирания с крутоориентированной плоскостью сдвига; с этими сдвигами связана складчатость, которая усложняет и преобразовывает местами структурные элементы пород, свойственные этапу надвигообразования. Кроме того, в зонах, близкорасположенных к главному сдвигу, формируются крутоориентированная кристаллизационная сланцеватость и зоны бластомилонитов, которые иногда определяют главный структурный план как пород чарнокитовой серии, так и гнейсов кольской серии.

Мурманский блок (район оз. Канентъявр). Рассмотрим теперь чарнокитовый комплекс, расположенный в другой структурно-фациальной зоне. Давно известные обширные выходы эндербитов в районе оз. Канентъявр, горы Сэввэр и прилегающих к правобережью р. Средней площадей часто называют Канентъяврским массивом или канентъяврской эндербитовой серией [6]. Наши исследования в районе оз. Канентъявр-р. Средней показали, что в разрезе этой „эндербитовой серии" преимущественным развитием действительно пользуются массивные лейкократовые (20%) и мезократовые эндербиты (75%), среди которых в резко подчиненных количествах развиты маломощные линзы метапироксенитов (5%).

Эндербиты характеризуются неравномерной грубой полосчатостью (S_0), параллельно которой иногда развита кристаллизационная сланцеватость (S_1), выраженная в ориентировке кварца и роговой обманки. Часто S_1 обнаруживает кососекущее положение по отношению к S_0. Среди эндербитов района озера Канентъявр встречаются отдельные полосы гранатсодержащих эндербитов, в которых гранат ассоциирует с гиперстеном. Кроме того, отмечаются отдельные системы гиперстен-кварц-плагиоклазовых жил, расположенных параллельно полосчатости S_0, и отдельные гнездовидные выделения такого же состава. Все эти особенности являются очевидным указанием на то, что породы „эндербитовой серии" района оз. Канентъявр были подвержены метаморфизму и ультраметаморфизму гранулитовой фации. Процессы наложенного метаморфизма амфиболитовой фации устанавливаются по реакциям замещения: гиперстен → → обыкновенная зеленая роговая обманка → буро-зеленый биотит.

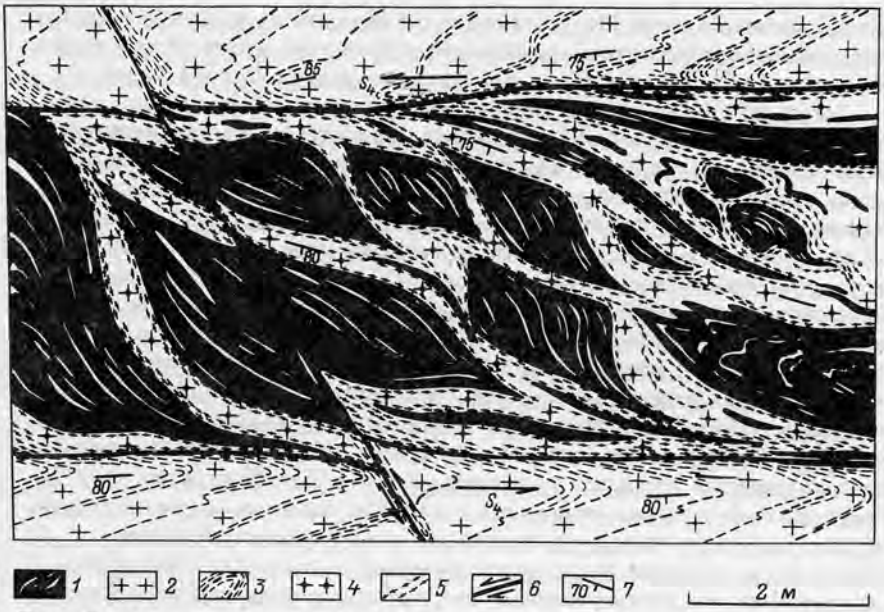
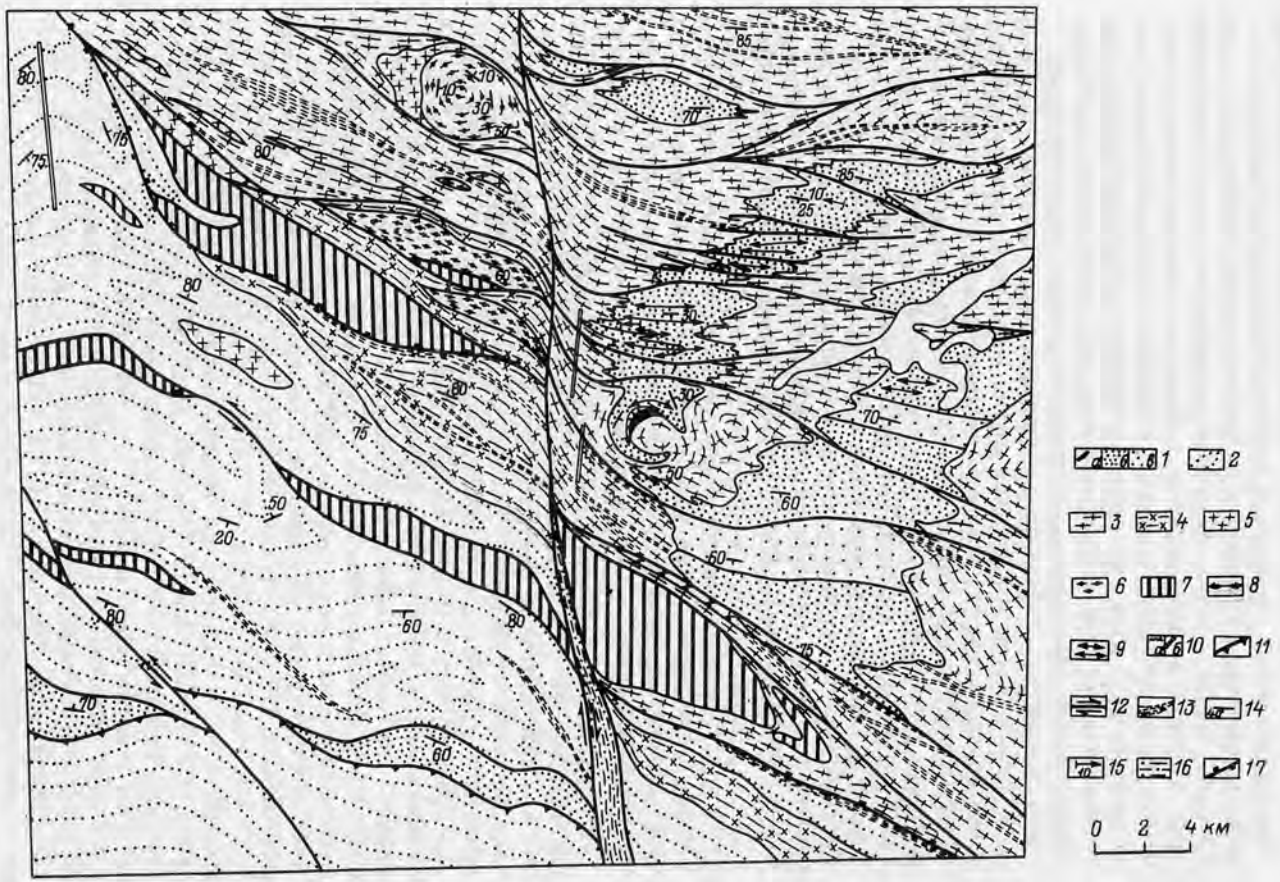


Рис. 3. Ксенолитоподобные фрагменты метапироксенитов в породах чарнокитовой серии района оз. Канентъявр (рисунок обнажения).

1 – метапироксениты (амфиболсодержащие пироксениты, пироксен-содержащие амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты); 2 – эндербиты; 3 – сланцеватость (S_4) в эндербитах; 4 – плагиомикроклиновые граниты; 5 – сланцеватость (S_4) в плагиомикроклиновых гранитах; 6 – пластические сдвиги этапа D_4 ; 7 – ориентировка кристаллизационной сланцеватости S_4.

Геологические соотношения всех разновидностей, слагающих породы „эндербитовой серии" района оз. Канентъявр, и их петрографический состав позволяют сопоставлять их с чарнокитовой серией, развитой на хребтах Веже-тундра, Афанасий-тундра и в районе оз. Пулозера–ст. Кица. Несмотря на то что в районе оз. Канентъявр отсутствуют такие члены разреза как двупироксеновые кристаллосланцы и собственно чарнокиты, известные в Центральнокольской зоне, мы относим ассоциацию этих пород также к чарнокитовой серии, согласно терминологии С.Е. Тилли [16] и Т.Н. Холланда [15].

Согласно точке зрения А.Н. Виноградова и Г.В. Виноградовой [6], детально изучавших канентъявр ский комплекс, эндербиты рассматриваются как первичнокоровые гранитоиды, а метапироксениты считаются ксенолитами основных пород, спорадически расположенными среди них. Согласно нашим данным [9], форма включений метапироксенитов и их пространственное распределение среди эндербитов обязаны тектоническим процессам (рис. 3). В связи с этим метапироксениты также включаются нами в разрез чарнокитовой серии района оз. Канентъявр.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
0 2 4 км

Породы чарнокитовой серии в районе оз. Канентъявр подвержены интенсивной плагиогранитизации и плагиомикроклинизации. Наблюдаются постепенные переходы от эндербитов к плагиогранитам, плагиомикроклиновым гранитам и гранито-гнейсам. Картирование территории позволило установить их неравномерное развитие. На карте (рис. 4) хорошо видно, что породы чарнокитовой серии сохраняются лишь в виде отдельных пятнистых полей и неясно выраженных зон северо-восточного простирания, „утопающих" среди гранитов и гранито-гнейсов. В этих реликтовых эндербитах часто наблюдается ортогональная система плагиогранитных жил субширотного и субмеридионального простирания. Встречаются отдельные, рассеянные среди эндербитов, гнезда плагиомикроклиновых гранитов.

В юго-западном направлении от оз. Канентъявр породы чарнокитовой серии сменяются осадочно-вулканогенными образованиями зеленокаменного пояса Петцордынч. Эти породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Именно здесь проводится современная граница Мурманского блока и Центральнокольской зоны. Структурное положение зеленокаменного пояса Петцордынч позволяет нам предполагать, что он является тектоническим фрагментом более крупного архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. В северо-западном направлении на левобережье

Рис. 4. Структурная карта района оз. Канентъявр (Мурманский блок). Местоположение района работ отмечено черным треугольником на врезке рис. 1.

1-2 – раннеархейский комплекс пород фундамента: 1 – породы чарнокитовой серии (а – метапироксениты, б – мезократовые эндербиты, в – лейкократовые эндербиты); 2 – кольская серия; 3-5 – метаморфогенные гранитоиды: 3 – плагио- и плагиомикроклиновые граниты и гранито-гнейсы; 4 – плагиопегматиты; 5 – микроклиновые граниты; 6-7 – осадочно-вулканогенные образования лопийских зеленокаменных поясов: 6 – осадочный комплекс (шельфовые отложения – мигматизированные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы); 7 – осадочно-вулканогенные образования, насыщенные телами метагаббро (собственные образования зеленокаменных поясов); 8-16 – структурные элементы: 8 – осевые поверхности изоклинальных складок F_1; 9 – осевые поверхности изоклинальных складок F_2; 10 – зеркало складок F_5 (а) и положение их осевых поверхностей (б); 11 – надвиговые границы пластин пород чарнокитовой серии; 12 – зоны сдвигов (стрелки указывают направление сдвига, там, где стрелки отсутствуют, жирные линии соответствуют зонам бластомилонитов, совпадающих с пластическими сдвигами этапа D_4); 13 – зоны интенсивного рассланцевания и бластомилонитизации – S_4; 14 – ориентировка кристаллизационной сланцеватости S_2 и S_4; 15 – ориентировка шарниров B_2 и минеральной линейности L_2; 16 – эпидот-хлоритовые и хлоритовые динамосланцы (S_5); 17 – граница Мурманского блока и Центральнокольской зоны.

р. Средней осадочно-вулканогенные образования пояса Петцордынч тектонически выклиниваются, исчезая среди поля развития глиноземистых гнейсов кольской серии.

Из анализа структурно-геологической карты (рис. 4) следует, что в районе горы Лисьей в контакте с гранитоидами Мурманского блока находится еще один зеленокаменный пояс, строение которого сопоставимо с поясом Петцордынч. Не исключено, что Лисьегорский пояс и пояс Петцордынч некогда составляли единую структуру. В настоящее время они разобщены субмеридиональным разломом сдвиговой природы, который проходит по долине р. Средней.

Контакты между породами чарнокитовой серии и осадочно-вулканогенными образованиями пояса Петцордынч субвертикальные. В зоне контакта развиты мощные тела плагиопегматитов, плагиогранитов, плагиомикроклиновых гранитов и микроклиновых гранитов. Среди эндербитов, развитых вблизи контакта, появляется обилие гранатсодержащих плагиогранитов. Породы, прилегающие к зоне контакта, интенсивно рассланцованы и бластомилонитизированы.

Этапы деформации. Наиболее ранние деформации обнаружены в породах чарнокитовой серии. К ним мы относим формирование уплощенности, выраженной в ориентировке кварца и агрегатов гиперстена. В зонах появления гранатовых эндербитов иногда отмечается слабое линзовидное удлинение зерен граната, ассоциирующего с гиперстеном. Эта ранняя плоскостная структура (S_{n+1}) деформирована единичными изоклинальными складками (F_1). Осевые плоскости этих складок полого погружаются на юг, юго-запад. Ориентировку шарниров складок F_1 установить не удается из-за неблагоприятных эрозионных срезов.

Второй этап деформации представлен пакетами изоклинальных складок (F_2) с пологими, погружающимися на юг-юго-запад, осевыми плоскостями. Шарниры складок погружаются в субширотном направлении с углами 0-10°. Со складками F_2 связана минеральная линейность (L_2), выраженная в ориентировке зерен кварца. Вдоль осевых плоскостей этих складок расположены гиперстен-кварц-плагиоклазовые жилы. Соотношение складок F_1 и F_2 было установлено в нескольких случаях по типичным для наложенной складчатости структурам „замок в замке".

Складки F_2 развиты в эндербитах неравномерно. Они сохраняются в виде отдельных зон, в которых преобладает пологое залегание кристаллизационной сланцеватости и полосчатости. Зоны пологого залегания кристаллизационной сланцеватости S_2 вытянуты в северо-западном направлении. По периферии вдоль направления их простирания они ограничены зонами бластомилонитов и новой более поздней кристаллизационной сланцеватостью (S_4), выраженной в ориентировке минералов амфиболитовой фации: буро-зеленого биотита и амфибола. Эти зоны характеризуются северо-западным простиранием и почти вертикальным падением. Такие соотношения позволяют предполагать, что пакеты изоклинальных складок F_2 являются реликтовыми структурами пород чарнокитовой серии, сохранившимися на фоне более позднего рассланцевания и бластоми-

лонитизации, сопровождавшихся метаморфизмом амфиболитовой фации. Формирование пакетов изоклинальных складок F_2 сопровождалось метаморфизмом и ультраметаморфизмом гранулитовой фации. Их пространственная ориентировка позволяет предположить, что они формировались в условиях глубинного надвигообразования. Направление перемещения материала осуществлялось с северо-востока на юго-запад.

Этап деформации D_3 связан с метаморфизмом амфиболитовой фации, который сопровождался интенсивным развитием гранитизации. В это время формируются многочисленные дисгармоничные складки, которые деформируют новообразованный плагиогранитный и плагиомикроклиновый материал. Наибольшее развитие в эпоху гранитизации получают гранито-гнейсовые купола и овалы. Эти структуры были обоснованы ранее [11]. В зоне, прилегающей к южному ограничению Мурманского блока, эти купола почти полностью линеаризированы, и установление таких структур затруднено из-за развития здесь крутой сланцеватости северо-западного направления – S_4. Однако реликтовые зоны куполовидных структур, связанных с плагиогранитизацией амфиболитовой фации, при детальном картировании выявляются и здесь. Так, на горе Кемвыд закартирована типичная купольная структура, в строении которой участвуют породы чарнокитовой серии, подверженные интенсивной плагиогранитизации (рис. 4). Другая реликтовая куполовидная структура закартирована на левом берегу р. Средней, севернее оз. Малъявр. Здесь гранито-гнейсовый купол формируется тонкополосчатыми послойно мигматизированными биотитовыми гнейсами. Эти породы резко отличны от гранито-гнейсов, сформированных в результате развития кристаллизационной сланцеватости по плагиогранитам. В них наблюдается очень контрастная полосчатость, которая еще больше усиливается послойной мигматизацией. Возможно, этот комплекс является первичноосадочным. По периферии купольной зоны расположены крутоориентированные тела плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов, которые интенсивно рассланцованы. Сланцеватость в них характеризуется северо-западным простиранием и крутым падением на юго-запад.

Этап деформации D_4 знаменуется широким развитием пластических сдвигов, осуществлявшихся вдоль крутонаклонных плоскостей северо-западного простирания. Зона главного сдвига проходит по контакту пород чарнокитовой серии, плагиогранитов и плагиомикроклиновых гранитов Мурманского блока и осадочно-вулканогенных пород Лисьегорского зеленокаменного пояса и пояса Петцордынч. Именно эта зона является современным контактом Мурманского блока и Центральнокольской зоны. С заложением мощного сдвига мы связываем широкое площадное развитие кристаллизационной сланцеватости S_4 и бластомилонитов, которые наложены на пакеты изоклинальных складок F_2 в породах чарнокитовой серии и на купольные структуры плагиогранитных и плагиомикроклиновых образований. В тех местах, где сланцеватость S_4 развита наиболее интенсивно, эндербиты резко меняют свою текстуру и оказываются

похожими на диорито-гнейсы и биотитовые гнейсы. Лишь только редкие реликты гиперстена и плагиоклаза с антипертитовыми структурами позволяют распознавать их додеформационную природу. Такие сильные текстурные изменения наблюдаются и в плагиогранитах: они превращаются в биотитовые гнейсы или в типичные бластомилониты или бластокатаклазиты. Формирование мощного сдвига в южном контакте Мурманского блока сопровождается метаморфизмом амфиболитовой фации.

Особенно контрастно сдвиговые деформации проявляются в пластах метапироксенитов, входящих в состав чарнокитовой серии. На рис. 3 можно видеть динамику этого процесса, наблюдаемую в одном из коренных обнажений, которое расположено северо-западнее горы Сэввэр вдоль ЛЭП. В результате сдвиговой деформации маломощные пласты метапироксенитов были разбиты на отдельные ромбоэдрические блоки. Эти ромбоэдрические блоки метапироксенитов затем были смещены относительно друг друга и „растащены" вдоль направления общего сдвига. Перемещение таких тектонических фрагментов сопровождалось вращением отдельных блоков и плавным сглаживанием их остроугольных очертаний. В результате этого часть мелких блоков метапироксенитов приобрела вид линз или эллипсовидных тел с плавными S-образными подворотами их утонченных концов. Промежутки между блоками заполняются плагиогранитным материалом, который перераспределяется в условиях твердопластического сдвигового течения. Об этом свидетельствуют кристаллизационная сланцеватость и пространственное распределение самого плагиогранитного материала, которые конформно обтекают тектонические фрагменты метапироксенитов. Именно такие включения рассматривались ранее [6] как ксенолиты базитовых пород среди первичнокоровых гранитоидов.

Приведенные здесь данные свидетельствуют о тектонической природе ксенолитоподобных включений. Кроме того, площадное картирование показало, что все эти ксенолитоподобные породы и отдельные линзы метапироксенитов обособляются в отдельные полосы субширотной ориентировки. Простирание этих условных, реставрированных полос – параллельно грубой полосчатости в эндербитах. Ксенолитоподобные фрагменты метапироксенитов являются результатом структурно-метаморфической перестройки единого расслоенного комплекса пород, выделяемого нами в составе чарнокитовой серии.

С этапом деформации D_5 связано формирование открытых волнообразных складок (F_5), характеризующихся субмеридиональным, реже северо-восточным простиранием их крутоориентированных осевых плоскостей. Шарниры складок F_5 субвертикальные. Вдоль осевых плоскостей складок F_5 развиты зоны локальной хлоритизации и эпидотизации, иногда отмечаются тонкие жилки, выполненные эпидотом и плагиоклазом. По-видимому, эту складчатость можно рассматривать как результат вращения более ранних структурных плоскостей при формировании более молодого сдвига, частично погребенного под аллювиальными отложениями р. Средней. Сдвиг имеет субмеридиональное направление. На правобережье р.

Средней известны обнажения, где развиты мощные зоны низкотемпературных хлорит-эпидотовых бластокатаклазитов, характеризующиеся субвертикальной субмеридиональной ориентировкой. В результате этого субмеридионального сдвига Канентъявркский блок оказывается смещенным в южном направлении на 12 км.

Таким образом, особенности деформаций пород чарнокитовой серии в пределах Мурманского блока позволяют нам реставрировать следующие главные элементы тектонического развития этого региона в архейское время. Формирование ранних складок F_1 и пакетов изоклинальных складок F_2, раннюю кристаллизационную сланцеватость S_1 и S_2 мы связываем с этапом надвигообразования, осуществлявшегося в условиях метаморфизма гранулитовой фации и сопутствующего ему ультраметаморфизма. Надвигообразование происходило с перемещением пластин в южном направлении.

Одним из наиболее важных вопросов является понимание масштабов перемещения тектонических пластин в эпоху надвигообразования. Мне бы хотелось сделать некоторые замечания по этому поводу. Действительно, в последние годы среди архейских метаморфических пород Кольского полуострова установлено большое развитие глубинных надвигов, происходивших в условиях высокотемпературного метаморфизма. Понимание масштабов перемещения твердопластических масс горных пород не в поверхностных условиях, а на определенных глубинах протоконтинентальной земной коры, является очень большой проблемой. Многие исследователи докембрия, опираясь на данные по фанерозойской шарьяжной тектонике, полагают, что перемещение тектонических пластин в условиях глубинного надвигообразования было таким же значительным. Однако к настоящему времени не известно ни одной работы, где бы обсуждался вопрос о масштабах надвиговых перемещений тектонических пластин в условиях метаморфизма для Кольского региона, подтвержденный каким-либо достоверно собранным фактическим материалом. Однако, судя по ряду косвенных признаков, таких как развитие структур твердопластического течения внутри надвиговых пластин и в зоне их контактов в породах чарнокитового комплекса, размещение их в пространстве, можно, хотя и весьма условно, предположить, что больших перемещений в эпоху гранулитового метаморфизма не было. По-видимому, масштабы горизонтальных перемещений в раннеархейское время вряд ли превышали первые десятки километров.

Вторым наиболее ярко выраженным явлением архейского тектогенеза в зоне Мурманского блока является формирование гранито-гнейсовых куполов, которое осуществляется при метаморфизме и ультраметаморфизме амфиболитовой фации. В результате этого процесса породы чарнокитовой серии претерпевают значительные преобразования и сохраняются только в виде отдельных реликтовых полей, неравномерно размещенных в поле развития плагио- и плагио-микроклиновых гранитов.

Третий этап завершается формированием мощного пластического сдвига северо-западного направления, по которому сейчас и определяется южная граница Мурманского блока. Этот сдвиг дешифриру-

ется на космических и высотных аэрофотоснимках. Зона влияния Мурманского сдвига на породы Мурманского блока и Центрально-кольской зоны довольно обширна. С ней связано формирование интенсивной кристаллизационной сланцеватости северо-западного простирания и зон бластомилонитов, которые затушевывают структуры двух первых этапов.

Структуры позднего этапа представлены волнистыми складками субмеридионального, северо-восточного структурного плана, которые свойственны не только рассмотренным здесь чарнокитоидам и гранитоидам. Они присутствуют во всех архейских комплексах Кольского полуострова. Во многих регионах, исследованных ранее автором в северной части Кольского полуострова [8], эти складки связаны с низкотемпературной минерализацией, отвечающей условиям метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Однако датировать эти структуры довольно сложно. Как было выяснено на участке, прилегающем к оз. Канентъявр, складки F_5 обязаны своим происхождением субмеридиональному сдвигу. Возможно, что эти структуры являются заключительной стадией архейского тектогенеза; не исключается также их более молодой возраст.

Обсуждение. Анализ особенностей деформаций и их связи с метаморфизмом в породах чарнокитовой серии, развитой в двух различных структурно-фациальных зонах, позволил обнаружить сходство в стиле их развития на ранних стадиях и некоторые отличия, которые становятся заметными в более позднюю эпоху единого архейского тектогенеза.

Как в Центральнокольской зоне, так и в Мурманском блоке установлена ранняя стадия глубинного надвигообразования, осуществлявшегося в условиях единого архейского метаморфизма гранулитовой фации. В Центральнокольской зоне в надвигообразование были вовлечены также и супракрустальные породы кольской серии, метаморфизованные совместно с породами чарнокитового комплекса в условиях единого метаморфизма гранулитовой фации. Оба этих комплекса – чарнокитовую серию и кольскую серию мы выделяем в составе пород фундамента Центральнокольской зоны.

Согласно нашим данным, в Мурманском блоке стадия раннего надвигообразования, сопровождавшегося метаморфизмом гранулитовой фации, проявлена лишь в породах чарнокитового комплекса. Исходя из данных государственной съемки, на территории Мурманского блока, как будто, не известно образований, сходных по составу с породами настоящей кольской серии. В связи с этим можно предположить, что осадочно-вулканогенные образования (?), представленные сейчас метаморфизованными гнейсами кольской серии, на территории Мурманского блока не были развиты вообще или были локализованы здесь только в виде маломощных и ограниченных по площади распространения отложений, которые были затем полностью уничтожены эрозией.

Таким образом, в „архейском срезе" на время гранулитового метаморфизма как в Центральнокольской зоне, так и на территории

Мурманского блока породы фундамента были охвачены единым процессом глубинного надвигообразования, который в известной мере способствовал наращиванию раннеархейской протоконтинентальной коры.

Следующей стадией является этап заложения зеленокаменных поясов. Зеленокаменные пояса Петцордынч и Лисьегорский мы рассматриваем как тектонические фрагменты архейского зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья или как более мелкие пояса, синхронные по времени образования последнему. В северном ограничении зеленокаменные пояса Петцордынч и Лисьегорский контактируют с породами чарнокитовой серии и метаморфогенными гранитами Мурманского блока. К южному контакту поясов примыкают глиноземистые гнейсы кольской серии, чередующиеся с пластинами пород чарнокитовой серии Центральнокольской зоны. Осадочно–вулканогенные породы зеленокаменных поясов Петцордынч и Лисьегорского метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Следы интенсивного метаморфизма амфиболитовой фации, наложенного на гранулитовый, известны также в гнейсах кольской серии в непосредственной близости от Лисьегорского пояса [8] и пояса Петцордынч. Здесь породы кольской серии насыщены телами мусковит–биотитовых плагиогранитов, плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов амфиболитовой фации.

При продвижении на юг к осевой части Центральнокольской зоны амфиболитовый метаморфизм, наложенный на гранулитовый, постепенно исчезает. В осевой части Центральнокольской зоны, в районе среднего течения р. Колы, отмечается лишь слабое его проявление [3, 8]. Плагиограниты, плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты присутствуют здесь в очень незначительном объеме по сравнению с объемом таких же гранитов, развитых на территории Мурманского блока. Итак, следы наложенного метаморфизма амфиболитовой фации как в кольской серии, так и в породах чарнокитовой серии незначительны. Не исключено, что амфиболитовый метаморфизм является здесь регрессивной ветвью раннего метаморфизма гранулитовой фации.

В то же время на территории Мурманского блока, примыкающего к северному контакту зеленокаменных поясов Петцордынч и Лисьегорского, наблюдается интенсивная гранитизация, протекавшая в условиях ультраметаморфизма амфиболитовой фации. С появлением этих гранитов связано формирование структур типичных гранито-гнейсовых куполов, в отличие от Центральнокольской зоны, которая не затронута таким гранитообразованием. Такое различие постнадвигового тектогенеза в одних и тех же породах единого фундамента Центральнокольской зоны и Мурманского блока [9], казалось бы, заводит в тупик. Действительно, чем объясняется такое обилие гранитов в Мурманском блоке и отсутствие или незначительное количество их в Центральнокольской зоне?

Поскольку формирование метаморфогенных гранитоидов амфиболитовой фации связано с насыщением породы водосодержащими флюидами, ответ на этот вопрос должен быть связан с поиском источни-

ка H_2O. Если на территории Мурманского блока породы фундамента, т.е. исходная для гранитизации матрица, были представлены только породами чарнокитовой серии, то вряд ли эти „сухие породы" смогли стать источником для формирования больших объемов водосодержащих флюидов. Поскольку в непосредственном контакте с Мурманским блоком расположен целый каскад зеленокаменных поясов, можно ожидать, что рядом с этими поясами должны были развиваться их шельфовые отложения, подобно тому как это было выявлено и детально обосновано для раннепротерозойских зеленокаменных поясов [14]. Поскольку раннепротерозойские зеленокаменные пояса имеют много общих черт с архейскими, мы имеем все основания привлечь раннепротерозойскую модель структурно-вещественного парагенеза зеленокаменных поясов к архейской ситуации. Таким образом, можно предположить, что шельфовые отложения зеленокаменных поясов Лисьегорского, Петцордынч, Колмозеро-Воронья перекрывали породы архейского фундамента на территории Мурманского блока и служили источником для формирования больших объемов водосодержащих флюидов, вызывающих интенсивное гранитообразование. В действительности же распознать сейчас шельфовые отложения зеленокаменных поясов Петцордынч и Лисьегорского на территории, охваченной интенсивной гранитизацией, чрезвычайно трудно. Однако появление в зонах гранито-гнейсовых куполов тонкозернистых, тонкополосчатых мигматизированных биотитовых гнейсов, которые мы наблюдали на левобережье р. Средней, севернее оз. Малъявр, ставит перед нами вопрос: не являются ли такие образования реликтами гранитизированного шельфа? Возможно, что такие же участки реликтовых шельфовых пород существуют и в поле развития гнейсов кольской серии в непосредственной близости с южным контактом зеленокаменного пояса Петцордынч и Лисьегорского. Именно там нами были закартированы зоны развития мигматизированных биотитовых и гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов, которые в зоне наложенного метаморфизма амфиболитовой фации трудно отличить от диафторированных гнейсов кольской серии.

Предварительный анализ геологических материалов позволяет нам сделать предположение, что более широкие поля развития шельфового комплекса располагаются в восточной части Мурманского блока и известны под названием баренцевоморской толщи.

Таким образом, суммируя все изложенные здесь данные, мы предполагаем, что до времени заложения зеленокаменных поясов Петцордынч, Лисьегорского (и пояса Колмозеро-Воронья) Центральнокольская зона и Мурманский блок представляли собой единый раннеархейский протоконтинент, разделенный впоследствии крупным зеленокаменным поясом Колмозеро-Воронья и серией более мелких синхронных ему вытянутых в северо-западном направлении поясов. После того как на территории Мурманского блока в фундаменте, перекрытом шельфовыми образованиями, сформировались структуры гранито-гнейсовых куполов, началась эпоха пластических деформаций, связанных со сдвигообразованием. Мощная зона Мурманского сдвига, разделяющая сейчас Центральнокольскую зону и Мурманский

блок, оказала влияние на современный структурный план прилегающих к ней площадей развития архейских образований.

Как в южном, так и в северном направлении от зоны этого сдвига в породах Центральнокольской зоны и Мурманского блока широкое развитие получили крутоориентированная сланцеватость и зоны бластомилонитов северо-западного направления. Купольные структуры, созданные ранее, были линеаризированы, а более ранние деформации этапа надвигообразования, запечатленные в чарнокитовой серии, в зонах наложенной сланцеватости распознаются только по единичным пакетам лежачих изоклинальных складок. Зона Мурманского сдвига „залечена" мощными вертикально ориентированными протяженными телами турмалиноносных мусковитовых пегматитов, плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов. Вдоль простирания этой зоны концентрируются линзовидные тектонические фрагменты архейских зеленокаменных поясов, кулисообразно смещенных относительно друг друга. Часть таких поясов представляет собой сейчас типичные сутурные швы и с трудом распознаются в этом своеобразном сдвиговом меланже.

По периферии зоны Мурманского сдвига была сформирована серия менее протяженных локальных сдвиговых зон, ориентировка которых хорошо согласуется с геометрией касательных напряжений главного сдвига. Таким локальным сдвигом можно считать Вежетундровский сдвиг в Центральнокольской зоне, который ориентирован под углом 45° к зоне Мурманского сдвига. И хотя в зоне Мурманского сдвига твердопластическое течение пород сопровождается метаморфизмом и гранитообразованием амфиболитовой фации, а в зоне Веже-тундровского сдвига происходило в это время образование сапфиринсодержащих собственно чарнокитовых бластомилонитов, оба этих сдвига дают хорошо согласованную геометрическую картину. Кроме того, согласно предположению К.Х. Авакяна и М.С. Маркова [3], формирование сапфиринсодержащих чарнокитов, может быть, связано и со вторым гранулитовым метаморфизмом, проявившимся в Центральнокольской зоне локально, вдоль зон высоких тектонических напряжений. Таким образом, можно предположить, что в эпоху сдвигообразования в разных зонах одновременно проявлялся различный локальный метаморфизм: гранулитовый (второй) вдоль Вежетундровского сдвига; амфиболитовый – вдоль зоны Мурманского сдвига.

Архейский тектогенез, по-видимому, завершается формированием складчатости северо-восточного структурного плана, которая не оказывает существенного влияния на сложнопостроенный к этому времени структурный ансамбль древнейших толщ Кольского полуострова.

Автор приносит благодарность сотрудникам ГИН АН СССР М.С. Маркову, К.Х. Авакяну и И.К. Кацура, вместе с которыми на протяжении многих лет проводились полевые и камеральные работы и плодотворное обсуждение материалов.

Литература

1. Структурное положение чарнокитоидов Центральной части Кольского полуострова / Авакян К.Х., Богданова С.В., Добржинецкая Л.Ф. и др. // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 123–133.

2. Строение архейской коры Балтийского щита (Центрально-Кольская зона) / Авакян К.Х., Кацура И.К., Марков М.С., Добржинецкая Л.Ф. // Тез. докл. на 27 МГК. М., 1984. Т. II, секция 04, 05. С. 250.

3. Авакян К.Х., Марков М.С. Условия образования и метаморфическая история эндербитов и чарнокитов Центрально-Кольской зоны // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1984. Ч. CXXII, вып. 5. С. 547–559.

4. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 5–143.

5. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.

6. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Эндербиты Канентъяврского массива и проблема петрохимического типа первичнокоровых гранитоидов // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979. С. 79–109.

7. U – Pb возраст чарнокитовой серии центральной части Кольского полуострова / Грачева Т.В., Авакян К.Х., Бибикова Е.В. и др. // Тез. совещ.: Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. Алма-Ата, 1985. С. 54–56.

8. Добржинецкая Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии (Балтийский щит). М.: Наука, 1978. С. 147.

9. Добржинецкая Л.Ф., Марков М.С. Природа меланократовых включений в архейских гранитоидах Балтийского щита (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 274, № 5. С. 1172–1177.

10. Области развития серых гнейсов / Марков М.С., Добржинецкая Л.Ф., Авакян К.Х., Кацура И.К. // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 72–84.

11. Минц М.В., Колпаков Н.И., Пузанов В.И. Тектоническая структура Мурманского блока Балтийского щита // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 133–145.

12. Полканов А.А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Арк. ин-та. 1936. Т. 1. 326 с.

13. Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове / Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Шестаков Г.И., Шуркина Л.К. // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: ГИ КФ АН СССР, 1979. С. 18–43.

14. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
15. Holland T.N. The charnokcite series a groop of Archean hyperstenic rocks in Peninsular India // Geol. Surv. India. Bul. 1960. Vol. 29. P. 119–249.
16. Tilley C.E. Enderbite a new member of the charnockite series // Geol. Mag. 1936. Vol. 76. P. 312–316.

И.К. Кацура

АРХЕЙСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА ВОЛШЕПАХК: СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС
(центральная часть Кольского полуострова)

В геологических образованиях разного возраста широко развиты кольцевые структуры, имеющие различный генезис. Эти структуры формируются при различных тектонических условиях, поэтому решение вопроса о происхождении кольцевых структур и их роли в структурном парагенезисе сложнодислоцированных областей имеет важное значение в понимании истории развития региона.

Кольцевые структуры широко развиты среди древних метаморфических образований Кольского полуострова. Это главным образом гранито-гнейсовые и гнейсовые купола, распространенные в областях развития пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Среди гранулитовых комплексов Кольского полуострова кольцевые структуры встречаются редко. Одна из таких структур была изучена нами в районе хр. Волшепахк (Центральнокольская зона). Особенностям строения и образования этой структуры посвящена настоящая статья.

В центральной части Кольского полуострова (Центральнокольская зона) широким развитием пользуются породы комплекса основания (чарнокитовая серия) [1, 2] и супракрустальные образования кольской серии архея. В северной части Центральнокольской зоны эти архейские породы повсеместно деформированы крупными складками северо-западного простирания, которые формировались синхронно с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации, являющимся наложенным по отношению к более раннему метаморфизму гранулитовой фации. Реставрация характера складчатости более ранних стадий позволила установить, что в эпоху гранулитового метаморфизма породы кольской серии были деформированы в лежачие изоклинальные складки, формирующие покровные структуры [3–5]. Наши исследования в районе хр. Волшепахк показали, что архейские породы, метаморфизованные в гранулитовой фации и почти не затронутые диафторезом, слагают кольцевую структуру сложного генезиса, которая ранее в этом районе не выделялась.

Хр. Волшепахк расположен восточнее озера Пулозеро в верхнем течении р. Кица. Здесь преимущественно развиты породы чарнокитовой серии и супракрустальные образования кольской серии, представленные различными гнейсами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации.

Породы чарнокитовой серии составляют около 70% объема всех образований и объединяют лейкократовые и мезократовые эндербиты, амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые основные сланцы, чарнокиты, гранатсодержащие эндербиты, гранатсодержащие двупироксеновые основные сланцы и метапироксениты.

Супракрустальные образования кольской серии слагают полосы шириной до 3-4 км, расположенные среди гнейсов чарнокитовой серии, и составляют около 30% общего объема пород. Здесь кольская серия представлена биотит-гранатовыми, силлиманит-биотит-кордиерит-гранатовыми гнейсами, двупироксеновыми и биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами, насыщенными жилами и линзами гранатсодержащих двуполевошпатовых субщелочных гранитов. Гранат- и силлиманитсодержащие двуполевошпатовые субщелочные граниты пронизывают весь комплекс гнейсов кольской серии, в результате чего часто наблюдается мигматитовая полосчатость, где мощность лейкосомы меняется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Детальное картирование архейских гранулитовых образований в районе гор Волшепахк, Куничья Шапка, Сытрантеч, Юксвыд и Пуйтпахк позволило обнаружить крупную кольцевую структуру, диаметр которой достигает 15-20 км (рис. 1). Эта структура хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках, благодаря конформному расположению горных гряд относительно простирания слагающих их горных пород.

Кольцевая структура в основном сложена породами чарнокитовой серии, обрамленными по периферии сложноскладчатыми глиноземистыми гнейсами кольской серии. Центральная часть ядра (гора Сытрантеч) подчеркивается дугообразным расположением пластов амфибол-двупироксеновых основных сланцев, окруженных мезократовыми и лейкократовыми эндербитами. Отдельные линзообразованные выходы плагиомикроклиновых гранитов, насыщающих эндербиты, конформны контурам кольцевой структуры.

Изучение складчатых деформаций в районе хр. Волшепахк позволило установить следующий ряд деформационных структур.

Наиболее ранним структурным элементом является кристаллизационная сланцеватость (S_1), выраженная в плоскопараллельной ориентировке биотита, агрегатов пироксена и кварца в породах чарнокитовой серии и биотита, силлиманита, бурой роговой обманки и граната в гнейсах кольской серии. В породах чарнокитовой серии кристаллизационная сланцеватость параллельна метаморфической полосчатости. Ориентировка сланцеватости закономерно подчиняется контурам кольцевой структуры.

Ранние складки F_2 широко распространены как в породах чарнокитовой серии, так и в гнейсах кольской серии. Они встречаются в виде изоклинальных асимметричных мелко- и среднемасштабных форм. Мелкие формы наблюдаются в обнажениях, а среднемасштабные

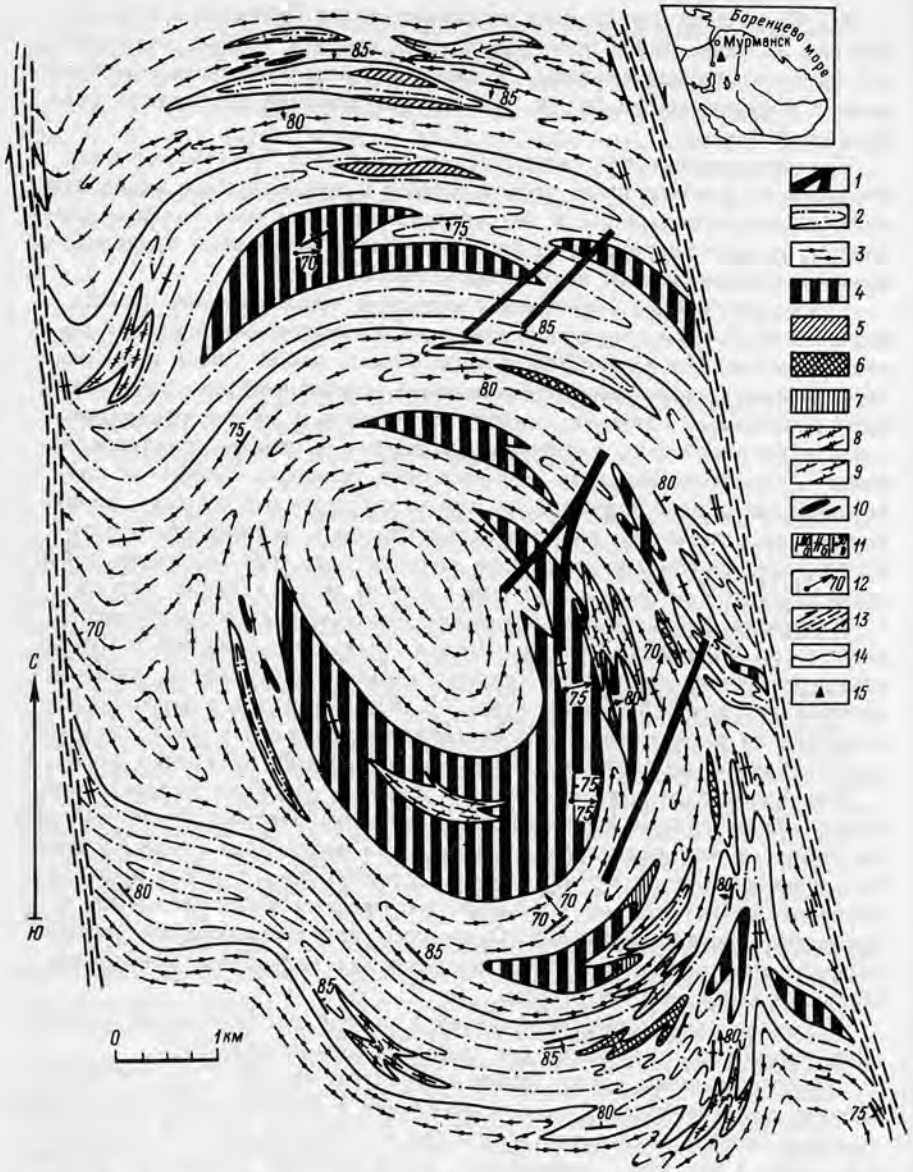


Рис. 1. Геологическая карта хр. Волшепахк.

1 – дайки диабазов протерозойского (?) возраста; 2 – образования кольской серии: гранат-биотитовые гнейсы и силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовые гнейсы; 3–7 – чарнокитовая серия: 3 – мезократовые и лейкократовые эндербиты, 4 – двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые основные кристаллосланцы; 5 – гранатсодержащие лейкократовые эндербиты, 6 – метапироксениты, 7 – гранатсодержа-

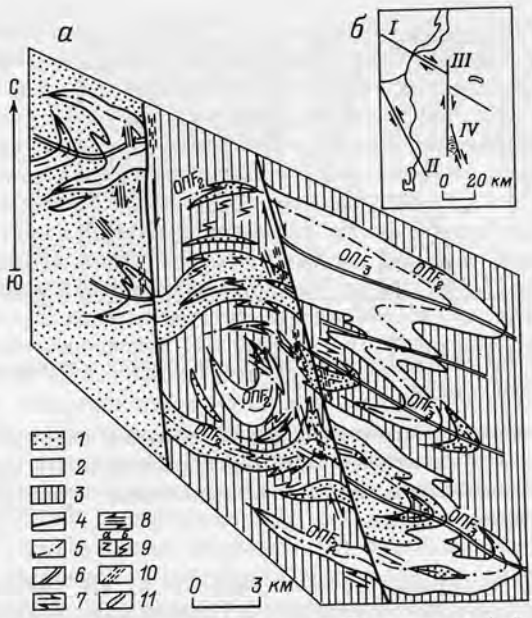


Рис. 2. Структурная схема района хр. Волшепахк (а) и расположение пластических сдвигов в Центральнокольской зоне.

1 – гнейсы кольской серии; 2–3 – чарнокитовая серия: 2 – двупироксеновые основные сланцы, 3 – лейкократовые и мезократовые эндербиты; 4 – зоны пластических сдвигов СП–II, стрелки указывают направление перемещения блоков; 5 – осевые плоскости складок F_2; 6 – осевые плоскости складок F_3 ; 7 – зоны микросдвигов СП–I; 8 – зоны микросдвигов СП–III; 9 – участки преимущественного развития асимметричных складок F_2 ; 10 – Z –образные (а) и S –образные (б) складки; 11 – геологические границы; сдвиги: I – Главный Мурманский, II – Вежетундровский, III – Кицкий, IУ – Сытрантечский.

щие амфибол–двупироксеновые основные кристаллосланцы; 8–9 – палингенно–метасоматические образования: 8 – гранатсодержащие двуполевошпатовые субщелочные граниты, 9 – плагиомикроклиновые граниты; 10 – эвлизиты; 11–12 – элементы залегания: 11 – кристаллизационной сланцеватости (а), бластомилонитовой полосчатости (б), осевых плоскостей складок F_2 (в); 12 – минеральной линейности; 13 – зоны пластических сдвигов; 14 – геологические границы; 15 – местоположение района работ (на врезке).

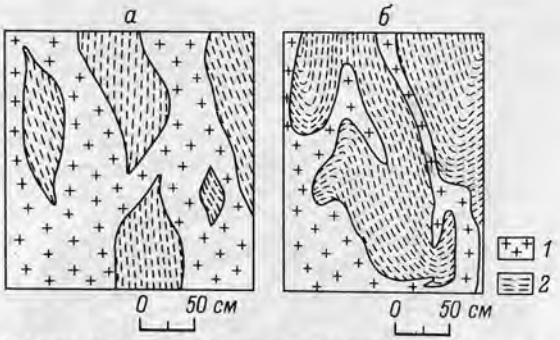


Рис. 3. Характер распределения мигматитового материала в породах чарнокитовой серии.

а – мигматизация, синхронная с формированием пластических сдвигов СП–I; б – мигматитовые жилы, деформированные складками F_2; 1 – гиперстенсодержащие кварц–плагиоклазовые жилы; 2 – двупироксеновые основные сланцы.

складки этой же генерации устанавливаются путем картирования по смене пород чарнокитового комплекса и гнейсов кольской серии (рис. 2).

В породах чарнокитовой серии складки F–2 деформируют метаморфическую полосчатость и кристаллизационную сланцеватость (S_1). Крутопадающие осевые плоскости этих складок в целом параллельны кристаллизационной сланцеватости (исключая замковые части), и их ориентировка подчиняется элементам кольцевой структуры. Параллельно шарнирам складок F–2 развивается минеральная линейность, выраженная в линейной ориентировке коричневого биотита, бурой роговой обманки, агрегатов пироксена и лентикулярного кварца. Шарниры складок F–2 и параллельная им минеральная линейность характеризуются субвертикальной ориентировкой.

В гнейсах кольской серии складки F–2 деформируют метаморфическую полосчатость, кристаллизационную сланцеватость и мигматитовую полосчатость, которая создается жилами гранатсодержащих двуполевошпатовых субщелочных гранитов. Осевые плоскости и шарниры этих складок ориентированы субвертикально, конформно с кольцевой структурой.

Мигматитовая полосчатость (МП) характерна как для пород чарнокитовой серии, так и для гнейсов кольской серии. В породах чарнокитовой серии лейкосома, представленная гиперстенсодержащими кварц–плагиоклазовыми жилами, распределяется в основном субпараллельно метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости (S_1), образуя мигматитовую полосчатость (МП–I). Одновременно с мигматизацией формируются зоны пластических сдвигов. Сдвиги этой генерации (СП–I) устанавливаются по наличию реликтов ромбовидных фрагментов двупироксеновых основных сланцев, „залеченных" мигматитовым материалом, который занимает структурные направления, отвечающие касательным напряжениям сдвиговой системы (рис. 3, а). Эти сдвиговые зоны ориентированы

в субмеридиональном (350–0°) и северо-западном (310–320°) направлениях. По рисунку ромбовидных фрагментов устанавливается левосторонний характер северо-западных сдвигов и правосторонний – субмеридиональных. Таким образом, реликты зон пластических сдвигов северо-западного и субмеридионального направлений отражают единую систему касательных напряжений, которые обусловили сдвиговую деформацию, синхронную с мигматизацией.

Мигматитовый материал занимает двойственное положение относительно структурных элементов складок F–2. Как правило, гиперстенсодержащие кварц-плагиоклазовые жилы (МП–I) ориентированы параллельно кристаллизационной сланцеватости в эндербитах и деформированы складками F–2 (рис. 3, б), реже они (МП–II) пересекают крылья и осевые плоскости этих складок.

Такая же ситуация отмечается и в породах кольской серии. Здесь лейкосома представлена гранатсодержащими двуполевошпатовыми субщелочными гранитами. Мигматитовая полосчатость (МП–I) в кольской серии в основном деформирована складками F–2, лишь крупные жилы (МП–II) (мощностью до 1 м) пересекают эти складки.

Таким образом, можно выделить два этапа мигматизации, которые имеют различные структурные положения, но являются двумя стадиями единого процесса ультраметаморфизма гранулитовой фации.

В северо-западной и юго-восточной частях района хр. Волшепахк наблюдаются сжатые складки F–3, деформирующие оба комплекса пород (рис. 2). Они представлены мелко- и среднемасштабными формами. Это единичные складки, часто не имеющие сопряженных пар. Углы между их крыльями составляют 50–45°. Складки этой генерации деформируют метаморфическую полосчатость, кристаллизационную сланцеватость (S_1), мигматитовую полосчатость (МП), осевые плоскости складок F–2 и минеральную линейность, параллельную шарнирам складок F–2. Осевые плоскости складок F–3 субвертикальны, а шарниры погружаются в северо-западном направлении под углом 60–80°.

Кольцевая структура Волшепахк с востока и запада ограничена зонами пластических сдвигов (СП–II). В западной части кольцевой структуры зона сдвига, простирающаяся в северном направлении, совпадает с руслом р. Малая Кица (Кицкий сдвиг) и скрыта под ее аллювиально-делювиальными отложениями. Главная зона Кицкого сдвига хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Ее влияние на окружающие породы выражено в изгибании главных картируемых плоскостных структур с характерными деформационными рисунками, свойственными вязким сдвигам [6]. Рисунок S-образных подворотов свидетельствует о правостороннем перемещении вдоль зоны Кицкого сдвига.

В восточной части кольцевой структуры зона пластического сдвига совпадает с руслом реки, берущей начало у восточного подножия горы Сытрантеч (Сытрантечский сдвиг). Главная зона Сытрантечского сдвига ориентирована на север-северо-запад 350°. В пределах этой сдвиговой зоны (шириной до 100 м) обнажены породы чарнокитовой серии и гнейсы кольской серии, в которых присутствуют бласт-

Этап деформаций	Структурные формы	Метаморфизм
Д–5	Зоны пластических сдвигов (СП–III), бластомилониты	Диафторез амфиболитовой и зеленосланцевой фаций
Д–4	Зоны пластических сдвигов (СП–II), бластомилониты, формирование кольцевой структуры	Гранулитовая фация
Д–3	Сжатые складки F–3 с вертикальными осевыми плоскостями и крутоориентированными в северо-западном направлении шарнирами	Гранулитовая фация
Д–2	Асимметричные изоклинальные складки F–2 с вертикальными осевыми плоскостями и шарнирами	Мигматизация (МП–II), вторая стадия ультраметаморфизма гранулитовой фации Гранулитовая фация
Д–1	Зоны пластических сдвигов (СП–I) Кристаллизационная сланцеватость (S_1)	Мигматизация (МП–I), первая стадия ультраметаморфизма гранулитовой фации Гранулитовая фация

томилониты амфиболитовой фации. По мере приближения к зоне Сытрантечского сдвига наблюдаются S-образные подвороты плоскостных структур, рисунок которых указывает на правосторонние перемещения. В пределах 1 км к востоку и западу от этой сдвиговой зоны отмечаются узкие (первые метры, иногда десятки метров) зоны бластомилонитизации гранулитовой фации, ориентированные в субмеридиональном направлении. Приуроченность этих бластомилонитовых зон к Сытрантечскому сдвигу позволяет сделать вывод о том, что заложение субмеридиональных пластических сдвигов, ограничивающих кольцевую структуру, произошло в эпоху гранулитовой фации метаморфизма.

На северо-западных склонах горы Куничья Шапка в северо-западной части района наблюдаются мелкие сдвиговые зоны, с которыми связан диафторез амфиболитовой и реже зеленосланцевой фаций метаморфизма. Здесь широко развиты амфиболиты и двуслюдяные гранито-гнейсы, сланцеватость в которых параллельна направлению сдвигов. Пластические сдвиги этой генерации (СП–III) развиты в

двух направлениях, отражающих единую систему касательных напряжений. Субмеридиональные сдвиги (СВ 0–10°) являются правосторонними, а в северо-западных (310–330°) наблюдаются левосторонние перемещения.

Таким образом, анализ структурно-метаморфических событий в районе хр. Волшепахк позволил установить последовательность этапов деформаций, развитых в этом районе (таблица).

Обсуждение. Таким образом, на территории хр. Волшепахк был выявлен сложный структурный ансамбль, в строении которого запечатлены неоднократные деформационные события, сопровождавшиеся метаморфизмом и ультраметаморфизмом гранулитовой фации (этапы Д-1–Д-4). В результате этих структурных событий была сформирована Волшепахкская кольцевая структура, конфигурация которой была незначительно изменена в ходе более поздних тектонических процессов, связанных со сдвиговыми смещениями, сопровождающимися локальным метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Попытаемся проанализировать, каким регионально развитым в Центральнокольской зоне структурам отвечают этапы деформаций Д-1–Д-5, выделенные в районе хр. Волшепахк. Важно также понять, являются ли структуры кольцевого типа, подобные Волшепахкской, структурами, отражающими стиль архейского тектогенеза Кольского полуострова, и какой стадии архейского тектогенеза этой зоны они соответствуют. Для этого привлечем анализ материала по соседним с хр. Волшепахк районам (хр. Веже-тундра, хр. Афанасия-тундра, район оз. Канентъявр), где также развиты породы чарнокитовой серии и образования кольской серии. Такой анализ приведен Л.Ф. Добржинецкой в настоящем сборнике (с. 134).

По данным Л.Ф. Добржинецкой в „архейском срезе", сделанном на время гранулитового метаморфизма как в Центральнокольской зоне, так и на территории Мурманского блока, архейские толщи были охвачены единым процессом глубинного надвигообразования. В результате этого были сформированы пакеты изоклинальных складок и серии тектонических пластин, опрокинутых на северо-восток.

Второй крупный этап архейского тектогенеза знаменуется заложением зеленокаменных поясов Оленегорского и Колмозеро-Воронья северо-западного и субширотного структурного плана, с которыми связан метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, локально наложенный на деформированные и метаморфизованные в условиях гранулитовой фации породы фундамента.

Третий этап архейского тектогенеза связан с формированием Главного Мурманского сдвига, сопровождавшегося метаморфизмом амфиболитовой фации, и синхронного ему Веже-тундровского сдвига, осуществлявшегося в условиях метаморфизма гранулитовой фации.

Заключительная стадия архейского тектогенеза завершается формированием складчатости субмеридионального-северо-восточного структурного плана, которая лишь незначительно искажает сложный структурный ансамбль древнейших толщ Центральнокольской зоны. Эта складчатость связана с формированием субмеридиональных сдвигов, сопровождающихся низкотемпературным диафторезом.

Исходя из анализа геологической ситуации в окружающих районах, можно полагать, что в районе хр. Волшепахк структуры этапа надвигообразования, сопровождавшегося метаморфизмом и ультраметаморфизмом гранулитовой фации, также имели место. Фактически этап деформации Д-2 выражен теми же пакетами изоклинальных складок, что и на хр. Веже-тундра и в районе оз. Канентъявр среди пород чарнокитовой серии. В отличие от этих районов пакеты изоклинальных складок на территории хр. Волшепахк сейчас имеют крутую ориентировку. Это связано, по-видимому, с искажением их первоначального залегания активными пластическими деформациями этапов Д-3-Д-4.

Этап деформации Д-3, который имеет тотальное развитие в породах чарнокитовой серии и в гнейсах кольской серии за пределами Волшепахкской кольцевой структуры, знаменуется широким распространением сжатых складок F-3, которые определяют структурный план довольно обширной территории, сложенной породами фундамента. Можно предположить, что структурный ансамбль этой территории контролировался развитием двух зон сдвигов: Главного Мурманского и Веже-тундровского. На рис. 2, б дана схема их расположения. В ходе активных сдвиговых деформаций участок, расположенный в виде клина между двумя зонами пластических сдвигов, подвергся складчатости F-3. Крутоориентированные шарниры этих складок отражают вращательную составляющую этой геометрически единой сдвиговой системы. Внутри Волшепахкской кольцевой структуры, вероятно, запечатлены фрагменты крупных картируемых складок F-3, которые сейчас искажены деформациями этапа Д-4. О том, что складчатость F-3 контролировалась зонами пластических сдвигов, свидетельствуют мелкие структуры пластических сдвигов, развитые фрагментарно по всей площади как в пределах кольцевой структуры, так и на ее периферии (рис. 2, а).

С этапом деформации Д-4 мы связываем заложение двух крупных сдвигов: Кицкого и Сытрантечского. Параллельно зонам этих сдвигов отмечаются узкие локальные зоны бластомилонитов гранулитовой фации. Это дает нам возможность предполагать, что заложение этих зон происходило в эпоху гранулитового метаморфизма. В условиях высокой пластичности породы, находящиеся между этими сдвигами, испытывали вращение, которое привело к формированию кольцевой структуры.

Волшепахкская кольцевая структура, таким образом, рассматривается нами как структура вращения, созданная в условиях гранулитового метаморфизма под контролем пластической сдвиговой деформации. В ходе вращения происходил послойный срыв отдельных пластов и усиление структурной анизотропии пород, которая выражается в смещении маломощных пластов относительно друг друга. На карте (рис. 1) они выглядят как линзы пород различного состава.

Анализ структурной ситуации в сопредельных с хр. Волшепахк районах показывает, что структуры вращения являются единичными формами в пределах Центральнокольской зоны.

Этап архейского тектогенеза в районе хр. Волшепахк завершается формированием крупного сдвига субмеридионального направления, сопровождающегося диафторезом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Этот сдвиг наследует направление Кицкой сдвиговой зоны, заложенной в условиях гранулитового метаморфизма. Восточный блок перемещается вдоль этой зоны на юг, в то время как западный перемещается в северном направлении. По данным Л.Ф. Добржинецкой (см. наст. сборник с. 147–148) этот сдвиг прослеживается к северу в долине р. Средней, перемещения по нему составляют 12 км. В результате этого сдвига с запада к кольцевой структуре Волшепахк, представленной чередованием деформированных пластов чарнокитовой серии и гнейсов кольской серии, примыкает блок, где преимущественным развитием пользуются породы кольской серии.

Автор искренне благодарен М.С. Маркову, Л.Ф. Добржинецкой и К.Х. Авакяну за помощь и тесное сотрудничество в процессе работы, а также В.С. Федоровскому за участие в обсуждении данной статьи.

Литература

1. Бельков И.В., Батиева И.Д. Вулкано-плутонические комплексы первичной континентальной коры Балтийского щита // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, С. 5–18.

2. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 165 с.

3. Добржинецкая Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии (Балтийский щит). М.: Наука, 1978. 147 с.

4. Дук В.Д. Складки зоны ультраметаморфизма. Л.: Наука, 1967. 83 с.

5. Черноморский М.А., Васильева В.И. Опыт расшифровки псевдомоноклинали в монотонных гнейсовых толщах раннего докембрия (на примере Кольского полуострова) // Геотектоника. 1976. № 1. С. 51–56.

6. Ramsay J.G., Graham R.H. Strain variation in shear belts // Canad. Journ. Earth Sciences. 1970. Vol. 7. P. 786–813.

Н.В. Горлов

О ГРАНИТОИДНЫХ КУПОЛАХ-ГЛЫБАХ АРХЕЯ

В начале 70-х годов автором настоящей статьи была предложена новая схема тектонического районирования значительной части Карело-Кольского региона [5, 6], в основу которой положены оригинальные выводы о нижнем структурном этаже континентальной коры Балтийского щита и о взаимоотношениях супракрустальных серий второго структурного этажа. В согласии с результатами исследований древнейшим комплексом Балтийского щита является комплекс гранитоидов, который представляет собой первичную гранитную кору Земли, испытавшую неоднократную тектоно-термальную перестройку. Комплекс гранитоидов служит фундаментом самых древних супракрустальных серий Карелии - беломорской и карельской, нижние стратиграфические подразделения которых - котозерская свита и попийский отдел соответственно -имеют взаимопереходы, свидетельствующие о их одновозрастности и принадлежности обоих к архею [3, 4].

По схеме автора территория северной и центральной Карелии представляет собой устойчивый, начиная с архея, участок континентальной коры, отвечающий по возрасту и составу слагающих пород, по внутренней структуре, размерам и общим контурам архейским гранит-зеленокаменным территориям. Он назван автором Карельской гранит-зеленокаменной областью. В сложении зеленокаменных поясов этой области, имеющих по мнению автора рифтогенное происхождение, участвуют подразделения карелия, от попия в нижней до ятулия в верхней частях разреза. Что касается беломорской серии, то область ее распространения (западное и северо-западное Беломорье) считается архейским подвижным поясом, окаймляющим устойчивую Карельскую гранит-зеленокаменную область с северо-востока [5, 6, 8 и др.].

Опубликованное впервые в 1975 г. [5] представление автора о принадлежности крупной территории, длительное время считавшейся протерозойской геосинклиналью [11, 16, 2, 12, и др.], к архейским гранит-зеленокаменным областям к настоящему времени признано большинством исследователей Балтийского щита. Вместе с тем возражение вызывают случаи некритического, оторванного от фактического материала перенесения на строение и развитие докембрия Карелии гипотетических построений по гранит-зеленокаменным областям других щитов мира. Так, С.Б. Лобач-Жученко и В.П. Чекулаев, отказавшись от защищаемой ими вплоть до 1975 г. традиционной тектонической схемы [12],* понимают архейскую гранит-зеленокаменную область Карелии как территорию, в формировании структуры

---

* Нельзя не выразить в связи с этим недоумения по поводу претензий этих исследователей на приоритет в выделении Карельской гранит-зеленокаменной области [13].

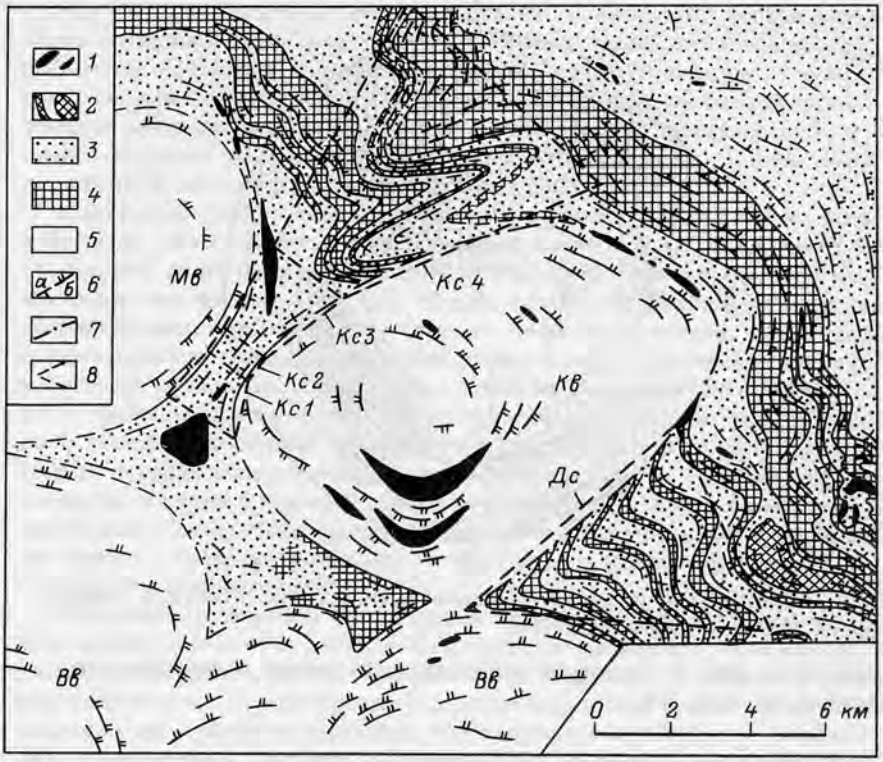


Рис. 1. Геолого-структурная карта района гор Крутой и Дальней. Составили Н.В. Горлов, Г.Ф. Симонова.

1 – метабазиты; 2 – ортоамфиболиты; 3 – биотитовые гнейсы с прослоями амфиболо-биотитовых, гранато-биотитовых гнейсов; 4 – высокоглиноземистые гнейсы; 5 – гнейсо-граниты; 6 – план-параллельные текстуры: а – слоистость (и параллельная ей сланцеватость), б – сланцеватость, полосчатость; 7 – разломы; 8 – участки геометрического анализа план-параллельных текстур.

которой ведущая роль принадлежала явлениям гранитного диапиризма [1]. Обращение к этой известной схеме [17 и др.] практически перечеркивает результаты многолетних исследований докембрия Карелии, в согласии с которыми существенное влияние на образование структуры этой области оказали процессы глыбового расчленения гранитоидного фундамента карелид [11, 15 и др.].

Задача настоящей статьи ограничена иллюстрацией нескольких гнейсо-гранитных куполов, особенности структурного окружения которых позволяют судить о механизме их образования. В таком исследовании важно получить сведения о физическом состоянии гранитоидного материала в момент становления названных структурных форм – обязаны они воздействию штампа пластичного или штампа

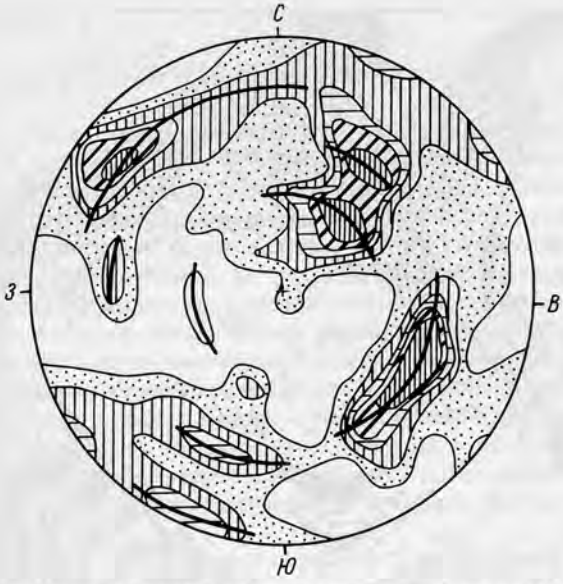


Рис. 2. Диаграмма полюсов сланцеватости и полосчатости в гранитоидах Крутогорского выступа.

Здесь и на рис. 3 – верхняя полусфера. 131 замер залегания; изолинии 1, 2, 3, 4, 5%.

жесткого со стороны гранитных масс на толщи супракрустальных пород? Вмещающими породами гранито-гнейсовых куполов могут быть как метавулканические, так и метаосадочные породы. Тезис о том, что „не существует гранито-гнейсовых куполов вне связи с зеленокаменными поясами" [14 и др.], является глубоко ошибочным, поскольку такие купола обильны в периферии почти всех гранит-зеленокаменных областей мира, в зонах их перехода к парагнейсовым поясам раннего докембрия. Окаймление этих куполов в большинстве случаев представлено метаосадочными породами.

В статье рассматривается структурное положение Крутогорского гранито-гнейсового выступа. Он находится в юго-западной части Кольского полуострова, в 60 км западнее г. Кандалакши, в районе возвышенностей Келес-Уайв, Пай-Уайв, гор Крутой, Дальней и др. Площадь, геологическое строение которой представлено на рис. 1, приходится на переходную зону Беломорского подвижного пояса (северо-восточная часть) к Карельской гранит-зеленокаменной области в ее крайней северной части. Северо-восточная часть рассматриваемой площади сложена породами беломорской серии, преимущественно кианит- и гранатсодержащими биотитовыми гнейсами; на остальной части преобладают гранито-гнейсы. Контакт между тем и другим комплексами имеет сложный, извилистый характер.

Крутогорский выступ гнейсо-гранитов, занимающий центральную часть площади (Кв на рис. 1), имеет форму удлиненного в северо-восточном направлении четырехугольника с закругленными углами и поперечными сечениями 9x11 км. Со всех сторон он окружен беломорскими парагнейсами и лишь в южной части слагающие его гнейсо-граниты соединены с южным полем аналогичных пород, распадающимся на несколько крупных тел (рис. 1).

Диаграммы полюсов план-параллельных текстур (вторичные сланцеватость, полосчатость) характеризуют выступ гранитоидных пород структурой сферически-конического стиля с почти вертикальным положением оси конуса (рис. 2). Максимальные концентрации полюсов рассланцевания приходятся на стороны четырехугольника. Они фиксируют падение сланцеватости под углом 40-60° на северо-восток в большей северо-восточной части выступа и более крутые (70-85°) периклинальные падения в остальных крыльях выступа. В связи с несимметричностью последнего область горизонтального зелегания сланцеватости смещена в юго-западную часть купола. Что касается линейных текстур гранито-гнейсов, то в их ориентировке преобладает северо-восточное направление с погружением в северо-восточных румбах на северо-восточном крыле и в юго-западных на остальной части выступа.

Обращаясь к породам беломорской серии, следует подчеркнуть, что господствующее в регионе залегание их слоистости (северо-западное простирание при северо-восточном падении) в непосредственной близости к Крутогорскому и Муштаварскому гранито-гнейсовым выступам резко изменяется, что проявлено в облекании последних, в подчинении контурам выступов. Так, в непосредственной близости к Крутогорскому гранито-гнейсовому куполу беломорские парагнейсы почти идеально повторяют контуры Высокогорского выступа, а между смежными куполами участвуют в сложении межкупольных синклиналей - Дальнегорской в восточной части площади и Крутогорской, разделяющей гранито-гнейсовый выступ того же наименования от Муштаварского на крайнем северо-западе (Мв на рис. 1). Крутогорская синклиналь в юго-западном конце соединяется с почти поперечной к ней Пайуайвской синклиналью, разделяющей Крутогорский гранито-гнейсовый выступ от Воннварского (Вв на рис. 1).

Из пликативных деформаций в окружении гранито-гнейсовых куполов наибольший интерес привлекают системы третьестепенных складок в быстро сходящихся к юго-западу клиновидных заходах беломорских гнейсов в межкупольные пространства. В этих „клиньях" парагнейсы собраны в системы складок, осевые плоскости которых занимают близкое к поперечному положение относительно регионального простирания беломорид. Таких складчатых клиньев в окружении Крутогорского выступа два. На юго-востоке это Дальнегорская синклиналь, на север-северо-западе - „устье" Крутогорской синклинали.

Дальнегорская синклиналь разделяет, выклиниваясь к юго-западу, Крутогорский и Воянварский гранито-гнейсовые купола. Крутое

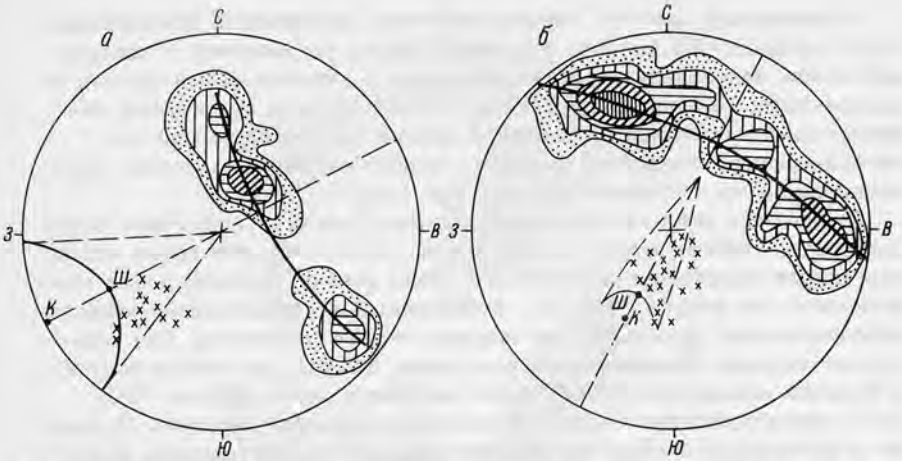


Рис. 3. Диаграммы полюсов слоистости и полей рассеивания линейности в сложно построенных конических синклиналях. Треугольники β-пересечений – по методике А.Н. Казакова [10].

а – Дальнегорская синклиналь (Дс на рис. 1). 63 замера залегания слоистости, изолинии πS – 1, 3, 6, 9%; 15 замеров залегания линейности; б – Крутогорская синклиналь (домен Кс4 на рис. 1). 104 замера залегания слоистости, изолинии πS –1, 3, 6, 9, 12%; 23 замера залегания линейности.

северо-западное крыло срезано на значительной длине разломом по границе с Крутогорским выступом. Породы противоположного крыла, простирающиеся субширотно, залегают конформно контакту с гнейсо-гранитами Воянварского выступа и план-параллельным текстурам внутри последнего. Осложняющие синклиналь веерообразно расходящиеся третьестепенные складки погружаются в северо-восточных румбах.

Диаграмма полюсов слоистости (рис. 3, а) характеризует Дальнегорскую синклиналь (рис. 1, Дс) конической складкой с почти горизонтальной осью конуса и апикальным углом 25°. Осевая плоскость складки простирается в азимуте СВ 63°, шарнир погружается на СВ под углом 25°. Расчетный треугольник рассеивания линейных текстур близок к фактической концентрации их на диаграмме.

Второй „складчатый клин" имеет место между субширотным северным краем Крутогорского и субмеридиональным восточным краем Муштаварского гранито-гнейсовых куполов (рис. 1, домен Кс4). Структурно это третьестепенные складчатые деформации Крутогорской межкупольной синклинали в месте ее резкого расширения, где деформируемая толщина беломорской серии имеет значительную мощность. Третьестепенные складки, усложняющие синклиналь, веерообразно расходятся в северо-восточных румбах в поперечном направлении к генеральному северо-западному простиранию беломорской се-

рии. Складки имеют ширину от 0.8 км до 1.5 км. Они несимметричные; осевые плоскости их наклонены в сторону Крутогорского выступа.

Диаграммы полюсов слоистости свидетельствуют о коническом стиле синклинали (рис. 3, б): максимумы концентрации полюсов соединяются дугой малого круга. Диаграмма-палетка полюсов слоистости [9] позволяет установить, что вершинный угол конуса равен 30° (апикальный угол 15°). Ось конуса наклонена на северо-восток под углом 37°. Шарнир складки погружается, следовательно, еще круче, под углом 52°. Азимут простирания осевой плоскости Крутогорской антиклинали на интервале Кс4 и азимут погружения шарнира СВ 30°.

На основании хотя и непредставительных (10-15 замеров на домен) диаграмм полюсов можно составить представление о юго-западном продолжении Крутогорской синклинали. На участке ее суживания Кс3 (рис. 1) при горизонтальном положении оси конуса и при прежнем значении апикального угла конуса погружение шарнира становится более пологим (15°) на СВ 36°. В самом узком месте (Кс2) складка цилиндрическая с горизонтальным шарниром, крутыми крыльями и узкой замковой частью. Наконец, в крайней юго-западной части (Кс1) складка опять приобретает конический характер, но погружается на юго-запад (206°). Ось конуса горизонтальна, угол погружения (апикальный угол конуса) равен 24°.

Обзор главных структурных элементов крутогорской площади следует завершить упоминанием о том, что контакт гранитоидов Крутогорского выступа с метаосадками беломорской серии на значительном протяжении (северо-западная, северо-восточная и юго-восточная границы выступа) является тектоническим.

По этому П-образному разрывному нарушению, трассируемому местами линзовидными телами метабазитов, гранитоидный блок выдавил снизу на уровень выше поверхности современного эрозионного среза более чем полукилометровую по мощности нижнюю часть разреза беломорской серии. Помимо тектонических срывов вертикальный штамп, как показано выше, явился причиной разномасштабных складчатых осложнений конического стиля в непосредственной близости к гранитоидным выступам, захвативших беломорскую серию более чем на 1.5 км от ее основания. Наиболее значительными по масштабам, интенсивности проявления и по своеобразию стиля являются порожденные штампом складчатые сооружения в Дальнегорском и Крутогорском клиновидных заходах беломорских парапород в межкупольные „устья". Наиболее крупные складки в системах третьестепенных конических складок достигают ширины 2 км, наиболее сжатые, почти изоклинальные - 1 км.

Все вышеизложенное позволяет заключить, что узко локализованные и закономерно построенные складчатые сооружения в осадочных породах беломорской серии на участке гор Крутой и Дальней своим происхождением обязаны вертикальному (снизу вверх) штампу глыб компетентного гранитоидного фундамента. Только жесткий штамп был в состоянии породить столь интенсивные и специфические деформа-

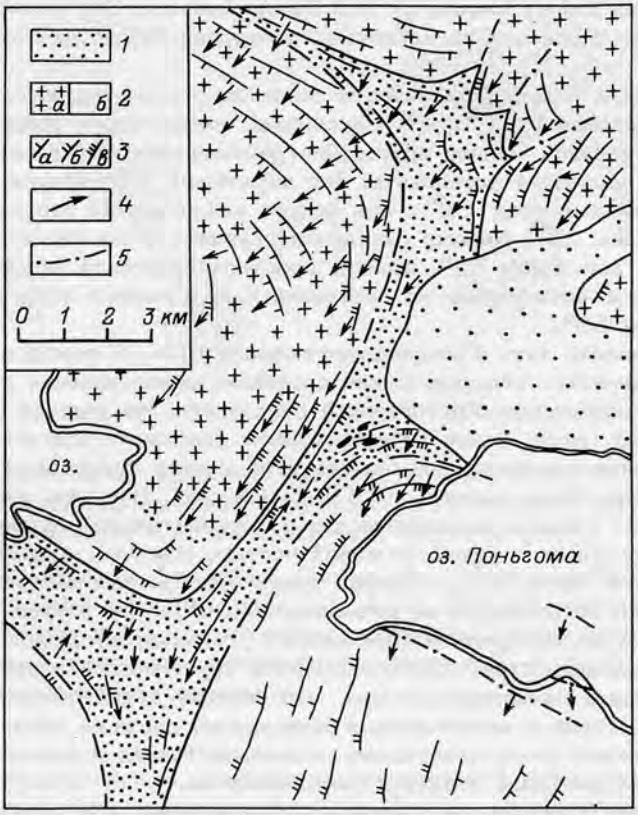


Рис. 4. Отчетливое проявление малоамплитудных в северо-восточном направлении надвигов гнейсо-гранитных ядер на беломорские гнейсы межглыбовых синклиналей (погружение линейности в зоне разрывных нарушений по падению сместителя). Составили Н.В. Горлов и А.В. Жданов.

1 – глиноземистые (с кианитом и ставролитом) и в меньшем количестве гранато-биотитовые, биотитовые и амфиболовые гнейсы (беломорская серия); 2 – гнейсифицированные микроклин-плагиоклазовые граниты: а – гиперстеновые, б – безгиперстеновые; 3 – залегание сланцеватости с падением в сторону штрихов под углами: а – 0–30°, б – 31–50°, в – 61–85°; 4 – линейность (стрелки по погружению); 5 – разрывные нарушения. Редкий крап – четвертичные отложения.

ции в окружающих породах. Активное „внедрение" в слоистый покров блоков фундамента сопровождалось развитием в гранитоидах наложенных текстур рассланцевания, гнейсификации, конформных с контурами выступов. Следствием штампа явилось также обминание углов и ребер воздымающихся блоков. О компетентном состоянии

гранитоидов во время штампа можно судить также по присутствию в них почти согласных со сланцеватостью серповидных тел метабазитов. Раскрытие полостей по сформированным или формирующимся текстурам рассланцевания и заполнение их основными магмами обусловлено, по-видимому, импульсным характером поступательного движения крутогорской глыбы.

Получить надежные структурные данные о физическом состоянии гранитоидов в эпоху формирования окаймленных куполов далеко не всегда возможно. Поэтому в оценке механизма формирования гнейсо-гранитных куполов до сих пор не существует единства.

Автор считает полезным добавить к настоящей и излагаемой ранее [4, 6, 7] аргументации глыбового происхождения гранито-гнейсовых куполов упоминание о том, что в пользу такого механизма говорят распространенные в гранит-зеленокаменных областях структурные и иные свидетельства горизонтальных смещений гранитоидных ядер окаймленных куполов. Текстурное выражение (наложенные сланцеватость, линейность) таких смещений может быть демонстрировано, в частности, на примере гранитоидных выступов в районе оз. Поньгома в северо-восточной Карелии (рис. 4).

Литература

1. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса центральной Карелии / Под ред. К.О. Кратца, Л.: Наука, 1978. 262 с.

2. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита/ Под ред. К.О. Кратца. 1972. 193 с.

3. Горлов Н.В. Структура беломорид. Л.: Наука, 1967. 111 с.

4. Горлов Н.В. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 12. С. 61-76.

5. Горлов Н.В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. С. 13-28.

6. Горлов Н.В. Архейские гранит-зеленокаменные области как древнейшие стабильные ядра континентальной коры // Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976. С. 253-266.

7. Горлов Н.В. Тектоническая позиция комплекса пород тоналитовой группы в раннеархейской континентальной коре // Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981. С. 22-29.

8. Горлов Н.В. Тектонические структуры докембрийских щитов и фундамента докембрийских платформ // Изучение тектонических структур. М.: Недра, 1984. С. 31-47.

9. Горлов Н.В. Анализ конических складок // Там же. С. 277-281.

10. Казаков А.Н. Геометрический анализ складчатых структур с помощью стереограмм // Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. М.: Недра, 1980. С. 28–48.

11. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.

12. Лобач-Жученко С.В., Чекулаев В.П. Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 207 с.

13. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Берковский А.Н. Гнейсо-гранитные ареалы Карелии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. 1986. С. 153–164.

14. Федоровский В.С. Гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса – единый структурный парагенез раннего докембрия // Гранито-гнейсовые купола (тез. докл.). Иркутск, 1983. С. 17–18.

15. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

16. Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 5–59.

17. Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. N.Y. Pergamon Press, 1976. 288 p.

Е.Н. Афанасьева

О СООТНОШЕНИИ СУМИЙ-САРИОЛИЙСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА С КОМПЛЕКСОМ ОСНОВАНИЯ
(на примере одного из участков Северной Карелии)

Соотношение отчетливо стратифицированного сумий-сариолийского комплекса с глубоко измененными подстилающими образованиями до сих пор вызывает немало споров и сомнений. В одних случаях сумий-сариолийский структурный комплекс с отчетливым стратиграфическим и структурным несогласием залегает на верхнеархейских (лопийских) или глубоко гранитизированных нижнеархейских (беломорских) образованиях, в других – не обнаруживает явных признаков несогласия с подстилающими породами, которые, к тому же, далеко не всегда можно однозначно квалифицировать как относящиеся к тому или иному комплексу. Именно такая ситуация наблюдается в области южного замыкания Лехтинской впадины – крупной синклинорной структуры, выполненной стратифицированными породами сумия, сариолия и ятулия, залегающими на глубоко гранитизированных архейских образованиях (рис. 1).

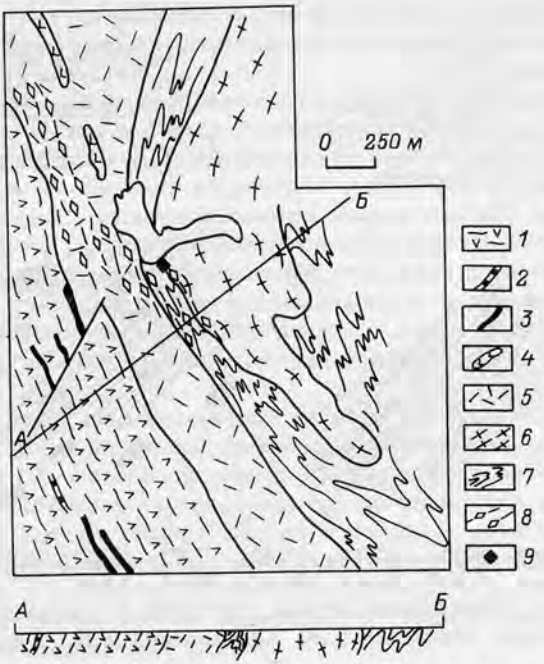


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района оз. Н. Летнее.

1–3 – сариолий: 1 – диабазы, габбро-диабазы; 2 – туфолавы, миндалекаменные разности; 3 – кварц-биотитовые, биотит-амфиболовые сланцы; 4 – кислые вулканиты сумия; 5 – дайки основного состава; 6 – плагио-микроклиновые граниты; 7 – биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы ультраметаморфического комплекса; 8 – милониты и бластомилониты по породам различных комплексов; 9 – контур детального Нижнелетнеозерского участка.

В геологическом строении района оз. Нижнего Летнего принимают участие сравнительно слабо измененные толщи сариолия, сумия и породы ультраметаморфического комплекса, прошедшие сложную историю структурно-метаморфических преобразований. Последние представлены несколько варьирующими по составу амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с редкими прослоями биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. Эти образования в отличие от сариолийских и сумийских не сохраняют явных признаков первичных осадочных или вулканогенных текстур. В составе ультраметаморфического комплекса дискуссионными остаются лишь конгломератовидные породы, обнажающиеся на северо-восточном берегу оз. Н. Летнего, которые Т.Ф. и В.З. Негруца [3] рассматриваются как осадочные конгломераты, а автором статьи интерпретируются как результат будинажа жильного материала мигматитов. Согласные с полосчатостью небольшие тела амфиболитов, по-видимому, представляют собой метаморфи-

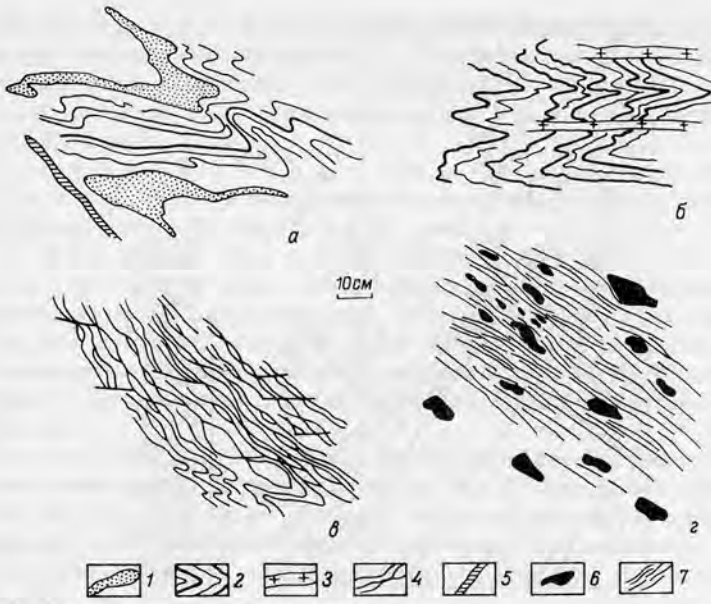


Рис. 2. Мелкие структурные формы, развитые в ультраметаморфическом комплексе. Зарисовки Е.Н. Афанасьевой и В.С. Зайцева.

а – соотношение древних складок с телами основных пород; б – соотношение разновозрастных мигматитов; в – будинаж мигматитовых жил с образованием конгломератовидной породы; г – порфиробластическая структура плагиомикроклиновых гранитов в зонах катаклаза и милонитизации.

1 – тела основных пород; 2 – древние мигматиты; 3 – синскладчатые мигматиты; 4 – будинированные мигматитовые жилы; 5 – жилы кварц-полевошпатового состава; 6 – порфиробласты кварц-полевошпатового состава; 7 – милонитизированная порода.

зованные ортопороды основного состава. К западу от выходов пород ультраметаморфического комплекса обнажаются кислые вулканиты ожиярвинской свиты сумия. Свита сложена комплексом генетически связанных образований: рассланцованных кислых лав, туфов, туфобрекчий, конгломератобрекчий общей мощностью 500 м. Кислые вулканиты перекрываются породами сариолийского вулканогенного комплекса, представленного лавами основного состава, а также пирокластами – туфобрекчиями, туфопесчаниками, агломератами, туфоконгломератами. Местами метавулканиты интенсивно рассланцованы и превращены в биотитовые, кварц-биотитовые сланцы. Породы сумий-сариолийского комплекса метаморфизованы в условиях высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев.

Непосредственный контакт образований ультраметаморфического и сумийского комплексов нигде не обнажается, и, возможно, тектонизирован. Поэтому ключом к познанию характера их соотношений

является история проявленных в них эндогенных процессов, установленная на основе методов структурной геологии метаморфических комплексов [1].

Структура ультраметаморфического комплекса обладает рядом своеобразных черт. На фоне региональной складчатости, подчиненной общему простиранию, меняющемуся от северо-западного (к юго-востоку от оз. Н. Летнее) до север-северо-восточного (к северу от оз. Н. Летнее), расшифровываются мелкие складки непостоянного рисунка. Мелкие складки деформируют полосчатость биотит-амфиболовых гнейсов, возможно отвечающую первичной слоистости, параллельные ей кристаллизационную сланцеватость и древнейшую мигматитовую полосчатость, представленную жилами существенно плагиоклазового состава, а также мелкие послойные тела основных пород (рис. 2, а).

На юге района шарниры мелких складок погружаются по азимуту СЗ 320-325°, на севере азимуты погружения варьируют от 330° до СВ 0°. Углы погружения повсеместно составляют 55-65°. Осевые поверхности и параллельная им сланцеватость подчинены общему простиранию толщи и падают в западных румбах под углами 65-70°. Простирание ОП меняется от СЗ на юге через субмеридиональное в районе оз. Н. Летнего до С-СВ - в северной части района. Параллельно осевым поверхностям развит локально проявленный минерализованный кливаж.

В южной части района оз. Н. Летнего складки представлены, как правило, мелкими (размах крыльев от 0.5 до 1 м), симметричными, часто совершенно изоклинальными формами с крутыми ОП, иногда веерообразными, прямыми складками. Непостоянная мощность мигматитовых жил, выступающих в роли прослоев повышенной вязкости, в условиях наложенной деформации приводит к весьма динамичному рисунку, обусловленному сочетанием мелкой складчатости и будинажа. Зафиксирована повторная мигматитовая полосчатость, параллельная ОП мелких складок (рис. 2, б). В отличие от древней лейкосомы она представлена материалом кварц-микроклинового состава.

В северной части района (северо-восточный берег оз. Н. Летнего и далее на север) преобладают асимметричные складки с правым рисунком, размахом крыльев до 1-1.5 м. Складчатые деформации сопровождаются будинажем материала лейкосомы как по простиранию (рис. 2, в), так и по падению пород, что приводит к развитию конгломератовидной текстуры.

Породы, испытавшие метаморфические и ультраметаморфические преобразования, интенсивную складчатость и будинаж, прорываются плагиоклаз-микроклиновыми гранитами, слагающими крупное тело, в целом согласное с простиранием складчатой структуры, в деталях - секущее под различными углами деформированную полосчатость. Граниты содержат ксенолиты деформированных вмещающих биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов и сами испытывают рассланцевание, согласное с простиранием региональной структуры.

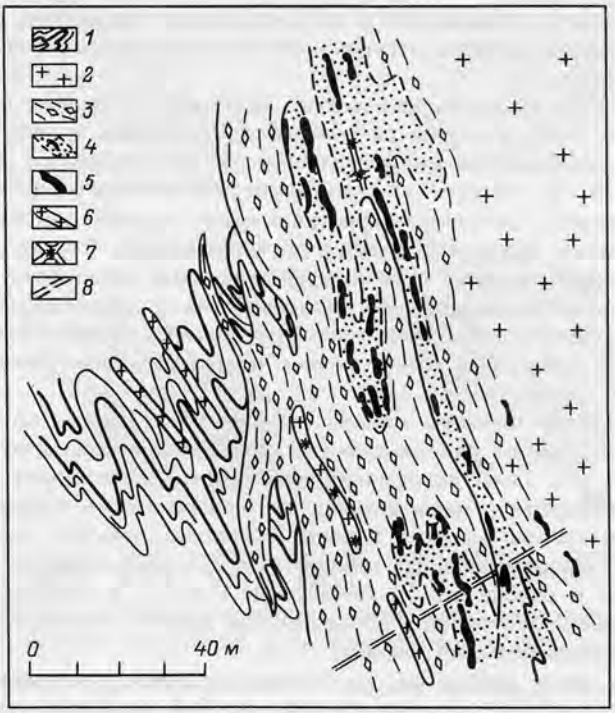


Рис. 3. Схема геологического строения участка Нижнелетнеозерского. Составлена В.С. Зайцевым.

1 – зона изоклинальной складчатости биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и мигматитов; 2 – порфирокластические плагиомикроклиновые граниты; 3 – зона интенсивного бластокатаклаза и бластомилонитизации; 4 – ареалы кремнещелочного метасоматоза; 5 – линзовидные и жилообразные тела кварц-полевошпатовых метасоматитов, кварц-биотитовых слюдитов; 6 – лейкократовые плагиомикроклиновые граниты; 7 – кварц-полевошпатовые с турмалином, мусковитом жилы и прожилки; 8 – зоны трещиноватости.

Последующие процессы проявлены как в ультраметаморфическом, так и в сумийском комплексах, а также накладываются на плагиоклаз-микроклиновые граниты. Из них наиболее значимо региональное рассланцевание по крутой системе, параллельной общему простиранию комплекса. В сумийских образованиях с региональным рассланцеванием коррелируется складчатость и прогрессивный метаморфизм, отвечающий условиям высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев. В ультраметаморфическом комплексе рассланцевание сопровождается катаклазом, милонитизацией, бластомилонитизацией и диафторезом, изофациальным с сумийским метаморфизмом. Этот процесс охарактеризован в пределах детального участка на южном бе-

регу оз. Н. Летнего (рис. 3), где наложенные процессы проявлены в мигматитах, испытавших интенсивную складчатость. Рассланцевание и бластомилонитизация накладываются как на гнейсы ультраметаморфического комплекса, так и на прорывающие их плагиомикроклиновые граниты. При этом плоскости бластомилонитизации подчиняются общему простиранию структуры, а детально расположены несогласно к пакету мелких складок.

В катаклазитах и бластомилонитах наблюдаются признаки перемещения вещества по плоскостям рассланцевания, что отражается в волнисто-очковых структурах деформируемых пород, ориентировке жилок кварца. Вместе с тем бластомилониты и бластокатаклазиты обладают порфиробластическим обликом (рис.2, г). В их основной мелко-среднезернистой ткани присутствуют порфиробластические выделения микроклина, олигоклаза, которые имеют овальную, линзовидную, реже ромбовидную форму и вытянуты вдоль сланцеватости. Одни из них раздроблены, изогнуты, обладают мозаично-волнистым угасанием, другие не обнаруживают явных признаков наложенных деформаций. Порфиробласты обтекаются мелкозернистой основной массой, состоящей из мелких кристаллов кварца, полевого шпата, биотита, роговой обманки, магнетита. Для зон бластомилонитизации характерно отсутствие четких границ с вмещающими шгнейсами, мигматитами [2].

В результате наложения бластомилонитизации на биотитсодержащие плагиоклаз-микроклиновые граниты развивается очково-сланцеватая структура, при этом крупные порфиробласты полевого шпата раздроблены, частью растерты, приобретают признаки порфирокластов, кварц разлинзован. Нередко на этом фоне катаклазированных и милонитизированных пород появляются тонкие просечки кварца, мощностью до 10 см, ориентированные согласно плоскости бластомилонитизации. В южной части изучаемой площади наблюдается образование в плагиомикроклиновых гранитах жилок кварц-мусковитового состава мощностью до 1 м и сети трещин, выполненных мусковитом, возможно отвечающих начальной стадии кислотного выщелачивания.

В сумийском комплексе процесс милонитизации и бластомилонитизации проявился в образовании серых, темно-серых, иногда розовато-серых пород с „очками" полевого шпата (преимущественно микроклина) и голубого кварца. Породы приобретают очково-сланцеватую структуру, характеризующуюся обтеканием овальных и линзовидных зерен полевого шпата мелкозернистой основной массой. Порфиробласты полевого шпата и зерна голубого кварца ориентированы согласно с направлением плоскости бластомилонитизации и общим направлением рассланцевания в кислых вулканитах.

Одновременно с процессом бластомилонитизации или чуть запаздывая во времени в бластомилонитовых зонах проявляются многоэтапные метасоматические преобразования.

Раннему этапу отвечает формирование кварц-полевошпатовых метасоматитов. На южном берегу оз. Н. Летнего зафиксирована четкая

приуроченность этих высокотемпературных метасоматитов к зоне развития бластоклазитов и бластомилонитов (рис. 3). В пределах этой зоны выявлены линзовидные, гнездообразные, жильные тела кварц-полевошпатовых метасоматитов. Непосредственно на контакте с бластомилонитами метасоматиты становятся более мелкозернистыми и в виде струйчатых агрегатов располагаются параллельно их сланцеватости.

С кварц-полевошпатовыми метасоматитами пространственно тесно сопряжены кварц-биотит-полевошпатовые метасоматиты и кварц-биотитовые слюдиты, слагая единые ареалы с кремнещелочными метасоматитами. В шлифах видно, что парагенезис кварц + биотит ± ± карбонат ± хлорит, как правило, является наложенным на кварц-полевошпатовый парагенезис, свидетельствуя об относительно его более позднем формировании. Щелочному метасоматозу подвержены лишь те участки, где предварительно получили развитие процессы бластокатаклаза и бластомилонитизации.

Несколько отличны парагенезисы метасоматитов, проявившихся в сумии, что зависит от вмещающей среды.

Бластомилонитизированные сумийские вулканиты прорываются дайками основных пород, приуроченными к разломам северо-западного простирания. Дайки сложены диабазами, габбро-диабазами, габбро-амфиболитами темно-серого цвета, которые на контакте с вмещающими породами рассланцованы в биотит-амфиболовые сланцы.

В ультраметаморфическом комплексе после завершения процессов метасоматической переработки развиваются кварц-полевошпатовые с турмалином, гранатом и мусковитом жилы, которые занимают как субсогласное, так и кососекущее положение относительно высокотемпературных метасоматитов.

Структурное преобразование завершается развитием трещиноватости, маломощных зонок и катаклаза, который сопровождается серицитизацией и окварцеванием пород. Как результат катаклаза - дробление и развальцевание зерен полевого шпата.

Субширотная трещиноватость проявлена как в ультраметаморфическом комплексе, так и в гранитах; в сумийских вулканитах развита локально и выражается в тонких трещинках.

Выполненные исследования позволяют наметить корреляцию эндогенных процессов, проявленных в рассмотренных комплексах, и тем самым определить их принципиальные структурные и возрастные соотношения (см. таблицу). Наиболее полная история эндогенных процессов установлена для ультраметаморфического комплекса, который прошел сложный путь структурных, метаморфических и ультраметаморфических преобразований, предшествующих накоплению сумийских вулканитов. Отсюда следует, что сумийский и подстилающий его ультраметаморфический комплексы относятся к разным структурным ярусам, т.е. разделены структурным и стратиграфическим несогласиями.

Принадлежность ультраметаморфического комплекса к лопийскому или беломорскому структурным ярусам определяется анализом древних эндогенных процессов с позиции цикличности их проявления.

Схема корреляции эндогенных процессов

Цикл	Ультраметаморфический	Сумий–сариолийский
Селецкий и сфекофеннский нерасчлененные	Зоны рассланцевания ВСВ простирания	
	Формирование турмалиновых кварц–полевошпатовых жил	Внедрение даек диабазов и габбро–диабазов
	Проявление процессов метасоматоза по ослабленным зонам	Проявление процессов метасоматоза
	Рассланцевание, катаклаз, бластомилонитизация	Развитие Лехтинской синклинорной структуры, прогрессивный метаморфизм высокотемпературной субфации зеленых сланцев
Ребольский	Плагиомикроклиновые граниты	
	Формирование мелких складок и синхронная с ними локально проявленная повторная мигматизация	
	Древняя мигматизация	
	Внедрение основных пород	
Беломорский	Структурные события, приведшие плоскостные элементы (слоистость?) в субвертикальное положение, и сопутствующий им метаморфизм	

Если процессы, предшествующие накоплению сумийских вулканитов, относятся к единому (ребольскому) циклу, то ультраметаморфический комплекс следует относить к лопию. Если они не укладываются в моноциклическое развитие, то есть основание сопоставлять их с беломорским комплексом. Установленная последовательность событий, проявленных в ультраметаморфическом комплексе до вступления в эндогенные процессы сумийского комплекса, укладывается в моноциклическое развитие. В то же время при анализе этих процессов с позиции цикличности следует принять во внимание, что наблюдаемые мелкие складки с крутыми и однообразно ориентированными шарнирами не могут оказаться результатом первого этапа деформации горизонтально залегающих слоев. Им обязательно должны были предшествовать некоторые структурные события, приведшие плоскостные элементы в крутое или субвертикальное положение.

Это значит, что развитию мелких складок, внедрению основных пород, проявлению древней мигматизации обязательно должны были предшествовать некоторые структурно-метаморфические преобразования, что дает основание сопоставлять ультраметаморфический комплекс с беломорским структурным ярусом.

Литература

1. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976.

2. Казанский В.И. Условия возникновения анизотропии горных пород в разломах кристаллического фундамента // Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973.

3. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Новая находка архейских конгломератов в Карелии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 2. С. 434-438.

В.Б. Алексеев

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ И ВОПРОСЫ ПРОГНОЗА МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ БЕЛОМОРЬЯ

В литературе по структурному анализу кристаллических комплексов редко встречаются публикации, нацеленные на решение практических задач [1]. Ниже рассматривается пример использования структурного анализа для прогноза мусковитовых пегматитов в зонах пластического сдвига Неблогорского района Беломорья. Автор хотел обратить внимание на необходимость и возможность поставить структурный анализ на службу прогнозу.

Беломорье издавна является объектом неослабевающего интереса не только как узел разрешения ряда ключевых проблем развития раннедокембрийских комплексов, но и как одна из богатейших в мире провинций мусковитовых пегматитов. Указанное обстоятельство предопределило практическую направленность проведенных здесь структурных исследований, преследующих цель определения критериев выбора новых перспективных площадей на мусковит, в которых остро нуждается производство. Предпринята попытка восстановления сложной истории эндогенных преобразований и расшифровки строения района с позиций структурного анализа [2-12], чтобы шаг за шагом проследить этапы возникновения и характер проявления по площади благоприятных предпосылок для формирования полей пегматитов, месторождений, перспективных участков и жильных зон в их пределах.

Методика и последовательность проведенных структурных исследований применительно к поставленной прогнозной задаче могут быть представлены в следующем виде.

1-я стадия – картирование – предусматривает последовательное выполнение следующих этапов. Этап 1-1 – построение структурно-возрастной шкалы. Этап 1-2 – составление легенды будущей структурно-петрографической карты. В легенде отражаются только такие признаки, как состав, структура, текстура, ориентировка. Этапы 1-1 и 1-2 – результат предварительных полевых исследований. Этап 1-3 – составление предварительной карты фактического материала: сведение всего фактического материала предшественников в масштабе будущей съемки и по возможности в новой легенде. Этап 1-4 – составление структурно-петрографической карты с обязательным показом контуров обнажений, прослеживанием всех границ по простиранию и массовыми замерами ориентировки структурных форм. Основное требование к структурно-петрографической карте – безусловная проверяемость. На этапах 1-1–1-4 вопросы генезиса не рассматриваются. Этап 1-5 – составление серии карт: геологической, структурной, металлогенической и т.д. на базе структурно-петрографической карты. Эти карты являются моделями, иллюстрирующими генетические представления автора.

2-я стадия – изучение эталона в пределах закартированной площади: детальное картирование на известном месторождении по описанной схеме, выявление признаков, сопутствующих слюдоносным пегматитам.

3-я стадия – поиск аналогов. Этап 3-1 – анализ проявления сопутствующих признаков на площади. Этап 3-2 – отбраковка явно бесперспективных участков. Этап 3-3 – выбор прогнозной территории с оптимальным соотношением сопутствующих признаков.

4-я стадия – локальный прогноз. Этап 4-1 – детальное картирование на прогнозной площади. Этап 4-2 – глубинный прогноз – построение объемной прогнозной схемы. Этап 4-3 – оценка ресурсов прогнозной площади. Этап 4-4 – рекомендации по проведению поисково-разведочных работ.

В соответствии с рассмотренной схемой проведены структурные исследования в районе горы Небло, расположенной у северо-западного окончания Кандалакшского залива Белого моря (рис.1). Район сложен гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами риколатвинской и амфибол-биотитовыми гнейсами хетоламбинской толщ беломорской серии. Возрастные соотношения толщ могут быть интерпретированы по-разному в зависимости от понимания структуры. В обеих толщах развиты одинаковые деформации, и никаких признаков несогласного залегания не наблюдается. Устанавливаются следы трех деформационных циклов, коррелируемых по литературным данным [1] с ребольской – 2.7 млрд. лет, селецкой – 2.4 млрд. лет и свекофеннской – 1.8 млрд. лет – эпохами складчатости. С каждым циклом связано усиление тектоно-метаморфической и магматической активности и соответствующая структурно-вещественная переработка. Структуры I цикла сохранились локально в обеих толщах и только в породах, обладающих мелкозернистой структурой. Почти повсеместно эти древние структурно-вещественные комплексы в той или иной степени переработаны наложенными

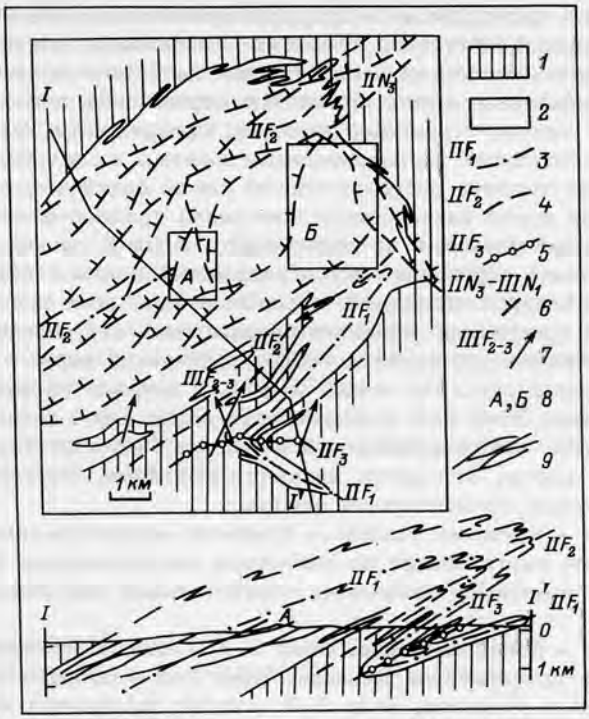


Рис. 1. Структурно-геологическая карта Неблогорского пегматитового поля.

1 – амфиболсодержащие гнейсы хетоламбинской толщи; 2 – глиноземистые гнейсы риколатвинской толщи; 3–5 – следы осевых поверхностей складок второго цикла: 3 – первой генерации, 4 – второй генерации, 5 – третьей генерации; 6 – вязкие разрывы и связанные с ними зоны бластомилонитов, иногда надвиги; 7 – шарниры пересекающихся прямых открытых складок третьего цикла; 8 – месторождение (А) и прогнозная площадь (Б); 9 – на разрезе: тектонические линзы-чешуи в зоне пластического сдвига, образованные разветвляющимися вязкими разрывами.

процессами. На большей части территории развиты породы, утратившие структурную информацию о преобразованиях I цикла и представленные средне- и крупнозернистыми интенсивно мигматизированными грубополосчатыми гнейсами. В течение II цикла в главных чертах была сформирована структура района и на отдельных участках предопределена локализация факторов, благоприятных для последующего слюдообразования. Такая локализация порождена неоднородностью деформации и неравномерностью перераспределения гранитного вещества при мигматизации. С III циклом, характеризующимся менее интенсивной структурно-вещественной перестройкой, связано форми-

рование прямых открытых складок и зон разломов, непосредственно контролирующих промышленное пегматитообразование. Региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа, синхронный со всеми тремя циклами деформаций, проявился в фации альмандиновых амфиболитов и только в конце третьего цикла – в фации эпидотовых амфиболитов. На кульминационных стадиях всех трех циклов развивались явления мигматизации и гранитообразования. Рубежи циклов маркируются интрузивными породами – производными толеит-базальтовой магмы.

Для интересующих нас целей прогноза определяющее значение имеют не все, а лишь некоторые структурные формы. К ним относятся: II F_1, II F_2, II F_3, II N_3, III N_1, III F_{2-3}, III Fr_4, III Fr_5.*

II F_1 и II F_2 – изоклинальные складки с первоначально северо-западным (углы погружения 10–30°) и северо-восточными (15–25°) шарнирами соответственно. В обнажениях они обычно фиксируются по изгибанию мигматитовой полосчатости, сформированной в начале второго цикла, причем осевые поверхности складок обеих генераций повсеместно совпадают с региональной сланцеватостью, что свидетельствует о неодноактном ее формировании. Возрастные соотношения складок установлены по структурам типа „замок в замок" и „замок в крыле", которые наблюдались как в обнажениях, так и при прослеживании по простиранию границы риколатвинской и хетоламбинской толщ (рис. 1). Общая структура Неблогорского района интерпретируется как результат интерференции складок II F_1 и II F_2.

II F_3 – складки с пологими (углы падения 10–30°) осевыми поверхностями и шарнирами, погружающимися в северных румбах, коаксиально наложенные на II F_2. Размеры складок не превышают первых километров, а обычно – метров. Параллельно осевым поверхностям развиты вязкие разрывы II N_3, сопровождаемые зонами бластомилонитов и щелочного метасоматоза. Разветвляясь и соединяясь, вязкие разрывы образуют линзовидно-чешуйчатую структуру с S-образным рисунком складок II F_3 внутри линз, характерным для зон пластического сдвига [11]. Структурные формы II цикла проявлены на площади по-разному: на одних участках они представлены многочисленными мелкими складками, на других участках создается впечатление моноклинального строения без единой мелкой складки, что свидетельствует о наличии характерной для складок ламинарного течения структурной зональности [7]. Расположение осевых поверхностей складок II цикла, близкое к плоскости главной

---

* Приняты следующие обозначения. D – этап деформации, F – складки, S – сланцеватость, L – линейность (минеральная или агрегатная), N – вязкие разрывы, Fr – трещины и хрупкие разрывы. Римскими цифрами обозначены номера циклов, индексами – номера этапов деформации в пределах цикла. Например: IIF_3 – складки третьего этапа деформации второго цикла, ID_2 – второй этап деформации первого цикла.

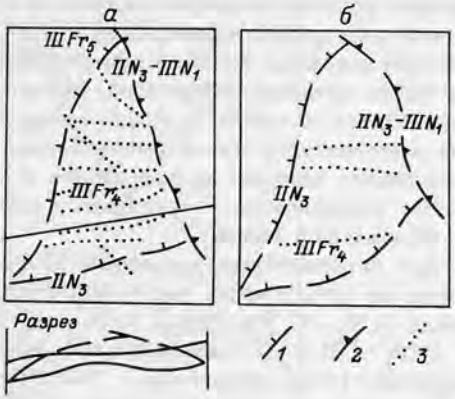


Рис. 2. Аналогия месторождения (а) и прогнозной площади (б) – принципиальная схема.

Оба участка представляют собой тектонические чешуи, экранированные надвигами. 1 – вязкие разрывы и связанные с ними зоны бластомилонитов; 2 – надвиги, развитые по отдельным вязким разрывам; 3 – субвертикальные зоны трещинно-разрывных нарушений, к которым приурочены жильные зоны.

сланцеватости и наличие структур, образованных вращательными моментами разных порядков со следами закатывания типа снежного кома, свидетельствует о структурных преобразованиях в рамках единого вязкого потока, развивающегося по схеме прогрессивной деформации [5, 11].

$III N_1$ – надвиги амплитудой в сотни метров, наследующие зоны $II N_2$ и интерпретируемые как структуры заключительной фазы прогрессивной деформации, связанные с продолжающимся сплющиванием и разворотом в плоскости сплющивания некоторых чешуй, стремящихся образовать плотнейшую упаковку.

$III F_{2-3}$ – прямые открытые пересекающиеся северо-западные и северо-восточные складки, представленные в Неблогорском районе мелкими формами, развитыми локально. Специальное картирование осевых поверхностей $II F_3$ показало, что они изгибаются этими складками. Некоторые исследователи связывают с $III F_{2-3}$ образование пегматитовых жил, что не подтверждается нашими данными.

$III Fr_4$ и $III Fr_5$ – соответственно субширотные и северо-западные зоны трещинно-разрывных нарушений, непосредственно вмещающие пегматитовые жилы и секущие все вышеперечисленные структурные формы, в том числе складки $III F_{2-3}$.

В центральной части Неблогорского района расположено хорошо изученное месторождение мусковитовых пегматитов, материалы по которому были проанализированы в свете полученных новых структурных данных. Месторождение приурочено к тектонической чешуе, на которую надвинута с северо-востока соседняя чешуя (рис. 2, а). Чешуя ограничена зонами метасоматоза и бластомилонитизации $II N_3$ и имеет в свою очередь сложное складчато-чешуйчатое строение. Оказалось, что к таким сложнопостроенным участкам тяготеют зоны $III Fr_4$ и $III Fr_5$. К субширотным зонам $III Fr_4$ приурочены крутопадающие существенно плагиоклазовые жилы с пологим западным склонением. С северо-западными зонами $III Fr_5$ связаны крутопадающие, как правило, зональные плагиомикроклиновые жилы с

юго-восточным склонением (30-60°), образующие эшелонированные системы. К этим двум типам относится подавляющее большинство жил Неблогоры, причем промышленное значение субширотных жил вдвое выше, чем северо-западных. Проведенные палеодинамические реконструкции показывают, что системы $III Fr_4$ и $III Fr_5$ не могли образоваться в одном поле напряжений и, следовательно, разновозрастны. Наблюдения на горе Лейвойва секущих взаимоотношений плагиомикроклиновых жил с плагиоклазовыми позволяет считать систему $III F_5$ более молодой.

Анализ всей территории Неблогорского пегматитового поля и собственно месторождения, принятого за эталон, позволяет предложить для обсуждения следующую модель структурного контроля мусковитовых пегматитов. На уровне пегматитовых полей контроль осуществляется, во-первых, интерференцией крупных складок $II F_1$ и $II F_2$, которая порождает широкие области выхода продуктивных глиноземистых гнейсов, во-вторых, – пересечением областей интерференции крупными зонами пластического сдвига этапа $II D_3$. На уровне месторождений контроль осуществляется отдельными тектоническими линзами-чешуями, обособившимися в течение II цикла и испытавшими среднюю степень плагиомигматизации II цикла и щелочного метасоматоза III цикла. Высокопроницаемые зоны рассланцевания, развитые по вязким разрывам $II N_3$, интерпретируются как рудоподводящие каналы, надвиги $III N_1$, развитые по отдельным вязким разрывам, рассматриваются как экраны, зоны трещинно-разрывных нарушений $III Fr_4$ и $III Fr_5$ – как рудовмещающие структуры.

В соответствии с вышеописанной последовательностью работ была отбракована большая часть изученной территории и выделен наиболее перспективный участок (рис. 1, 2, б), на котором наблюдаются оптимальные соотношения благоприятных признаков. Детальное изучение прогнозной площади подтвердило ее сходство с эталонным участком. Оба участка – эталонный и прогнозный – представляют собой линзы-чешуи, экранированные надвигами, причем в подстилающих чешуи зонах бластомилонитов метасоматоз проявлен весьма интенсивно – вплоть до образования микроклиновых гранитов-метасоматитов. Аналогия с эталоном позволяет предсказать на прогнозной площади значительно большее, чем известно сейчас, количество жильных зон $III Fr_4$ и примерное расстояние между ними, а также нахождение пока еще не известных северо-западных жильных зон $III Fr_5$.

Располагая специальной структурной информацией, можно распространять прогнозные выводы на глубину. Чешуи представляют собой не что иное как структуры разлинзования, ориентировка которых в поле напряжений и по отношению к другим элементам структурного парагенезиса известны по экспериментальным данным и полевым наблюдениям [6, 7]. По форме чешуя приближается к трехосному эллипсоиду. Ее длинная ось располагается параллельно оси b-кинематической, а плоскость, содержащая длинную и среднюю оси, параллельна плоскости сплющивания. В нашем случае оси b-кинематической соответствует среднестатистическое положение агрегат-

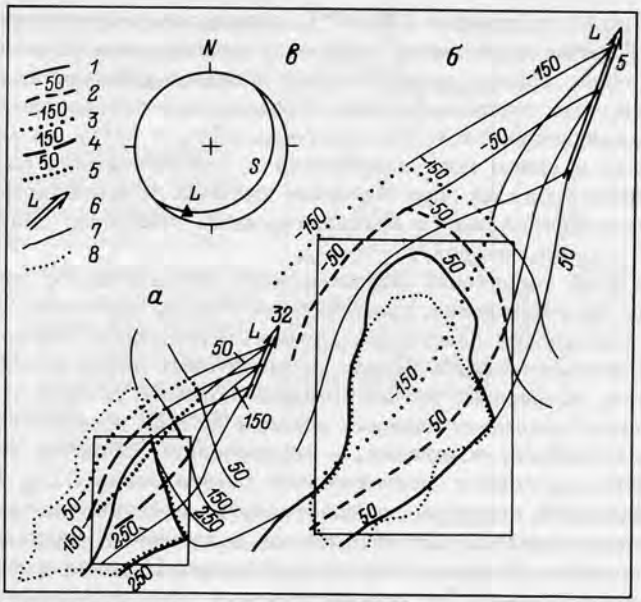


Рис. 3. Схема прогноза залегания продуктивных чешуй на глубину.

а – модель, соответствующая данным бурения на месторождении; б – прогнозная модель; в – стереографическая проекция ориентировки плоскости сплющивания S и линейности L, по которым определяется ориентировка чешуй в пространстве (верхняя полусфера); 1–5 – контуры продуктивных блоков на поверхности (1) и на горизонтах –50 (2), –150 (3), 150 (4) и 50 (5) м; 6 – линейность $II\,L_3$; 7 – вспомогательные линии; 8 – контуры участков на поверхности, построенные предшественниками без учета данных структурного анализа.

ной линейности $II\,L_3$, а плоскости сплющивания – среднее положение плоскостных элементов: $II\,S_3$, $II\,N_3$ и осевых поверхностей $II\,F_3$ (рис. 3). Имея эти данные, а также контуры чешуй и элементы залегания их границ на поверхности, можно строить изогипсы чешуй на глубине. Ситуация осложняется тем, что продуктивные чешуи срезаны поверхностями надвигов, однако элементы залегания последних известны по данным картирования и структурного бурения, и, следовательно, изогипсы сместителей надвигов можно построить. Пересечение одноименных изогипс чешуй и надвигов задает контуры продуктивных блоков на глубине.

Литература

1. Геология и пегматитоносность беломорид / Салье М.Е., Батузов С.С. и др. Л.: Наука, 1985. 251 с.

2. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., 1976. 239 с.

3. Миллер Ю.В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм // Геотектоника. 1976. № 6. С. 99–108.

4. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.

5. Миллер Ю.В. Структурное развитие метаморфических комплексов: современные представления // Геотектоника, 1983. № 4. С. 6–13.

6. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.

7. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.

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

9. Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.

10. Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. N. Y.: McGraw-Hill, 1967. 568 p.

11. Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2, nr 1–2. P. 83–99.

12. Turner F.J., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N. Y.: McGraw-Hill, 1963. 530 p.

Н.Е. Козлова, В.В. Балаганский

МИКРОСТРУКТУРНАЯ ОРИЕНТИРОВКА ГИПЕРСТЕНА И СИЛЛИМАНИТА В ГРАНУЛИТАХ ПОРЬЕЙ ГУБЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Северо-восточное побережье Порьей губы Белого моря сложено породами гранулитовой фации метаморфизма, в которых установлена ассоциация гиперстена с силлиманитом [7], возникающая, как известно, при почти предельных для этой фации Т-р-условиях.

В юго-восточной части изученного нами участка побережья развиты глиноземистые гнейсы и кислые гранулиты Умбинского блока, бластомилонитизированные в условиях гранулитовой фации (рис. 1). В центральной и северо-западной частях участка распространены различные кристаллические сланцы, гнейсы и кислые гранулиты, залегающие в виде линз, которые устанавливаются как при картировании с прослеживанием геологических границ по простиранию, так и при документации обнажений. Границы линз в обнажениях часто подчеркнуты зонами бластомилонитов гранулитовой фации. Степень разлинзованности и бластомилонитизации пород убывает к юго-за-

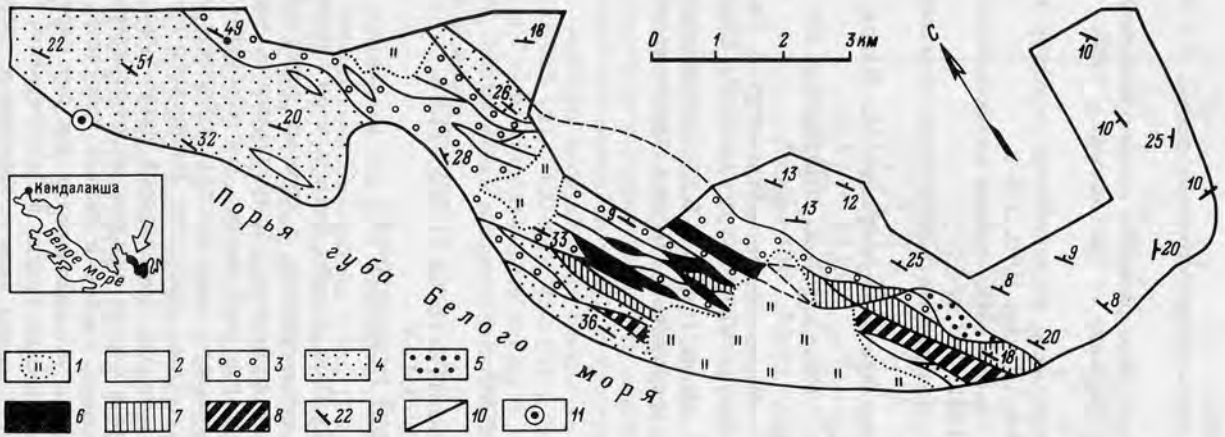


Рис. 1. Схема геологического строения района восточного побережья Порьей губы Белого моря (составлена с использованием данных В.Б. Алексеева и М.Н. Богдановой).

1 – четвертичные отложения; 2 – гранат–биотитовые и гранат–биотит–силлиманитовые гнейсы, кислые гранулиты; 3, 4 – лейкократовые и мезократовые пироксеновые кристаллические сланцы; 5 – гранат–пироксеновые кристаллические сланцы; 6 – чередование лейкократовых и меланократовых пироксеновых кристаллических сланцев, гранат–биотитовых, гранат–биотит–силлиманитовых гнейсов и кислых гранулитов; 7 – чередование гранат–биотитовых, гранат–биотит–силлиманитовых гнейсов, кислых гранулитов и меланократовых пироксеновых кристаллических сланцев; 8 – лейкократовые пироксеновые кристаллические сланцы с тонкими прослоями меланократовых сланцев; 9 – сланцеватость и полосчатость; 10 – геологические границы тектонические; 11 – место отбора ориентированных шлифов пород с гиперстен–силлиманитовой ассоциацией.

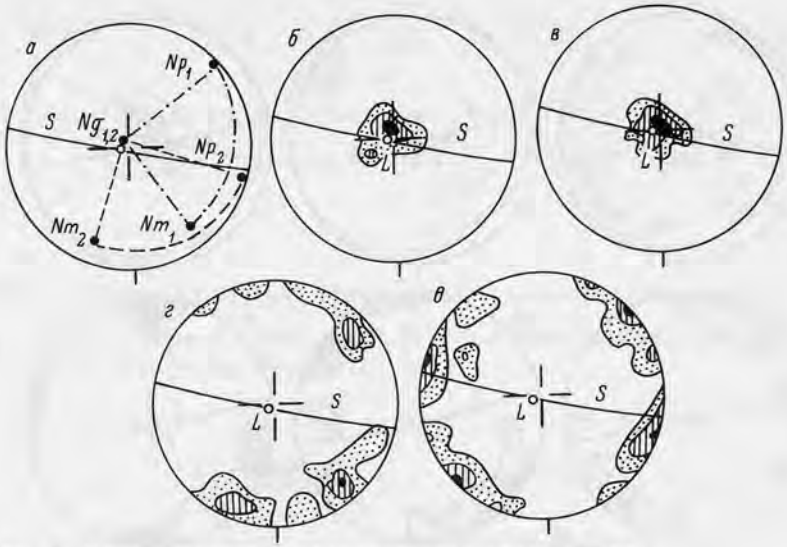


Рис. 2. Микроструктурная ориентировка силлиманита.

а – статистические субиндивиды; б – [001] (изолинии 3.1–8.4–18.6%); в – Ng (3.1–6.2–11.9%); г – Nm (3.1–5.7–8.4%); д – Np (3.1–5.7–8.4%), n (число замеров) = 78. Здесь и далее использована равноугольная проекция на верхнюю полусферу при ориентировке плоскости шлифа азимут падения СЗ 310∠ 78°.

паду. В этом же направлении заметно возрастает количество кристаллических сланцев, занимающих большой объем Колвицкой зоны. Повсеместно бластомилонитовые плоскостные текстуры полого падают к северо-востоку. Разлинзование связывается с надвиганием Умбинского блока на кристаллические сланцы Колвицкой зоны. Установлено, что плоскость надвига падает к СВ 45∠ 26°, а надвигание происходило с северо-востока к юго-западу по линии, воздымающейся к ЮЗ 210∠ 25°. Более подробные сведения о строении этого участка и надвиге, названного Порьегубским, опубликованы ранее [2]. Наши данные подтверждают приводимые в литературе характеристики как надвига, так и строения всего участка [9].

В зоне надвига в бластомилонитах М.Н. Богдановой установлена ассоциация гиперстена с силлиманитом. Ориентированные шлифы, изготовленные из этих пород, и стали объектом микроструктурного изучения. Линейность по силлиманиту в обнажении погружается к ЮВ 123∠ 12°, а сланцеватость по биотиту и бластомилонитовая полосчатость падают к СВ 55∠ 29° (соответственно L и S на диаграммах). Такие ориентировки линейных и плоскостных текстур типичны для всего участка. Полная минеральная ассоциация в изученных шлифах включает гиперстен, силлиманит, биотит и кварц (гранат, кордиерит и полевые шпаты отсутствуют).

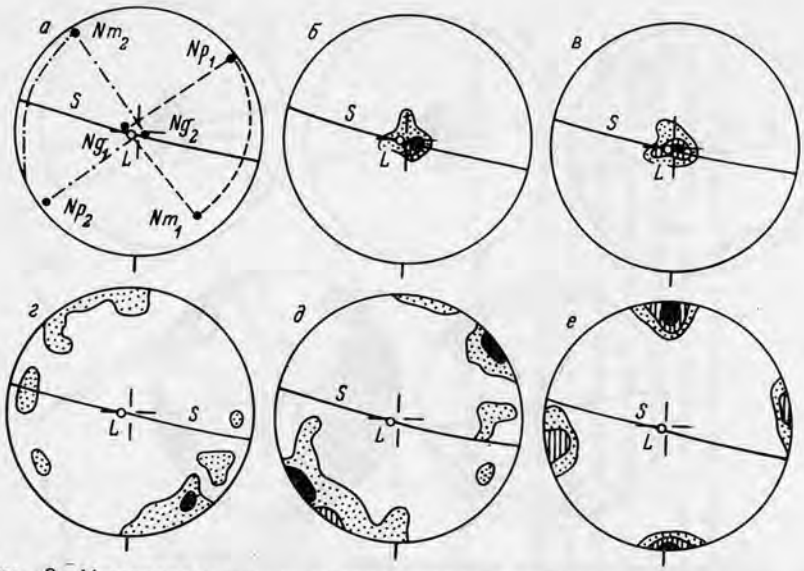


Рис. 3. Микроструктурная ориентировка новообразованного гиперстена.

а – статистические субиндивиды; б – [001] (изолинии 6.3–11.3–16.3%, n = 40); в – Ng (5.7–10.4–15.1%, n = 43); г – Nm (3.8–8.8%, n = = 40); д – Np (3.8–8.8%, n = 40); е – $\perp$(110) (4.5–6.8–9.1%, n = = 44).

Силлиманит образует только мелкие игольчатые кристаллы, тогда как в шлифах, выпиленных перпендикулярно линейности, выделяется две генерации гиперстена – мелкие новообразованные зерна с пересекающейся спайностью и крупные реликтовые зерна с признаками их вращения и одной системой спайности. Наблюдается дробление отдельных изогнутых реликтовых зерен в местах пересечения их бластомилонитовой полосчатостью, а также образования новых мелких зерен при перекристаллизации реликтовых.

В результате микроструктурного анализа выделены два статистических субиндивида силлиманита (рис. 2, а). Оси [001] и Ng обоих субиндивидов совпадают с линейностью (рис. 2, а–в). У первого из них ось [010] = Nm перпендикулярна плоскости сланцеватости, а ось [100] = Np и спайность по $\{010\}$ лежат в ней (рис. 2, а, г, д). Оси [010] = Nm и [100] = Np второго субиндивида расположены относительно сланцеватости симметрично, погружаясь соответственно к СВ 48∠66° и ЮЗ 224∠24° (рис. 2, а, г, д).

Мелкие новообразованные зерна гиперстена представлены двумя субиндивидами, ориентировка которых практически совпадает друг с другом (рис. 3 а). Оси [001] и Ng новообразованного гиперстена совпадают с линейностью (рис. 3, а, б, в). Оси [010] = Nm и

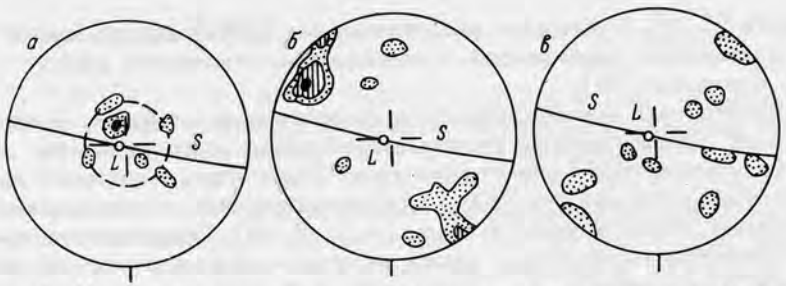


Рис. 4. Микроструктурная ориентировка реликтового гиперстена.

а – Ng(изолинии 4.1–9.4%, n = 37); б – Nm(4.4–7.4–13.5%, n = = 34); в – Np(4.4%, n = 34).

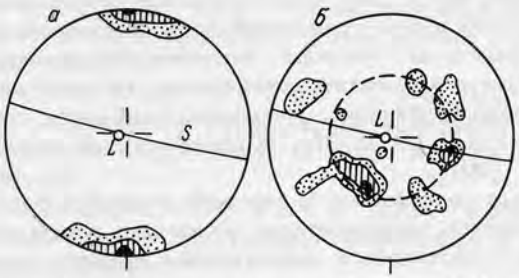


Рис. 5. Микроструктурная ориентировка биотита (а) и кварца (б).

а – ⊥(001) (изолинии 8–16–24%, n = 50); б – [0001] (5–9–17%, n = 200).

[100] = Np, располагаясь по отношению к сланцеватости под углом 45°, погружаются соответственно к С 359∠ 62°, и Ю3 222∠ 24° (рис. 3 а, г, д). Одна из систем спайности по {110} параллельна сланцеватости, а другая перпендикулярна ей (рис. 3,е).

Оси [001] = Ng крупных реликтовых зерен гиперстена имеют тенденцию к рассеиванию вокруг линейности по малокруговой траектории с углом вращения около 35° (рис. 4,а). Положение осей [010]= = Nm и [100] = Np в целом близко к беспорядочному (рис. 4, б, в). У обеих генераций гиперстена угол 2V = –82°.

Ориентировка пинакоида [001] биотита отвечает установленной в обнажении (рис. 5,а). Оси [0001] кварца расположены вокруг линейности на дуге малого круга с углом образующей около 60° (рис. 5, б).

Главным механизмом, контролирующим ориентировку оси [0001] кварца, является синтектоническая перекристаллизация существенно кварцевых пород в условиях осевого растяжения (течения) в направлении осей складок, совпадающих с линейностью, причем ось [0001] образует угол около 60° с направлением минимального модуля подат-

ливости [6, 4]. Коническое рассеивание оси [0001] кварца вокруг оси растяжения, совпадающей с линейностью, отмечалось ранее А.Н. Казаковым [5].

Ориентировка новообразованного гиперстена не совпадает с ориентировкой, контролируемой упругими свойствами этого минерала, кристаллизующегося в анизотропном поле напряжения, в которой с линейностью совпадает ось [100], характеризующаяся максимальным значением скорости упругой волны [1, 3, 6, 10]. Ориентировка новообразованного гиперстена также не совсем согласуется с результатами экспериментов по деформации энстатита, согласно которым при T = 850 °C и $P_{общ}$ = 7 кбар осуществляется пластическая деформация путем трансляционного скольжения по системе {100} [001], где {100} – плоскость, а [001] – направление скольжения [8, 3, 6, 11]. Отсюда следует, что новообразованный гиперстен кристаллизовался в таких термодинамических условиях и при такой скорости деформации, когда рост его кристаллов сопровождался пластической деформацией путем трансляционного скольжения по системам, которые подчиняются не строению элементарной ячейки, а „... морфологии кристалла и элементам анизотропии, которые обнаруживаются на этом уровне (удлинение, уплощение, спайность, отдельность, развитые грани т.д.)" [6, с. 27]. В нашем случае таковой является система {110} [001].

Крупные зерна реликтового гиперстена во время бластомилонитизации подвергались механическому вращению, о чем говорят наличие изогнутых кристаллов и ориентировка главных кристаллооптических осей (рис. 4).

У первого статистического субиндивида силлиманита с плоскостью сланцеватости совпадает спайность по {010}, а у второго – грань призмы {110}. По внешнему облику зерна силлиманита обоих субиндивидов не различаются между собой ни по размерам, ни по степени деформированности. Поэтому можно полагать, что эти субиндивиды равноценны, а их кристаллизация происходила во время одного и того же этапа деформации, т.е. во время бластомилонитизации. Экспериментальные данные по деформации силлиманита отсутствуют. Предполагается, что кристаллизация силлиманита, так же как и новообразованного гиперстена, происходила в процессе пластической деформации путем трансляционного скольжения по системам {010} [001] и {110} [001].

Приведенные результаты микроструктурного анализа позволяют сделать вывод, что ориентировки гиперстена и силлиманита, синхронно кристаллизовавшихся в бластомилонитах во время надвигания пород Умбинского блока на кристаллические толщи Колвицкой зоны, контролировались механизмом пластической деформации путем трансляционного скольжения по системам {010} [001] и {110} [001] для силлиманита и {110} [001] для гиперстена.

Авторы благодарны М.Н. Богдановой за предоставленные для микроструктурного изучения образцы пород с гиперстен–силлиманитовой ассоциацией.

Литература

1. Александров К.И., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов: пироксены и амфиболы // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1961. № 9. С. 871–875.

2. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция северо-западного Беломорья. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1986. 100 с.

3. Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 226 с.

4. Делицын И.С. Структурообразование кварцевых пород. М.: Наука, 1985. 192 с.

5. Казаков А.Н. Микроструктурная ориентировка кварца в складке // Деформации и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967. С. 38–43.

6. Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.

7. Крылова М.Д., Прияткина Л.А. Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гранулитовом комплексе Порьей губы (юго-запад Кольского полуострова) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3.С. 661–664.

8. Кристи Дж.М., Эрделл А.Дж. Деформационные структуры в минералах // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 363–391.

9. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л.: Наука, 1979. 128 с.

10. Саранчина Г.М., Кожевников В.Н. Федоровский метод. М.: Недра, 1985. 208 с.

11. Carter N.L., Baker D.W., George R.P., jr. Seismic anisotropy, flow and constitution of the upper mantle // Flow and fracture of rocks. 1972. P. 167–190.

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

В.С. Заика-Новацкий

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Структурная геология Украинского, как, впрочем, и других щитов, еще не воссоздана в полном объеме, хотя несомненно это задача ближайшего будущего, разрешение которой произойдет тем скорее, чем конкретнее будут разработаны методические приемы и в целом методология структурного анализа, а главное, как скоро геологи-съемщики не только осознают целесообразность структур-

ного анализа, но и начнут применять его во время полевых работ, наряду с ранее освоенными методами минералого-петрографического анализа. Прецедент освоения за короткий промежуток времени украинскими геологами-практиками методов формационного анализа и составления формационных карт [8] позволяет надеяться, что и структурный анализ ими также будет освоен.

Сдерживающим фактором, безусловно, является традиционно сложившееся представление о незначимости малых структурных форм и, в связи в этим, о нецелесообразности их изучения в комплексе наблюдений у обнажений и составления геологической карты, условные обозначения к которой, кстати, предусматривают только элементы залегания слоистости. Однако такое мнение явно ошибочно, хотя бы потому, например, что формы залегания аллохтонных плутонов привычно устанавливаются на основе структурно-петрологических данных, включающих не только массовые замеры плоскостных линейных текстур, но и микроструктурный анализ, т.е. крупные картируемые тела буквально изучаются под микроскопом, что является не только целесообразным, но и безусловно необходимым. Точно так же без знания внутреннего строения - структурно-текстурной ткани кристаллических комплексов - невозможно составить объективное представление о их природе и эволюции. Нижеприведенные данные основаны именно на всестороннем, включающем и малые формы, структурно-геологическом изучении ряда опорных полигонов в пределах Побужья, Приднепровья, Приазовья и наблюдениях в других районах Украинского щита (УЩ). Несмотря на это, авторы отдают себе отчет в том, что они находятся лишь в начале пути и могут претендовать только на одобрение полученных результатов. Следует также оговориться, что в настоящем обзоре не затронуты структуры протерозоя - саксаганиды,* которым посвящена обширная литература, включающая и новейшие результаты [13].

Структурный анализ раннедокембрийских (архейских) кристаллических комплексов УЩ сводится по существу к методам структурной петрологии гранитоидов и мигматитов, так как именно эти породы слагают подавляющую часть его площади. По соотношению с вмещающими (замещаемыми) толщами метаморфитов гранитоиды в своем большинстве являются автохтонными, причем процессы гранитообразования неоднократно возобновлялись, в связи с чем украинские петрологи ввели понятие о прогрессивном (первичном) и регрессивном (вторичном) гранитообразовании [2, 15], а В.А. Рудник [10] выделил соответственно „ультраметаморфизм погружения и воздымания".

Наглядным примером могут служить собиты, уманские и некоторые другие гранитоиды регрессивного ряда, возникшие за счет петрофонда плутоно-метаморфических формаций чарнокитоидов, но

---

* Саксаганиды - складчатость, проявившаяся в Криворожско-Кременчугской зоне, охватившая породы криворожской серии.

существенно позднее последних, и образовавшиеся в условиях амфиболитовой фации.

Следует отметить как существенное достижение украинских петрологов вывод о строгой селективности процесса гранитообразования: „граниты определенного типа связаны с метаморфическими породами также определенного состава ... Состав исходных метаморфических пород наследуют возникающие по ним граниты, причем эти унаследованные признаки сохраняются в гранитах независимо от типа гранитообразующего процесса" [2, с. 16].

В широком диапазоне переходов от метаморфитов к гранитоидам можно проследить общие структурно-текстурные признаки, что вызывает необходимость разработки общего методического подхода к изучению всех трех основных групп формаций УЩ: метаморфических, плутоно-метаморфических (мигматиты) и плутонических.

Второй особенностью кристаллических комплексов УЩ является то, что метаморфические формации представляют собой, в сущности, динамометаморфические породы - тектониты. Наложенной тектонизации часто подвергнуты мигматиты и плутонические гранитоиды. В связи с этим реально наблюдаемые в обнажениях складки являются производными течения горной массы в процессе тектонизации и не исчерпывают поэтому характер структурообразующего процесса, хотя их тектоническая информативность как объемного элемента структурного парагенезиса не вызывает сомнений. Таким образом, методические акценты при изучении УЩ должны быть расставлены иначе, чем это до сих пор принято, а именно перенесены со складок на плоскостные текстуры динамометаморфических тектонитов и на те элементы структурного парагенезиса, которые являются сквозными для всех типов кристаллических формаций.

Следует обратить внимание на распространенные ошибки, связанные с неправильной трактовкой плоскостных текстур и складчатых структур. При разработке стратиграфии того или иного района исследователи опираются на видимые залегания „слоистости" и в зависимости от предполагаемого анти-, син- или моноклинального залегания устанавливают стратиграфическую (возрастную) последовательность. При этом наиболее типичны следующие ошибки.

1. „Слоистая" текстура не является седиментогенной слоистостью и чем круче ее залегание, тем больше уверенность, что мы имеем дело со сланцеватостью, полосатостью или полосчатостью, не параллельными слоистости.

2. Поскольку, как правило, элементы залегания весьма изменчивы даже не небольшой площади, доля субъективности в обосновании структуры, определяющей стратиграфическую последовательность, чрезмерно велика. Так же произвольным является выделение дополнительных и осложняющих структур, как складчатых, так и разрывных. Все последующие операции, основанные на столь шаткой, а чаще всего просто неверной основе, только усугубляют неопределенность или ошибочность выводов, отталкивающихся от принятой стратиграфической схемы. Это касается подсчета мощности, заключений о „седиментационной" ритмичности и цикличности, „закономер-

ностей" чередования вулканогенных и осадочных „толщ" и т.п., вплоть до прогноза „стратиформных" минеральных залежей. Сошлемся на широко известный пример подобной неопределенности, который неоднократно приводил в своих публикациях В.В. Эз [16]. На геологических картах одного и того же района на юго-западе Кольского полуострова, составленных разными авторами, изображалась моноклиналь, синклиналь или система складок. Не менее наглядный пример содержится в нижеприведенных цитатах, в которых упоминаются достаточно крупные структуры Приазовья. „...Структурой первого порядка Приазовского массива является Белоцерковская антиклиналь ... Указанную структуру л о г и ч н е е (разрядка наша. - В.З.-Н.) рассматривать как синклиналь" [3, с. 21]. „Куйбышевский купол ... интерпретировался ранее как синклиналь, однако э л е м е н т ы з а л е г а н и я пород (разрядка наша. - В.З.-Н.) свидетельствуют об опрокинутой... положительной структуре" [9, с. 71]. Иногда даже специалисты вынуждены фиксировать неопределенность стратиграфических построений: „На карте показаны области переработанных складчатых ярусов..., где вследствие наложения двух и более орогенических циклов не представилось возможным расчленить разновозрастные образования" [11, с. 1]. Заметим, кстати, что подобные области как раз и должны служить полем деятельности специалистов в области структурного анализа, и одна из задач, которую они призваны решить при этом, - „расчленение разновозрастных образований".

При всей справедливости сделанных замечаний „новое поколение" стратиграфических схем УЩ, как показало 1-е региональное стратиграфическое совещание в Днепропетровске в сентябре 1983 г. (материалы совещания опубликованы во 2-м и 3-м номерах „Геологического журнала" за 1986 г.), очевидно, ближе отражает стратиграфические соотношения внутри „стратиграфических районов", традиционно обособляемых в пределах УЩ, что несомненно связано с широким признанием и применением на практике методов формационного анализа, которые позволяют в самом первом приближении обходиться без структурного анализа, не допуская при этом слишком грубых ошибок [7]. Вместе с тем со всей определенностью следует подчеркнуть, что тектонические и структурные схемы, основанные т о л ь к о на достигнутом уровне наших знаний стратиграфии нижнего архея УЩ, заведомо ущербны или просто неверны. „Шаткая" стратиграфия не может служить опорой для создания „прочных" структур! В связи с этим следует скептически относиться к „антиклинориям и синклинориям", „поднятым и опущенным блокам", выделяемым на литостратиграфической основе, без учета всего неявного структурного парагенезиса.

Учитывая все вышеизложенное, предварительные рассуждения и оговорки, можно наметить общую для архея УЩ последовательность структурообразующих процессов (таблица).

Древнейшая наблюдаемая структурно-текстурная основа представлена в формации гиперстеновых (двупироксеновых) гнейсов, кальцифиров и кристаллических сланцев побужского комплекса и ее анало-

Структурно-возрастная шкала архея Украинского щита

Структурная	формула	Структура	Геологические процессы	Возраст
R		Разломы, сбросы, взрезы Какириты, катаклазиты Дайки	Блоковая тектоника Какиритизация, катаклаз Жильный магматизм	Поздний протерозой
$R \parallel ab$		Зоны смятия, дислокационно-метаморфические комплексы Бластомилониты	Дизъюнктивные дислокации, динамометаморфизм, метасоматизм	Ранний протерозой
		Параавтохтонные и аллохтонные плутоны	Плутонизм	Поздний архей
	$S_1 \parallel F \parallel R \parallel ab$	Сланцеватость, редко складки с крутыми осевыми поверхностями	Тектоно-метаморфические перемещения, поперечная сланцеватость	
	S_0	Вулкано-тектонические структуры зеленокаменных поясов	Вулканизм	
$M \parallel ab_2$		Мигматиты (артериты и агматиты), автохтонные (миметические) плутоны гранитоидов	Ультраметаморфизм (анатексис) гранулитовой и амфиболитовой ступени	Ранний архей
$L_2 \parallel S_2 \parallel F_2 \parallel R \parallel ab_2$		Тектоно-метаморфическая полосчатость, интерлитонные складки и складчатые пакеты („шовные складки") с крутыми осевыми плоскостями и наклонными шарнирами; согласные зоны бластомилонитов и сланцеватость	Тектоно-метаморфическое перемещение (поперечное сдвиговое течение)	
$L_1 \parallel S_{01} \parallel F_1 \parallel ab_{01}$		Метаморфическая полосчатость, региональная кристаллизационная сланцеватость, интерфолиальные изоклинали	Региональный (гранулитовый или амфиболитовый) метаморфизм, слабый ультраметаморфизм (мигматиты), метаморфическое течение (послойное сдвиговое течение)	
S_0		„Слоистость" – вулканогенная и литогенная структурно-текстурная основа	Вулканизм, дезинтеграция его продуктов	

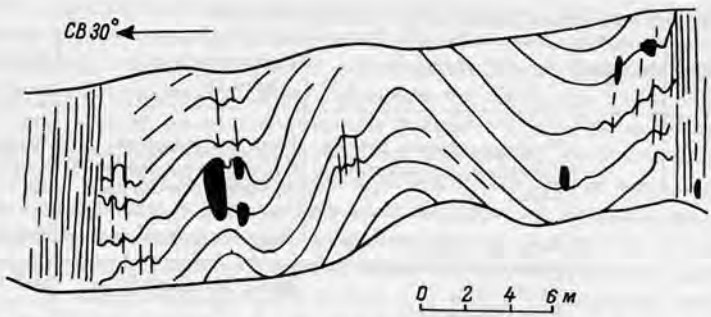


Рис. 1. Складчатая пачка эндербит-мигматитов (палеосома-гнейс), ограниченная крутозалегающими мигматитами (палеосома – кристаллический сланец), темные эллипсы – крупные муллионы кристаллического сланца. Левый борт р. Ятрань, ниже с. Перегоновка (см. рис. 4).

гов в других районах УЩ [7, 17], включающей тела основных и ультраосновных пород (метабазиты и метаультрабазиты). Во времени пироксеновые гнейсы сменяются эндербитами; кальцифиры, кристаллические сланцы и метабазиты впоследствии были раздроблены и превратились в агматиты, неосомой которых служат эндербиты (мигматит-эндербиты и пегматит-эндербиты). До гранито- и мигматитообразования исходные (первичные) породы претерпели метаморфизм гранулитовой фации, структурно выразившийся в региональном рассланцевании, слабой мигматизации, складчатости (рис. 1), в локализованной тектонизации вплоть до образования бластомилонитов – вторичных кварцитов, часто железистых. Структурная формула: $L_{1,2} \parallel S_{1,2} \parallel F_{1,2} \parallel R \parallel ab \# Д_{1,2+n}$ (линейность, сланцеватость, полосчатость, осевые плоскости складок двух генераций параллельны кинематической плоскости течения и не параллельны последующей деформации).

Структурные фации пород варьируют от полосчатых до массивных. В пределах побужского комплекса преобладают крутые и вертикальные залегания полосчатости, но наблюдаются и разрезы с мелкой и среднемасштабной симметричной складчатостью. Ее зеркало, вероятно, близко к горизонтальному. Угол погружения шарниров весьма изменчив даже в пределах одного обнажения. Последний признак совершенно очевидно указывает на причину складкообразования – неравномерное течение горной массы в строго ориентированной плоскости тектонического потока.

Круто падающие полосчатые мигматит-эндербиты обладают удивительной выдержанностью залегания на протяженных (десятки километров) расстояниях.

На редких участках (район Завальевского месторождения, например), где сохранились значительные останцы метаморфических формаций, можно составить более или менее определенную картину

Рис. 2. Разрез аульской серии, вскрытой долиной р. Базавлучек, правого притока р. Базавлук, Среднее Приднепровье [12, рис. 3, упрощено].

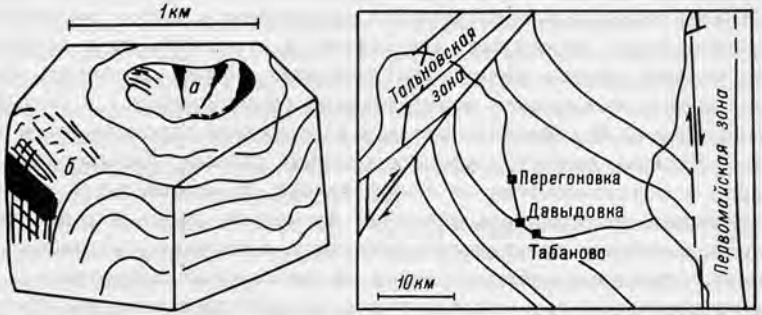


Рис. 3. Складка-чаша (а) и антиклиналь с пологим шарниром (б) в глыбе гнейса. Карьер в правом борту р. Ятрань, ниже с. Давыдовка (см. рис. 4).

Рис. 4. Волочение у окончаний согласных разрывов северо-западного простирания между зонами Тальновского и Первомайского разломов-сдвигов.

залегания ранних структурных элементов. Если „снять" наложенные круто падающие структурные элементы (линейность, сланцеватость, зоны рассланцевания и т.п.), то окажется, что пологое залегание формаций и согласных залежей можно интерпретировать как стратификацию, которую вряд ли можно трактовать как слоистость. Субгоризонтальная анизотропия метаморфитов может быть создана и собственно метаморфическими процессами, поскольку поверхности изоград располагаются также полого. Плоскостные неоднородности, выявленные геофизиками и связанные, как показывает Кольская сверхглубокая скважина, со специфическими пологими зонами разуплотнения, также могли направлять процессы метаморфизма, что в конечном счете выражалось в формировании грубой псевдостратификации.

При попытках выявления стратиграфической последовательности нужно ориентироваться не на круто залегающую полосчатость, а на неочевидную смену пород по вертикали в участках полого-складчатого залегания с учетом возможного ее искажения метаморфи-

ческими процессами, которые в этом случае нужно „снимать". Отсюда явно особое значение скважин, особенно глубоких и сверхглубоких, так как расчленение рельефа на щитах, за исключением их активизированных областей, обычно не превышает нескольких десятков метров. С этих позиций убедительным кажется геологический разрез (рис. 2), который нужно трактовать как предельно упрощенную по отношению к реальным наложенным структурам (последние практически сняты) и искусственно усложненную дополнительными складками наглядную модель строения стратифицированного геологического разреза, причем пологое залегание горизонтов определяется зеркалом складок (жирные линии на рис. 2).

Останцы метаморфических пород характеризуются в общем тем же набором элементов структурного парагенезиса, что и вышеохарактеризованные „послойные" мигматиты и агматиты, но в крупных (сотни метров, первые километры) останцах можно проследить их соотношения с элементами стратификации (полосчатость) и согласными залежами. В качестве примера рассмотрим строение правого борта р. Ятрань, вскрытое карьером между селами Давыдовка и Табаново к северо-востоку от Голованевска. В минимальной степени наложенные структуры и текстуры проявлены здесь в телах метабазитов, которые практически сохранили первичное массивное строение, отчетливо наблюдающееся на выветрелых поверхностях. Лишь на контактах тел метабазитов с эндербитами заметны обычно осветленные реакционные каймы, скрывающие первично резкие границы.

Гнейсовые пачки складчаты, зеркало мелких складок относительно пологое, в то время как сами складки отличаются большим морфологическим разнообразием и положением в пространстве. Крайними формами являются складки с пологими, с одной стороны, и крутыми, с другой, шарнирами. Все складки конечны на коротких расстояниях, что исключает необходимость „домысливания" их морфологии и выявляет, в частности, своеобразный тип складок – розетковидные чаши и шлемы, образованные сочетанием (не пересечением!) складок с взаимно перпендикулярными шарнирами, крутыми и пологими (рис. 3). Об одновременности образования этих складок говорит то, что они характеризуются одними и теми же элементами структурного парагенезиса и близки по размерам. Обычно можно наблюдать несколько порядков складок в пределах пачки, мощностью не превышающей первые десятки метров.

Кажущиеся бесструктурными на свежих сколах эндербиты в действительности, как можно видеть на выветрелых поверхностях, характеризуются той же сложной складчатой структурой, что и гнейсовые пачки (речь идет, конечно, о полосчатых эндербитах). В целом описанную складчатость можно рассматривать как результат разуплотнения слоистых толщ в процессе высокотемпературного (гранулитовая ступень) метаморфизма и ультраметаморфизма (послойная лейкосома) и образования эндербитов. Этот процесс ограничивался в латеральном направлении, что предопределяло сквозную вертикальную ориентировку линейных и планарных элементов струк-

турного парагенезиса (координатной плоскости ab) и выдержанность их простираний на большие расстояния. Северо-западное (в среднем) расположение плоскости ab является предпочтительным на территории западной части УЩ. „Планаризация" горной массы – полосатость и полосчатость – не только господствует, но и отличается высокой степенью завершенности, вплоть до предельной структурно-текстурной гомогенизации.

В зонах тектонического разуплотнения мигматит-эндербиты подвергались глубокой метаморфической дифференциации до разделения на миномінеральные фракции. Так, например, на южной окраине с. Табаново в устье балки Цюрупы, впадающей справа в Ятрань, можно наблюдать, как из исходных полосатых мигматит-эндербитов возникло чередование хорошо раскристаллизованных мономинеральных агрегатов, состоящих из линзочек кварца, полосок биотита, анортозита, крупных кристаллов пироксена, жил, послойных и секущих, пегматит-эндербитов. Новым является только гранат, возникший, очевидно, за счет плагиоклаза. Все минеральные новообразования унаследованно ориентированы согласно залеганию исходных тектонитов – мигматит-эндербитов.

Крупные останцы архейских стратифицированных формаций давно обнаружены и хорошо петрологически изучены во всех основных скоррелированных между собой шести „стратиграфических районах" УШ. Ближайшая задача заключается во всестороннем изучении взаимосвязи структурно-текстурной и формационно-стратиграфической основ стратотипических разрезов этих районов [4].

Последующие деформации выразились в узких зонах тектонобластеза, в большинстве своем наследующих предшествующее простирание и вертикальное падение. Калишпатизация направляется именно этими зонами, в связи с чем последние выделяются красноватым или розоватым цветом на темно-сером фоне пород и эндербито-гнейсовой формации. На этом же этапе образуются система пегматитовых жил и тела аплитоидных гранитов, местами полностью замещающие породы названной формации (участок сел Полонистое-Табаново на р. Ятрань и др.). Формация аплито-пегматоидных гранитов в структурном отношении достаточно самостоятельна, в ней даже отмечаются складки поперечного (северо-восточного) простирания. Обращает внимание отчетливое обособление и единообразная ориентировка линзочек-табличек серого кварца, хорошо выделяющихся на красновато-оранжевой общей окраске аплитовой породы.

Последними по времени образования объемными, хотя и линейными в плане телами, характеризующимися собственным структурно-вещественным содержанием, являются известные разломы УЩ типа Тальновского и Первомайского, различные признаки которых неоднократно описаны многими специалистами. В настоящее время наиболее полную характеристику получили, благодаря работам группы О.Б. Гинтова [1, 5], разломы центральной части УЩ, в частности упомянутые выше. Здесь отметим только те особенности этих разломов, которые позволяют проследить дальнейшую структур-

ную эволюцию УЩ. Тальновский и Первомайский разломы являются секущими по отношению к более древним структурам Побужья и, будучи косыми правыми сдвигами, создают закономерные подвороты северо-западных простираний к северо-востоку у Тальновского разлома и к югу – у Первомайского (рис. 4). Интенсивность динамометаморфических структурно-вещественных изменений горных пород достигает 5–6 км и более. Изменения выражаются в предельной тектонической планаризации пород, обусловленной бластомилонитовой полосчатостью, сланцеватостью, жилками псевдотахилитов. Ближе к периферии разлома степень изменения пород уменьшается и сплошная полоса распадается на отдельные параллельные друг другу узкие полоски бластомилонитов, в пределах которых тела кинцигитов превращаются в тектонические линзы с осями, ориентированными согласно общему простиранию тектонизированных пород. Последующее глубинное тектоническое разуплотнение выразилось в виде разлинзования бластомилонитов и заполнения межлинзового пространства и, следовательно, формирования мигматитов поздней генерации (с. Дубово на р. Ятрани).

Если прослеживать структурную эволюцию УЩ с учетом преимущественно складчатости и парагенетически связанных с ней структурных элементов, как принято это по ставшей уже классической схеме [6, 14], то в древнейших комплексах УЩ можно достаточно уверенно обнаружить полный „цикл структурного развития" от складок F_1 „доинверсионной стадии" до разнообразных структур „послеинверсионной стадии", включающих складки F_2 и F_{2+n}, сменяющихся комбинированными вязко-хрупкими деформациями типа слайдов, флексур, и, наконец, хрупкими деформациями – кинкбандами и несколькими системами сколов и отрывов, продолжающих в иной форме начатое складками удлиненное по восстанию и сокращенное в поперечном направлении „расплющивание" горной массы.

В архее УЩ сохранившиеся участки стратифицированных формаций представляют собой изолированные „обрывки" моноклинального залегания, не имеющие между собой связей, которые допускали бы их однозначную структурную корреляцию. Данный вывод нам не кажется слишком категоричным, так как призывает к поискам новой основы для воссоздания реальной структуры и реальной стратиграфии и должен способствовать окончанию спекуляций на структурные и стратиграфические темы.

Литература

1. Гинтов О.Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наук. думка, 1978. 163 с.

2. Гранитоидные формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. 191 с.

3. Железо-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного района. М.: Недра, 1974. 151 с.

4. Заика-Новацкий В.С. Структурный анализ и разработка стратиграфической схемы Украинского щита // Геол. журн. 1986. № 3. С. 6–10.

5. Исай В.М. Методика и результаты тектонофизического изучения разломов центральной части Украинского щита: Автореф. канд. дис. Киев, 1986. 17 с.

6. Казаков А.Н. Цикл структурного развития докембрийских геосинклинальных комплексов и особенности эндогенных процессов // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 91-102.

7. Методические указания по составлению карт формаций раннего докембрия Украины. Киев, 1979. 178 с.

8. Некряч А.И., Берзенин Б.З. Стратиграфия докембрия Приазовья // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита: Тез. докл. 1-го регион. стратигр. совещ. Киев: Наук. думка, 1983. С. 71-73.

9. Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Наука, 1975. 415 с.

10. Семененко Н.П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев: Изд-во АН СССР, 1964. 15 с.

12. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1985. 167 с.

13. Структура Криворожских месторождений богатых руд и закономерности их развития на больших глубинах. Киев: Наук. думка, 1981. 187 с.

14. Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977. 159 с.

15. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 279 с.

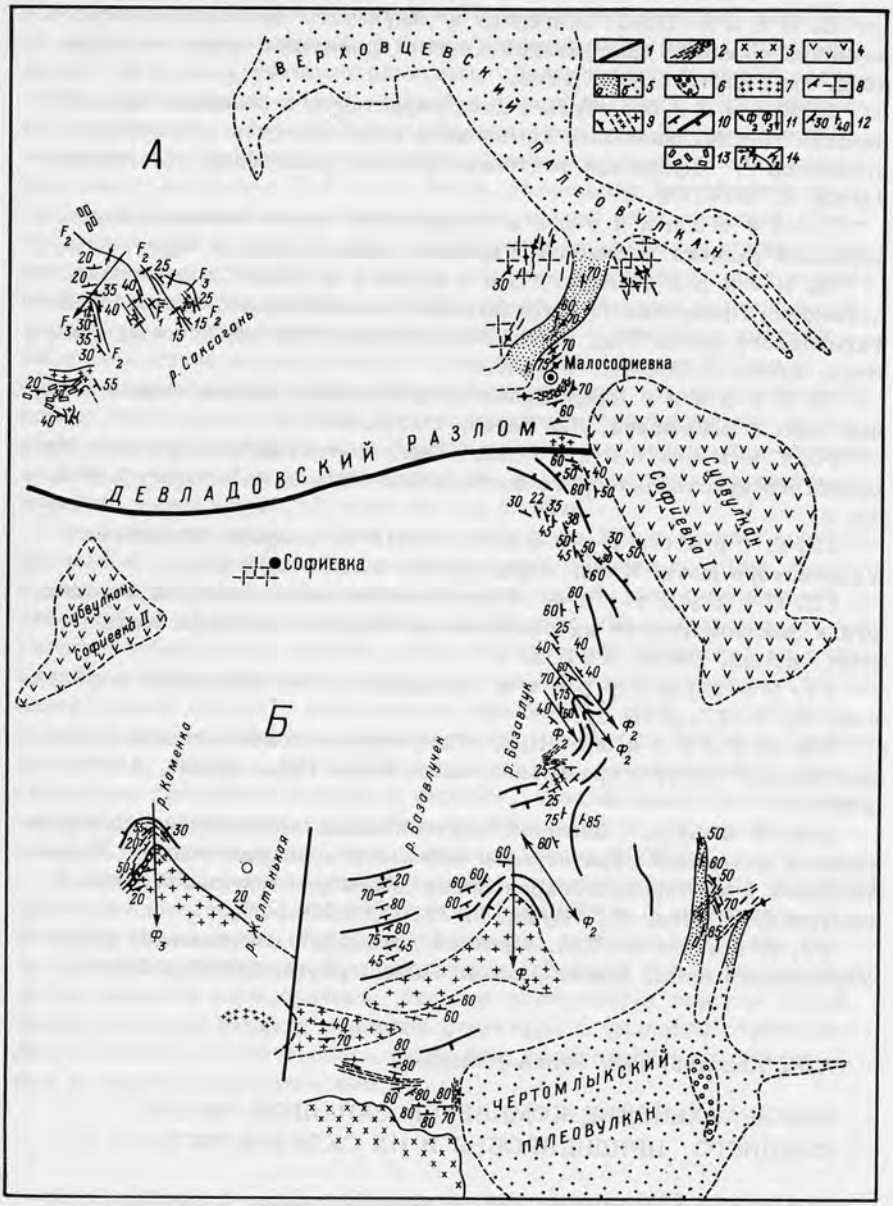
16. Эз В.В. Значение тектонических исследований для разработки детальной стратиграфии метаморфизованных толщ // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 100-107.

17. Яценко Г.М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1980. 139 с.

А.Н. Казаков, Г.В. Заика-Новацкий

НИЖНЕАРХЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ И ИХ СКЛАДЧАТОСТЬ

Район Среднего Приднепровья в геоструктурном отношении относят к гранит-зеленокаменным областям со свойственными им двумя ярусами – верхним, сложенным породами, характерными для зеленокаменных поясов, и нижним, представленным гранитоидами фундамента [1]. Ярусы приравниваются к структурным этажам, и для Среднеприднепровского блока выделяются два структурных этажа: нижнеархейский, сложенный аульской серией и связанной с ней мигматит-плагиогранитной формацией, и верхнеархейский, пред-


А
Б
ВЕРХОВЦЕВСКИЙ ПАЛЕОВУЛКАН
ДЕВЛАДОВСКИЙ РАЗЛОМ
Малософиевка
Софиевка
Субвулкан Софиевка I
Субвулкан Софиевка II
р. Сакасогонь
р. Коменка
р. Желтенькая
р. Базавлучек
р. Базавлук
ЧЕРТОМЛЫКСКИЙ ПАЛЕОВУЛКАН

ставленный вулканогенно-сланцевой формацией конкско-верховцевской серии и формацией послескладчатых аллохтонных гранитов [13]. Работами авторов статьи 1982-1984 гг. в составе нижнего этажа выделены три комплекса (рис. 1): тоналиты-плагиограниты с фацией порфиробластических демуринских гранитоидов, гнейсы, амфиболиты и трондьемиты аульской серии, мироновский комплекс гранитоидов.

Комплекс тоналитов-плагиогранитов обнажается в среднем течении р. Саксагани (с. Сергеевка-Саксаганское водохранилище) и по балкам, в нее впадающим. Породы комплекса обладают полосчатыми текстурами мигматитового типа с субстратом, представленным тоналито-гнейсами и плагиогранито-гнейсами, прослойками лейкосомы (преимущественно плагиоклазовой) и согласными или кососекущими мелкими жилками гранитов и пегматитов (см. рис. 2 в статье А.Н. Казакова, в этом же сборнике). Микроклинизация наблюдается только местами. В породах отсутствуют какие-либо реликтовые структуры или особенности минералов, указывающие на генетическую принадлежность к какой-либо из трех обычно рассматриваемых групп пород (осадочные, вулканогенные, интрузивные).

По своим текстурным и геологическим особенностям породы комплекса тоналитов-плагиогранитов тождественны комплексам основания на древних щитах. В частности, они подобны комплексу основания, выделяемому на Кольском полуострове и в Северной Карелии. С комплексом тоналитов-плагиогранитов тесно связаны демуринские порфиробластические гранитоиды (балка Демурина, с. Сергеевка). Они не обнаруживают интрузивных отношений с тоналито-гнейсами. Ксенолиты последних в гранитоидах не встречаются. В тоналито-гнейсах наблюдались пропластки, обогащенные порфиробластами, исчезающими по простиранию сланцеватости, а в демуринских

Рис. 1. Структурно-геологическая карта раннего докембрия западной части Среднего Приднепровья.

1 - разломы; 2 - милониты и бластомилониты; 3 - порфировидные калиевые и щелочные граниты Токовского массива; 4-6 - Конкско-Верховцевский вулканогенный комплекс (4 - метагаббро-амфиболиты, 5 - основные вулканиты: а - в обнаженных участках, б - оконтуренные по скважинам, 6 - кварцевые порфиры); 7-9 - комплекс мироновских гранитов (7 - мелкозернистые граниты II фазы, 8 - порфировидная фация среднезернистых гранитов I фазы - Кудашевские граниты, 9 - среднезернистые граниты I фазы); 10, 11 - аульская серия (10 - гнейсы, амфиболиты, трондьемиты, 11 - складки II (Φ_2) и III (Φ_3) этапов складчатости в аульской серии); 12-14 - комплекс тоналитов-плагиогранитов (12 - тоналиты-плагиограниты, 13 - микроклиновые порфиробластические граниты по тоналитам - Демуринские граниты, 14 - складки I, II, III этапов - F_1, F_2, F_3 - в комплексе тоналитов-плагиогранитов); А - Демуринская структурная зона; Б - Базавлукская структурная зона.

гранитоидах – линзы тоналито-гнейсов шириной до 1 м с расплывчатыми контактами. Интересной особенностью является также то, что в участках развития демуринских гранитоидов в тоналито-гнейсах исчезают лейкосома и жилки послойных и кососекущих гранитов и пегматитов.

Все рассмотренные особенности приводят к выводу, что демуринские гранитоиды образовались в результате интенсивной перекристаллизации и порфиробластеза по субстрату тоналито-гнейсов, а материалом для образования микроклина послужили прослойки лейкосомы и жилки гранитов и пегматитов.

Породы аульской серии обнажаются по р. Базавлук от устья до с. Гуляй-Поле, по р. Базавлучек, в среднем течении рек Каменки и Желтенькой. Они представлены амфиболовыми, биотитовыми гнейсами, амфиболитами и тесно с ними ассоциирующими породами трондьемитового состава, залегающими в пачках согласно и субсогласно с гнейсами и амфиболитами. Трондьемиты встречаются в двух разновидностях – сланцеватые равномернозернистые и аплит-пегматоидные.

Сланцеватые равномернозернистые трондьемиты распространены в низовьях р. Базавлук ниже Базавлукского водохранилища. В гнейсах и амфиболитах они составляют серию пластовых тел, отдельные из них достигают мощности в несколько десятков метров. Сланцеватость трондьемитов параллельна сланцеватости гнейсов и амфиболитов. Вкрест простирания сланцеватости часто наблюдаются переходы от трондьемитов к гнейсам. На плоскостях породы, параллельных сланцеватости, было замечено, что кристаллы плагиоклаза кроме пинакоидальных граней имеют грани призмы, что является признаком кристаллизации при высокой температуре.

Геологические данные показывают, что трондьемиты входят в разрез аульской серии наряду с гнейсами и амфиболитами, а химический состав и петрографические данные указывают на их первично-магматическую природу. По-видимому, трондьемиты представляют собой метаморфизованные эффузивы типа дацита. В гнейсах и амфиболитах отсутствуют реликтовые структуры осадочных пород, так что наиболее вероятно, что вся аульская серия представлена эффузивными образованиями.

Группа львовских геологов [5, 9], исходя из предположения об осадочном характере аульской серии, в низовьях Базавлука выделила ритмично построенную пачку. Поскольку в разрезе присутствуют магматические породы (трондьемиты), то ни о какой ритмичности говорить нельзя.

Трондьемиты аплит-пегматоидной структуры, известные как просто аплит-пегматоидные граниты, составляют самую существенную часть толщи к северу от с. Мироновка и по р. Базавлучек. Они пронизывают всю толщу настолько, что в отдельных обнажениях составляют 90% по отношению к гнейсам и амфиболитам. В крупных выходах сланцеватость аплит-пегматоидных трондьемитов параллельна сланцеватости гнейсов и амфиболитов и совместно с последними по р. Базавлук оконтуривает восточную часть предпо-

лагаемой крупной куполовидной структуры (Саксаганский купол, по [4]). С другой стороны, жилы аплит-пегматоидных трондьемитов нередко пересекают сланцеватость равномернозернистых трондьемитов, что указывает на их более позднее образование сравнительно с последними.

Все эти особенности, включая наличие пегматоидных участков, указывают на интенсивную термальную переработку первоначальных кислых эффузивов, что привело к возникновению мобильных фаз, вызвавших преобразования мелкозернистых структур в пегматоидные и перемещения подвижных расплавов с кристаллизацией в жилах. Эти преобразования не исказили общую структуру толщи. Предположение об интенсивной интрузии трондьемитов из глубины вряд ли преемлемо, так как в этом случае не решается проблема пространства и не объясняется четкое сохранение старого структурного плана.

В целом породы аульской серии по своим основным компонентам (амфиболиты-трондьемиты) сопоставимы с архейскими бимодальными комплексами различных регионов мира, относимыми к комплексам основания и составляющими один из типов вероятной первичной коры. Для образующих комплекс основания расплавов дацитового (трондьемиты) и базальтового (амфиболиты) составов предполагается верхнемантийный источник.

Мироновский комплекс гранитоидов распространен на всей территории западной части Среднего Приднепровья, но получил свое название от с. Мироновка на р. Базавлук, где обнажаются их характерные представители.

Комплекс представлен двумя фазами: I – крупно- и средне-зернистые граниты с подчиненной порфировидной фацией кудашевского типа, II – жильные мелкозернистые граниты. Граниты I фазы образуют самостоятельные массивы с автономным структурным планом и обладают четкими признаками гипабиссальных интрузивных гранитов (мелкозернистые эндоконтактовые фации, отсутствие мигматитов в экзоконтакте). Вместе с тем некоторые из этих массивов (Мироновский, Среднекаменский) располагаются в складчатых структурах так, что их контакты конформны со складчатыми перегибами, обнаруживая этим влияние складчатых деформаций на размещение интрузий (рис. 1). Мелкозернистые граниты II фазы распространены преимущественно в зонах гранитов I фазы и являются комагматичными с ними, отличаясь степенью зернистости и гранитной фацией, но имея сходный химический состав [12]. Мелкозернистые граниты пересекают все породы, кроме конкско-верховцевского комплекса и даек диабазов.

Второй структурный этаж составляет конкско-верховцевский вулканогенный комплекс. В его соотношениях с другими породами было много неясного, а трактовка проводилась в основном по аналогии с зеленокаменными поясами других щитов. Потребовавшиеся в связи с этим специальные исследования авторов показали, что составляющие комплекс структуры (Чертомлыкская, Верховцевская и др.) представляют собой глубокие сечения щитовых вулканов центрального типа [13] без существенной роли осадочных пород.

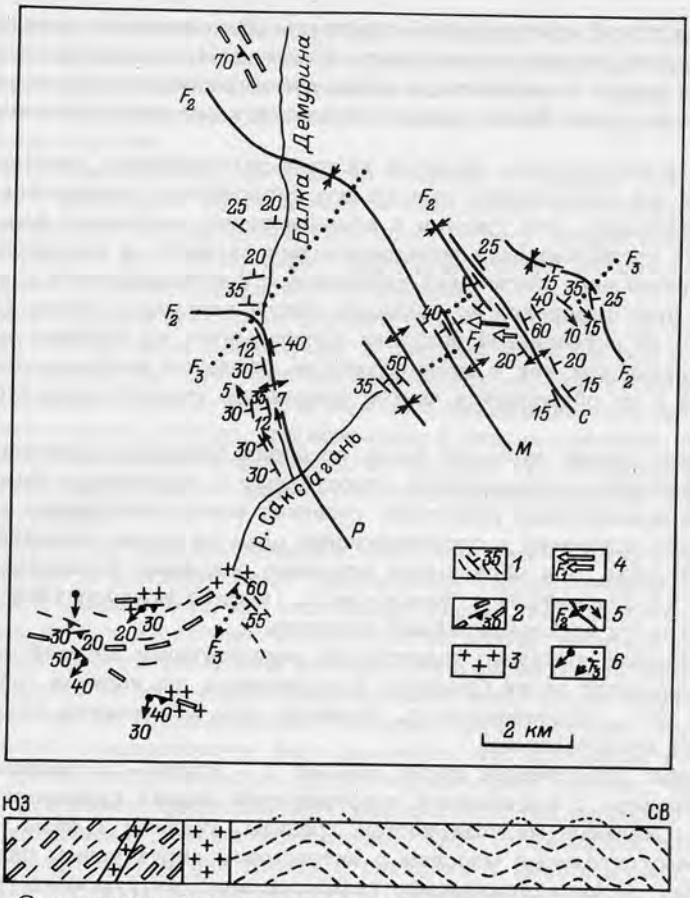


Рис. 2. Структурная карта раннедокембрийских пород и разрез в среднем течении р. Саксаган.

1 – тоналиты–плагиограниты; 2 – порфиробластические граниты по тоналитам–плагиогранитам (демуринские граниты); 3 – мелкозернистые мироновские граниты (II фаза); 4 – шарниры и осевые плоскости складок 1-й генерации (F_1); 5 – следы осевых плоскостей складок 2-й генерации (F_2) и синхронная линейность; 6 – следы осевых плоскостей складок 3-й генерации (F_3) и синхронная линейность. Главнейшие структуры: Р – Райпольская, М – Марьевская, С – Саевская.

Подводящие каналы, сохранившиеся в виде даек, отходящих от основного тела вулкана, прорывают все породы нижнеархейского этажа, включая мироновские граниты [Там же, рис. 1].

В основе любых зеленокаменных зон лежит вулкан или группа вулканов. Палеовулканы типа Чертомлыкского и Верховцевского представляют собой самую раннюю форму существования зеленокаменных зон. Развитие этих зон представляется как развитие от

простого щитового стратовулкана к континентальным осадочно-вулканогенным структурам длительного развития.

Исследованиями Г.И. Каляева [4] на территории западной части Среднего Приднепровья выделены три геоструктурных единицы в разряде гнейсо-мигматитовых куполов: Саксаганский купол, Демуринский купол и Пятихатский вал. Этот ряд крупных положительных форм окаймлялся синклинорными структурами - Криворожский, Верховцевской и Чертомлыкской, а ответвления последних, представленные в основном амфиболитами и амфиболовыми сланцами, разделяли три выделенных купола. По Г.И. Каляеву, гнейсо-мигматитовые купола и межкупольные синклинали образовались одновременно и являются сугубо комплементарными формами, а стабилизация территории наступила после завершения купольно-синклинальной складчатости. Современные данные не позволяют сделать такого вывода, так как конкско-верховцевские палеовулканы представляют собой более поздние образования, чем нижнеархейские комплексы, и возникли в условиях жесткой кинематики коры.

Складчатость архея Среднего Приднепровья, получившая название днепровской, в „Решении" Уфимского совещания [10] приравнивалась к ребольской складчатости Балтийского щита. Учитывая то, что складчатое развитие нижнеархейских комплексов Среднего Приднепровья оказалось законченным до образования конкско-верховцевских вулканитов, которые признаются аналогами лопийских образований Балтийского щита, днепровскую складчатость более обоснованно можно сопоставлять с беломорской складчатостью.

На территории западной части Среднего Приднепровья выделяются две структурные зоны (рис. 1), отличающиеся друг от друга морфологией структурных форм, спецификой их развития, разной пространственной ориентировкой, разным составом деформируемого субстрата.

Первая из них - Демуринская, типоморфное сечение - в среднем течении р. Саксагань, деформированы породы тоналит-плагиогранитного комплекса. Она расположена в пределах Демуринского купола Г.И. Каляева и составляет единственно обнаженную его часть. Вторая зона названа Базавлукской, так как основные обнажения вскрываются р. Базавлук и его притоками. В этой зоне деформированы породы аульской серии. Она в целом совпадает с Саксаганским куполом Г.И. Каляева.

В пределах Демуринской структурной зоны выделяются две преимущественные ориентировки простирания полосчатости и сланцеватости (рис. 2) - северо-западная (р. Саксагань от водохранилища до нижней части балки Демурина) и субширотная (средняя часть балки Демурина и район с. Сергеевка). Такое строение обусловлено существованием нескольких генераций складок. Установлено три генерации складок: 1-я генерация (F_1) - широтное простирание осевых плоскостей, 2-я генерация (F_2) - северо-западная ориентировка их и 3-я генерация (F_3) - северо-восточное простирание осевых плоскостей и преимущественное юго-западное падение шарниров и синхронной линейности.

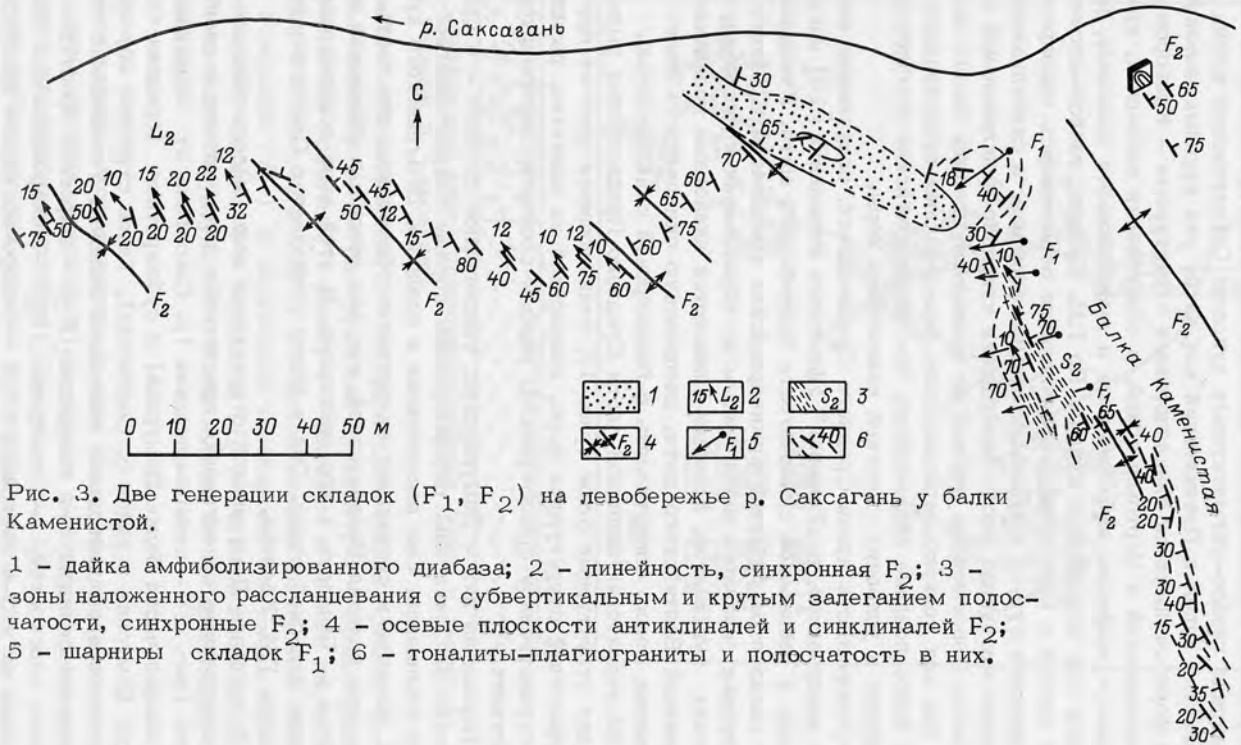


Рис. 3. Две генерации складок (F_1, F_2) на левобережье р. Саксагань у балки Каменистой.

1 – дайка амфиболизированного диабаза; 2 – линейность, синхронная F_2; 3 – зоны наложенного рассланцевания с субвертикальным и крутым залеганием полосчатости, синхронные F_2; 4 – осевые плоскости антиклиналей и синклиналей F_2; 5 – шарниры складок F_1; 6 – тоналиты–плагиограниты и полосчатость в них.

Наиболее древние картируемые складки F_1 встречены по балке Каменистой и представлены открытыми формами с размахом по 30 м (рис. 3). Угол между крыльями этих складок 160–170°. Складки F_1 конического типа, дисгармоничны, так как некоторые из них выполаживаются вкрест простирания до моноклинального залегания. Шарниры падают по азимуту 230–270° под углами 15–45°. Линейность, синхронная этим складкам, не наблюдалась.

Складкам F_1 предшествуют мелкие асимметричные складки течения (F_0) с шарнирами по падению. Длинные крылья их совпадают с простиранием полосчатости и деформируются пологими складками F_1.

Складчатые структуры 2-й генерации (F_2) являются крупнейшими в разрезах р. Саксагань. По простиранию осевых плоскостей их удается проследить на 10–12 км (рис. 2). Наиболее крупные из них получили собственные названия – Райпольская, Марьевская, Саевская структуры [11]. Диапазон размаха крыльев складок F_2 очень большой – от нескольких километров (рис. 2) до десятков метров (рис.3). Очень четко выдержано северо-западное простирание осевых плоскостей. Складчатые перегибы нередко видны непосредственно. Складки F_2 представлены как симметричными, так и асимметричными формами. Они хотя и близки к цилиндрическим, но все же принадлежат к коническому типу. На конический характер складок F_2 указывает их кулисообразное выполаживание: например, между Райпольской и Марьевской структурами в разрезе р. Саксагань устанавливаются еще F_2 более мелкого масштаба, тогда как между этими структурами в разрезе балки Демуриной встречено только моноклинальное залегание.

Шарнирам складок F_2 параллельна линейность, выраженная шлирами, бороздчатостью, ребристостью, будинами лейкократовых пород, гофрировкой. Шарниры и линейность падают полого под углами 5–20°. В нижней части балки Демуриной простирание их 325–340°, в районе балки Каменистой – 310–330° (рис. 3).

Складкам F_2 несвойственна сланцеватость осевой плоскости. Местами наблюдаются субвертикальные и крутопадающие зоны наложенного рассланцевания северо-западного простирания, параллельные осевым плоскостям складок F_2 в смежных участках. Линейность лежит в плоскостях рассланцевания. В балке Каменистой этой зоны рассекают пологие изгибы, очерчивающие субширотные складки F_1 (рис. 3), что в целом определяет более позднее образование складок F_2 относительно складок F_1.

Линейность шлиров и перекристаллизация с образованием зон наложенной сланцеватости указывает на этап метаморфизма, синхронный F_2 (вероятно, амфиболитовой фации). Складчатые структуры 3-й генерации (F_3) представлены открытыми складками и устанавливаются преимущественно по изгибу осевых плоскостей складок F_2 как в крупном масштабе (рис. 2), так и в отдельных обнажениях. Складчатые изгибы F_3 сминают породы с падением в разные стороны от осевых плоскостей F_2, что приводит к ундуляции шарниров F_3, поэтому при данных условиях на картах и планах

могут быть нанесены только следы осевых плоскостей. Складки F_3 встречены и в самостоятельном развитии (район с. Сергеевка) с шарнирами, падающими на ЮЗ. Ориентировка осевых плоскостей F_3 – северо-восточная.

Со складчатостью F_3 синхронен метаморфизм амфиболитовой фации, что устанавливается по линейности порфиробласт микроклина, темноцветных минералов и кварца, параллельной шарнирам F_3 (район с. Сергеевка, шарниры и линейность падают на ЮЗ под углом 20–30° – рис. 2).

В качестве основной особенности Демуринской структурной зоны можно указать следующее: главный план ее строения определяется пакетом складок генерации F_2 северо-западного простирания, составленным чередующимися антиклиналями и синклиналями разного размаха и протяженности. Хотя в юго-западной части зоны (рис.2) падение полосчатости и сланцеватости пород как бы соответствует склону купола, но отмеченный главный план строения особенностей структурного купола не несет.

Базавлукская структурная зона обнажена только в восточной и южной частях по рекам Базавлук, Базавлучек и Каменка. Вся центральная и северо-западная части зоны скрыты под палеогеновыми и четвертичными отложениями, поэтому любые структурно-геологические построения для этих частей зоны являются гипотетическими.

По Г.И. Каляеву [4], вся территория зоны занята крупным Саксаганским куполом диаметром более 60 км. Спустя 20 лет было интересно проверить вывод Г.И. Каляева. По нашим наблюдениям 1982–1984 гг. восточная часть купола действительно обрисовывается залеганиями полосчатости и сланцеватости пород аульской серии. При движении на юг по р. Базавлук от района с. Гуляй-Поле наблюдается следующая картина изменения залеганий (рис.1): по Базавлуку в районе Гуляй-Поля и по р. Водяной простирание полосчатости северо-западное с падением на СВ под углами 30–50°, в районе Николаевки северо-западное простирание постепенно переходит в меридиональное, а еще южнее в районе села и станции Лошкаревка сменяется на северо-восточное и субширотное с падением на ЮВ под углами 25–40°. На южном фланге купола по р. Базавлучек от с. Петропавловки до ее устья залегание полосчатости восточно-северо-восточное и субширотное при падении в южном направлении под углами 50–80°.

По р. Каменке в районе Златоустовка–Широчаны предполагалось юго-западное обрамление купола с генеральным северо-западным простиранием и юго-западным падением полосчатости и сланцеватости пород аульской серии. Работами 1984 г. здесь была выявлена самостоятельная антиклинальная структура (рис. 1), т.е. структурное замыкание купола здесь не выявляется.

О строении центральной, необнаженной части купола можно судить по данным гравиметрии. Здесь установлено гравитационное поле повышенной положительной интенсивности, что может объясняться залеганием под чехлом более плотных масс, чем на периферии. Каков бы ни был состав этих масс, тем не менее они создают анизотропию купольного типа.

А.М. Лысак и А.А. Сиворонов [6] на основании наблюдений в южной части Базавлукской структурной зоны, где интенсивно развита наложенная складчатость, пришли к отрицанию Саксаганского купола. Наши наблюдения все же указывают на то, что купол был первой структурной формой зоны, отдельные части которого деформировались потом линейными складками разных масштабов.

После формирования Саксаганского купола, который как структуру мы обозначим Φ_0, в пределах Базавлукской структурной зоны установлено три генерации складчатых структур.

Складки с широтным простиранием осевых плоскостей (Φ_1) распространены в южной части структурной зоны. Одни авторы придают им первостепенное значение, другие считают их мелкомасштабными складками местной структурно-возрастной шкалы. По представлениям А.М. Лысака и А.А. Сиворонова [6, 7] структурный план южной части зоны определяется двумя крупными складками широтного простирания – Петровской антиклиналью и Шолоховской синклиналью, протягивающимися на расстояние до 40 км. Осевая плоскость Петровской антиклинали проводится авторами от с. Екатериновки по р. Каменке до с. Александрополь по р. Базавлук. Осевая плоскость Шолоховской синклинали проведена в районе Базавлукского водохранилища.

Структурные данные, которыми мы располагаем (рис. 1), показывают, что широтное простирание полосчатости и сланцеватости распространено в узкой меридиональной полосе по р. Базавлучек и р. Базавлук ниже водохранилища на расстоянии вкрест простирания около 20 км. С запада и востока эта зона ограничена меридиональными складками с шарнирами, падающими на юг. Кроме того, резкая разница в структурном плане позволяет предполагать существование субмеридиального разлома по водоразделу Желтенькая–Базавлучек. Так что наибольшее расстояние, на которое могут быть прослежены широтные структуры (если бы существовала обнаженность вне долин Желтенькой, Базавлучека и Базавлука), не превышает 10 км. Полосчатость и сланцеватость пород аульской серии по всему разрезу р. Базавлучек от Петропавловки до устья падают на юг (50–80°), и весь этот разрез можно принять за южное крыло широтной антиклинали (в данном случае Петровской антиклинали). Северное крыло этой предполагаемой структуры совершенно не документировано. В нижнем течении р. Базавлук (от водохранилища до устья р. Соленой) и в нижнем течении р. Соленой полосчатость и сланцеватость пород аульской серии падают очень круто (70–80°) как в южном, так и в северном направлениях. Эта часть разреза относится А.М. Лысаком и А.А. Сивороновым к южному крылу Шолоховской синклинали. Ось синклинали этими авторами проводится в средней части Базавлукского водохранилища по необнаженной полосе. В целом имеющиеся материалы не дают оснований для выделения в Базавлукской структурной зоне крупных широтных складчатых структур.

Более предпочтительной кажется точка зрения о мелкомасштабных изоклинальных широтных складках [2, 13], исходящая из непосредственного изучения этих складок в естественных обнажениях.

Мелкие сжатые и изоклинальные складки, обнажающиеся в разрезах низовьев р. Базавлук, измеряются в поперечном сечении десятками сантиметров и первыми метрами. Выделяются две генерации этих складок – с вертикальными и горизонтальными шарнирами. Обе генерации относятся к категории складок течения. В процессе течения возник комплекс элементов структурного парагенезиса, в который входят зоны „слайдов", рассланцевания, расплющивания и образования минеральной и агрегатной линейности. $Ф_1$ характеризуется, таким образом, интенсивным синдеформационным метаморфизмом амфиболитовой фации.

Этап складкообразования $Ф_2$ представлен двумя крупными структурами с северо-западным простиранием осевых плоскостей, обнажающимися по р. Базавлук в районе с. Николаевка (синклиналь) и Маринополь (антиклиналь) – рис. 1. Они представлены симметричными складками с размахом крыльев 3–4 км, падающими круто под углом в среднем 60°. Шарнир синклинали падает на ЮВ, шарнир антиклинали субгоризонтален. Складки $Ф_2$ изгибают сланцеватость S_0 и комплекс плоскостных элементов синхронных $Ф_1$. Параллельно осевым плоскостям складок $Ф_2$ локально проявляются зоны тонкой трещиноватости и грубого кливажа.

Структурное развитие Базавлукской зоны завершается складками $Ф_3$ с меридиональным залеганием осевых плоскостей. Установлено две таких крупных структуры – антиклиналь по р. Каменке в районе Златоуставка–Широчаны и синклиналь в районе с. Шишкино по р. Базавлук. Складки $Ф_3$ открытого типа с размахом крыльев 5–6 км, крылья падают под углами 20–40° (антиклиналь) и 60° (синклиналь), шарниры падают на юг. Характерно, что ядерные части этих структур занимают интрузии мироновских гранитов I фазы с автономным структурным планом. А.М. Лысак и А.А. Сиворонов [6] отмечают развитие мелкой субмеридиальной складчатости по р. Базавлучек (между двумя выше отмеченными крупными структурами). Складки $Ф_3$ деформируют складки $Ф_1$ и находятся в угловом несогласии со складками $Ф_2$.

Сравнительный анализ складчатости Демуринской и Базавлукской зон выявляет следующие особенности.

Структурный ряд Демуринской структурной зоны открывается мелкими асимметричными складками течения (F_0) с синхронным метаморфизмом амфиболитовой фации и следующих за ними открытыми субширотными складками изгиба F_1 без видимых признаков синхронного метаморфизма. Со складками F_2, более сжатыми, чем F_1, связано появление линейности, образованной в условиях амфиболитовой фации. Складки F_3 кроме перекристаллизации кварца, плагиоклаза и темноцветных минералов сопровождаются интенсивным калиевым порфиробластезом, вызвавшим в итоге формирование Демуринских порфиробластических гранитов. Таким образом, по мере развития складок последовательных генераций от F_1 до F_3 возрастает степень метаморфизма. Этапы метаморфизма составляют восходящий ряд [3].

Формирование Саксаганского купола происходило в условиях амфиболитовой фации, сопровождавшейся явлениями ультраметаморфизма. Последние проявились в возникновении пегматоидных структур и подвижной субстанции в виде массовых послойных и реже секущих жил аплит-пегматоидных гранитов. Первые после образования купола складки $Ф_1$ представлены складками вязкого ламинарного течения с синхронными метаморфизмом амфиболитовой фации, но уже без явлений ультраметаморфизма. Складки $Ф_2$ несут слабые признаки синхронного метаморфизма зеленосланцевой фации. Со складками $Ф_3$ связано внедрение гипабиссальных мироновских гранитов I фазы с четкими признаками эндоконтактовой фации. Очевидно, что по мере развития складчатости степень метаморфизма снижалась.

Из этих данных видно, что синхронный со складкообразованием метаморфизм имел противоположные пути развития в Демуринской и Базавлукской зонах. При этом метаморфизм оказывал существенное влияние и на морфологию складок. Таким образом, ни по степени синхронного метаморфизма, ни по морфологии складки не могут быть скоррелированы.

Основываясь на аналогии с другими щитами, можно считать, что древнейшей структурой Среднего Приднепровья является Саксаганский купол. Складки F_0, F_1 Демуринской зоны и $Ф_1$ Базавлукской зоны относятся к местным структурно-возрастным шкалам и поэтому могут не учитываться при региональной корреляции. Северо-западные складки (F_2 Демуринской зоны и $Ф_2$ Базавлукской зоны) могут быть скоррелированы по пространственной ориентировке. Зоны развития этих складок расположены в одной полосе по простиранию. Возрастные соотношения складок F_3 и $Ф_3$ остаются пока неизвестными.

Литература

1. Горлов Н.В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 13-28.

2. Заика-Новацкий В.С. Роль структурного метода при разработке стратиграфической схемы // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1983. С. 39-40.

3. Казаков А.Н. Метаморфизм и складчатость (геологические и возрастные соотношения) // Метаморфизм и метаморфические комплексы Урала (информ. мат-лы). Свердловск, 1982. С. 5-16.

4. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, 1965. 190 с.

5. К проблеме серых гнейсов нижнего докембрия / Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Кирилюк В.П., Лысак А.М. // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 51-62.

6. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Внутренняя структура южной части Саксаганской глыбы Украинского щита // Геотектоника. 1976. № 6. С. 27–32.

7. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Нижнедокембрийские комплексы и особенности геологического развития восточной части Саксаганского блока Украинского щита // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1976. № 15. С. 55–62.

8. Метаморфические и магматические формации докембрия Среднего Приднепровья / Тимошенко О.Д., Зайцев А.А., Берзенин Б.З. и др. // Тр. регион. петрогр. совещ. Днепропетровск, 1979 // Геол. петрол. и корреляция кристалл. комплексов Европ. части СССР. Л.: Наука, 1982. С. 139–147.

9. Природные ассоциации и генетические особенности тоналитового ряда (серых гнейсов) Среднего Приднепровья (Украинский щит) / Сиворонов А.А., Лысак А.М., Бобров А.Б., Колий В.Д. // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 184–190.

10. Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР: Тр. У сес. Науч. совета по геологии докембрия. Уфа, 1977. Л.: Наука, 1979. С. 147–153.

11. Сиворонов А.А., Сирота М.Г., Бобров А.Б. Тектоническое строение фундамента среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области // Геол. журн. 1983. № 6. С. 52–64.

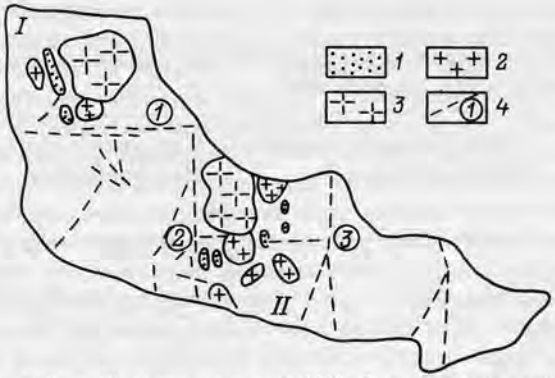
12. Сидоров В.М. Химические анализы гранитоидов Украинского докембрия. Киев: Наук. думка, 1970. 699 с.

13. Структурная эволюция Украинского щита и Горного Крыма / Заика-Новацкий В.С., Казаков А.Н., Ржаницина С.В. и др. // Вестн. Киев. ун-та. Геология. 1985. № 4. С. 18–25.

А.Г. Валасис

ПОЛИЦИКЛИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В пределах УЩ изучались нижнепротерозойские кристаллические образования Кировоградского и Волынского блоков. В основе проведенных исследований лежат принципы и методы, сформулированные А.Н. Казаковым, Ю.В. Миллером и др. [5, 8, 9]. Полученные данные позволили выявить общую схему эволюции эндогенных процессов в регионах, выделить тектоно-метаморфические циклы и составить корреляционную схему для северо-западного и центрального районов УЩ (см. рисунок). Наиболее детальные исследования были проведены в пределах Кировоградского блока, где обнаженность района позволила установить основные геологические взаимоотношения структурных элементов и формаций и выявить важнейшие черты структурно-метаморфической эволюции комплекса.



Волынский (I) и Кировоградский (II) блоки на территории Украинского щита.

1 – постскладчатые лейкократовые граниты первого тектоно-метаморфического цикла; 2 – постскладчатые порфиробластические граниты второго тектоно-метаморфического цикла; 3 – анортозит-рапакивигранитная формация; 4 – глубинные разломы (1 – Андрушевский, 2 – Звенигородско-Первомайский, 3 – Криворожско-Кременчугский).

Нижнепротерозойские супракрустальные толщи Кировоградского блока представлены метаморфизованными терригенно-флишевой и карбонатно-терригенной формациями, отложение которых контролировалось едиными палеографическими факторами и которые связаны между собой фациальными переходами по латеральному и вертикальному разрезу.

Самым ранним структурно-метаморфическим парагенезисом, документируемым в парагнейсах лишь фрагментарно, является сланцеватость биотита и амфибола S_1,* параллельная слоистости и изоклинальная, лежачая по отношению к S_0, F_1. S_1 является главным кливажом для F_1, что указывает на их синхронность при образовании. Распространенность данных структурных элементов крайне ограничена в связи с интенсивными последующими деформациями и метаморфизмом рТ-условий амфиболитовой фации (табл. 1).

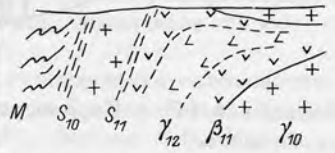
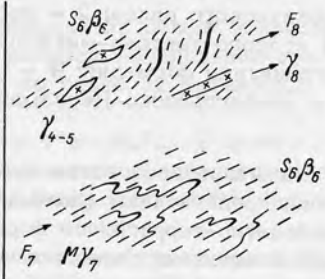
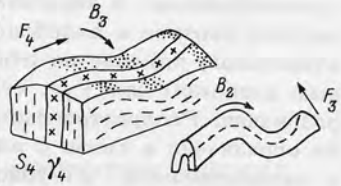
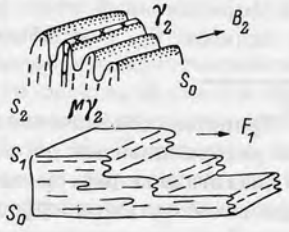
Деформационный этап D_2 фиксируется по развитию изоклинальных складок F_2, изгибающих S_0 и S_1. Синхронно складчатости

---

*Принятые обозначения: C^n – тектоно-метаморфический цикл; D^n – деформационный и связанный с ним петрогенетический этап; F – пликативная деформация; Fd – дизъюнктивная деформация; S – сланцеватость, метаморфогенная полосчатость; P – осевая поверхность; B – шарнир складки; L – линейность, бороздчатость; $\mu\gamma$ – мигматизация, синхронная этапу деформации; γ – гранитизация, синхронная этапу деформации, и постскладчатые граниты; β – базификация, синхронная этапу деформации; базиты, контролируемые структурным планом; M – метаморфизованные формации.

Таблица 1

Провинциальная шкала структурно-метаморфической эволюции раннепротерозойских образований

Стадия развития		Структурно-метаморфическая шкала	Структурно-формационные элементы
Цикл	Этап		
C'''	D_{13}	$S_{13} Fd_{13} \gamma_{13}$	
	D_{12}	γ_{12}	
	D_{11}	$S_{11} Fd_{11} \beta_{11}$	
	D_{10}	$S_{10} \gamma_{10}$	
		Блоковые перемещения по субширотным разломам	
C''	D_{8-9}	$F_8 Fd_8 \gamma_8 \rightarrow \gamma_9$	
	D_7	$F_7 \mu\gamma_7$	
	D_6	$S_6 \beta_6$–метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации	
		Формирование „горсто-грабенного" субмеридионального структурного плана	
C'	D_{4-5}	$F_4 S_4 Fd_4 \gamma_4 \rightarrow \gamma_5$	
	D_3	$F_3 Fd_3 \mu\gamma_3$	
	D_2	$F_2 S_2 \mu\gamma_2 Fd_2 \gamma_2$ – метаморфизм амфиболитовой фации	
	D_1	$M_1 M_2 \rightarrow F_1 S_1 \mu\gamma_1$ (?)	

в породах развивался кливаж S_2, параллельный P_2. На данном же этапе в гнейсах генерировались мигматитовая полосчатость и пегматоидные жилы $\mu\gamma_2$, γ_2. Структурный план D_2 был ориентирован субмеридионально. В этап D_3 изоклинальные складки F_2 сминались в открытые симметричные складки F_3, при этом деформации подвержены шарниры B_2. В результате данного наложения деформаций в вертикальных стенках обнажений постоянно наблюдается валико-бороздовая линейность L_3, которая представляет собой деформационные шарниры B_2. Для D_3 характерно также развитие субширотных кварц-полевошпатовых жил $\mu\gamma_3$, ориентировка которых контролировалась разрывами Fd_3, параллельными P_3.

Четвертый, заключительный этап деформаций, картируемых в гнейсовом разрезе, проявился неравномерно. С одной стороны, в D_4 формировалась открытая складчатость F_4, гетероаксиально накладывающаяся на структуры D_3, изгибающая P_3 и B_3 и зеркало складчатости F_2. В других случаях развивались участки интенсивного рассланцевания S_4, затушевывающие полностью структуры и создающие ложное представление о моноклинальном залегании пластов. С этапом D_4 связано также становление мощных – до 10 м – жил керамических пегматитов γ_4, простирание которых контролировалось разрывами Fd_4. Ориентировки структурных планов D_4 и D_2 совпадают в пространстве, вследствие этого для всего региона характерно субмеридиональное простирание структурных элементов.

Осадочно-метаморфические формации M_1 и M_2 явились субстратом для постскладчатых равномерно-мелко-среднезернистых биотитовых двуполевошпатовых гранитов γ_5, содержащих многочисленные останцы складчатых метаморфизованных толщ. Для гранитов γ_5 характерно наличие реликтовой сланцеватости S_2 и S_4 и складок F_2, иногда отмечается присутствие посткинематического граната. Постскладчатые граниты γ_5 с реликтовыми структурно-метаморфическими парагенезисами завершают эволюцию первого тектоно-метаморфического цикла C'. (Несмотря на то, что в поле не устанавливается взаимосвязь гранитов γ_5 с какими-либо структурными элементами, тем не менее в структурно-метаморфической шкале образование гранитоидов необходимо выделить в самостоятельный этап, как было отмечено в работах [1, 3]).

Заключительным этапом тектонической активности в C' явилось формирование „горсто-грабенного" субмеридионального структурного плана, обусловившего „клавишное" строение региона, где „горстовые поднятия" представлены диафторированными гранулитами бугской серии и амфиболитам и конкско-верховцевской серии архейского основания, на котором происходило отложение M_1 и M_2, а „грабенные прогибы" – линейными сложноскладчатыми зонами нижнепротерозойских супракрустальных толщ.

Вулканогенно-осадочные породы второго тектоно-метаморфического цикла на современном уровне эрозионного среза в пределах Кировоградского блока отсутствуют. В связи с этим структурно-метаморфическая эволюция комплекса восстанавливается по деформаци-

ям и петрогенетическим процессам, которые картируются только в нижних структурных этажах. Начало C'' фиксируется по развитию вертикальной сланцеватости S_6, имеющей СЗ-простирание. Рассланцевание S_6, развивающееся регионально (поэтому этот процесс правомощно определить как региональную бластомилонитизацию), накладывается на метаморфизованную формацию M_2, граниты γ_5 и породы архейского основания. Синхронно S_6 данные образования были подвержены интенсивной биотитизации-базификации β_6. В результате этого процесса в этап D_6 генерируется метаморфическая формация в понимании Б.А. Ермолаева [2]. Под метаморфической формацией автором понимается парагенетическая ассоциация нескольких или одного структурно-метаморфических парагенезисов, сформировавшихся на определенном этапе структурно-метаморфической эволюции комплекса. Особенностями метаморфической формации являются: 1) присутствие реликтовых и новообразованных структурно-метаморфических парагенезисов в пределах картируемой формации; 2) одновременность образования вещественных и структурных элементов данной формации; 3) доминирующее значение термодинамических параметров при формировании и ориентировке структурно-вещественных элементов.

Новообразованная в D_6 в рТ-условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфическая формация представляет собой кристаллосланцевую породу очень часто мигматитового облика, в которой неосома представлена структурно-метаморфическим парагенезисом шестого этапа $S_6\beta_6$, палеосома - реликтовыми лейкосомами метаморфизованной формации M_2 и гранитов первого ТМЦ $\gamma_4-\gamma_5$, по которым шло рассланцевание S_6. В обнажениях также документируется срезание рассланцеванием S_6 складчатых структур C', а именно F_2, под углом 30° к простиранию P_2.

Седьмой деформационный этап D_7 связан с развитием изоклинальных складок F_7 и синкинематической мигматитовой полосчатости $\mu\gamma_7$, подчеркивающей складчатые структуры. Шарниры B_7 имеют северо-западное погружение под углом 60-70°. Деформационный этап D_8 проявлен невыразительно. На данном этапе подвергались деформациям элементы $S_6\beta_6$ и $\mu\gamma_7$, которые сминались во флексурные складки F_8 левого рисунка с субвертикальными шарнирами. При переходе пластических деформаций в хрупкие формировались разрывы Fd_8, которые контролировали образование пегматоидных жил с крупнокристаллической и графической структурой γ_8.

Второй тектоно-метаморфический цикл завершается образованием многочисленных массивов постскладчатых порфиробластических гранитов γ_9 с реликтовыми структурными элементами S_4, S_6 и др., которые в плане очень часто имеют куполовидную структуру. Развитие гранитов γ_9 происходило по различным породам - M_2, γ_5, $S_6\beta_6$ и др., что в результате унаследования геохимических особенностей субстрата привело к кажущейся различной формационной принадлежности этих образований.

На заключительном этапе C'' произошли блоковые перемещения по субширотным изломам.

Как и C'', третий тектоно-метаморфический цикл на современном эрозионном срезе в пределах Кировоградского блока вулканогенно-осадочными формациями не проявлен, поэтому этапы структурно-метаморфической эволюции восстанавливаются по их проявлению в нижних структурных этажах. C''' – начинается с развития регионального вертикального рассланцевания S_{10} ССВ-простирания. Петрогенетические процессы, синхронные данному деформационному этапу, в пределах метаморфических толщ не установлены. Со следующим этапом эндогенной активности связано становление биотит-амфиболовых порфиробластических рапакививидных гранитов γ_{10}, образование которых контролировалось субмеридиональным структурным планом [3]. Этап D_{11} появился в заложении субширотных зон рассланцевания S_{11} в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона и его рамы и становлении комплекса габброидных пород и даек β_{11}, внедрение которых контролировалось именно субширотными дизъюнктивными деформациями Fd_{11}. О более позднем формировании габброидных пород в анортозит-рапакивигранитной формации свидетельствуют: 1) секущая, гарполитовая форма массивов основных пород; 2) наличие в гранитах маргинационных структур (оторочек плагиоклаза вокруг КПШ, поздняя генерация которых была убедительно подтверждена методом стохастического моделирования В.Н. Подковыровым [7]); 3) останцы деформированных гранитов в габбро-анортозитах; 4) присутствие реликтовых порфирокластов КПШ в габбро-монцонитах; 5) псевдоморфозы плагиоклаза и гиперстена по порфирокластам КПШ с сохранением реликтовой структуры гранитов; 6) реликты роговой обманки и биотита гранитов в пироксенах габброидных пород; 7) молодой изотопный возраст цирконов габбро-монцонитов ~1640 млн. лет (при возрасте гранитов 1750 млн. лет).

Вслед за базификацией β_{11} породы были подвержены плагиоклазизации, что привело к образованию анортозитов. Это подтверждается: 1) развитием плагиоклаза и $C\alpha$-пироксена по гиперстену; 2) плагиоклазовой мигматизацией и порфиробластезом габброидных пород; 3) присутствием останцов габброидов в анортозитах; 4) наличием гелицитовых структур в крупных порфиробластах плагиоклаза. По мнению В.Н. Мошкина и И.Н. Дагелайской [6], плагиоклазизация в геохимическом аспекте аналогична процессам гранитизации, поэтому данный этап связывается автором с петрогенетическим процессом γ_{12}. Третий тектоно-метаморфический цикл завершается образованием палингенных двуполевошпатовых мелкозернистых биотитовых гранитов искренского типа [4], камерных и редкометальных пегматитов и сиенитов γ_{13}, становление которых контролировалось разрывными нарушениями Fd_{13} простирания СЗ и зонами рассланцевания S_{13}.

Проведенные структурно-метаморфические исследования позволили провести корреляцию раннепротерозойских эндогенных процессов в пределах Кировоградского и Волынского блоков. Анализ показывает, что основные этапы эндогенной активности в регионах и формации, образование которых контролировалось этими этапами, весьма схожи (табл. 2). Однако в пределах Волынского блока присутствуют

Таблица 2

Корреляция эндогенных процессов Кировоградского и Волынского блоков Украинского щита

Цикл, возраст, млн.лет	Деформационный этап	Кировоградский блок	Волынский блок
	$D_{13} \rightarrow \gamma_{13}$	Камерные пегматиты, сиениты	Камерные пегматиты, сиениты
	$D_{12} \rightarrow \gamma_{12}$	Анортозиты (плагиоклазизация)	Анортозиты
C''' 1600–1900	$D_{11} \rightarrow S_{11}/\beta_{11}$	Комплекс габбро-монцонитовых пород	Комплекс габбро-монцонитов
	$D_{10} \rightarrow S_{10}, M_{10}, \gamma_{10}$	Рассланцевание пород нижних структурных ярусов, биотит-амфиболовые рапакививидные граниты	Рапакививидные граниты Пугачевская серия – полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов, алевролиты, филлитовидные сланцы
	$D_9 \rightarrow \gamma_9$	Порфиробластические постскладчатые граниты (кировоградские, долинские и др.)	Диоритовидные (осницкие) и порфиробластические (коростышевские) постскладчатые граниты
	$D_8 \rightarrow \gamma_8$	Пегматоидные граниты	Аплито-пегматоидные граниты
C'' 1900–2200	$D_6 \rightarrow S_6/\beta_6, M_6$	Биотит-гранатовые бластомилониты по гнейсам M_2, гранитам γ_4–γ_5	Клесовская серия – лептиты, диабазовые и андезитовые порфириты, туффиты, метаалевролиты, кристаллосланцы
	$D_5 \rightarrow \gamma_5$	Двуполевошпатовые биотитовые постскладчатые граниты	Двуполевошпатовые мусковит-биотитовые постскладчатые граниты (житомирские)
C' 2200–2600	$D_4 \rightarrow S_4\gamma_4$	Керамические пегматиты	Аплито-пегматоидные граниты
	M_2	Ингульская свита – карбонатно-терригенная формация	Тетеревская серия – карбонатно-терригенная формация
	M_1	Шполянская свита – терригенно-флишоидная формация	

вулканогенно-осадочные образования структурных этажей второго и третьего тектоно-метаморфических циклов, представленные соответственно отложениями (которые в виде останцов присутствуют в постскладчатых гранитах соответствующих циклов) клесовской и пугачевской серий, в то время как в Кировоградском блоке сопоставимые и аналогичные образования отсутствуют.

Изучение раннепротерозойских эндогенных процессов, которые проявились в пределах рассматриваемых регионов в формировании структурно-метаморфических парагенезисов и формаций на различных этапах эволюции комплексов, привело к выводу о том, что на глубинных уровнях земной коры в пределах одного структурного этажа разновозрастные тектоно-метаморфические циклы проявлены неравноценно. При изучении начальных этапов эволюции нижнедокембрийских комплексов, когда большую роль в формировании первично стратифицируемых образований имеют пликативные деформации, последовательное развитие которых соответствует нисходящему структурному ряду с синхронным им метаморфизмом, приемлема схема цикла, разработанная Ю.В. Миллером [5]. Данные ТМЦ будут проявлены как полные циклы [5]. Последующие ТМЦ в пределах того же структурного этажа будут выражены редуцированными циклами, эволюция которых начинается с региональной бластомилонитизации и синхронных ей петрогенетических процессов. В процессе эволюции наложенных ТМЦ возможны неоднократные этапы деформации-перекристаллизации, приводящие к образованию метаморфических формаций с полихронными структурно-метаморфическими парагенезисами. При выделении данных циклов приемлема схема, разработанная В.М. Венидиктовым [1]. Однако разграничение как полных начальных, так и редуцированных наложенных ТМЦ проводится по образованию посткинематических (постскладчатых) двуполевошпатовых или калишпатовых гранитов, срезающих все предыдущие структурно-метаморфические парагенезисы как реликтовые образования и останцы.

На основании данного подхода при выделении тектоно-метаморфических циклов в пределах раннепротерозойских образований УЩ можно выделить по географическому принципу (где данный ТМЦ представлен наиболее полно и выделяется наиболее обоснованно) ингульский тектоно-метаморфический цикл, эволюционировавший в интервале 2600-2200 млн. лет, ташлыкский - 2200-1900 млн. лет, коростенский - 1900-1600 млн. лет.

Литература

1. Венидиктов В.М. Полициклическое развитие гранулитовой фации. Киев: Наук. думка, 1986. 272 с.

2. Ермолаев Б.А. Метаморфические формации и их роль в тектоническом районировании щитов // Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М.: Наука, 1983. С. 46-51.

3. Геология и пегматитоносность беломорид / Салье М.Е., Алексеев В.А., Котов А.Б. и др. Л.: Наука, 1985. 312 с.
4. Левковский Р.З. Рапакиви. Л.: Недра, 1985. 223 с.
5. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
6. Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Анортозитовая формация хребтов Станового и Джугджура // Магматические формации. М.: Наука, 1964. С. 146-154.
7. Подковыров В.Н. Рапакиви Выборгского массива - условия кристаллизации и потенциальная рудоносность // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 1. С. 218-222.
8. Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов / Казаков А.Н., Миллер Ю.В., Паталаха Е.Б. и др. Л.: Наука, 1978. 241 с.
9. Структурная эволюция метаморфических комплексов / Казаков А.Н., Миллер Ю.В., Дук В.Л. и др. Л.: Наука, 1977. 159 с.

Б.А. Занкевич

СТРУКТУРНО-ВОЗРАСТНАЯ ШКАЛА КРИВБАССА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Криворожский железорудный бассейн расположен в центральной части Украинского щита и представлен одноименным синклинорием, приуроченным к субмеридиональному Криворожско-Кременчугскому глубинному разлому. Бассейн выполнен породами докембрийской железисто-кремнистой формации, которые, согласно схеме УРМСК 1978 г., отнесены к криворожской серии нижнего протерозоя. Продуктивными на богатые железные руды являются здесь прежде всего породы саксаганской, затем - гданцевской свит, разделенных несогласием. Высокая степень разведанности горными выработками и соответственно огромное количество геолого-структурных материалов делают Кривбасс своеобразным структурным полигоном для нижнего протерозоя (PR_1) Украинского щита (УЩ).

В интенсивно дислоцированных участках железисто-кремнистых пород саксаганской и гданцевской свит часто наблюдаются сложные пространственные соотношения складок разных по морфологии, масштабу, ориентировке и возрасту. Вопрос о последовательности образования криворожских складок традиционно представляет большой практический интерес в связи с их значительной ролью в структурном контроле богатых железных руд. Первые попытки объяснить временные взаимоотношения складок мы находим у Ч.А. Монковского [6], считавшего их четырехстадийным образованием. П.П. Пятницкий [8] отмечал в Кривбассе две фазы складчатости; Н.П. Семенен-

Фаза складкообразования	Этап складкообразования	Характерные морфологические типы складок
2-я	Третий	Поперечные и диагональные пологие, открытые линейные и брахиформные складки, сжатые, закрытые складки в породах саксаганской свиты; поперечные и диагональные пологие, открытые линейные складки в породах гданцевской свиты
	Второй	Продольные пологие и открытые линейные складки в породах саксаганской и гданцевской свит; синхронные им дополнительные сжатые, закрытые складки в породах саксаганской свиты
	Первый	Продольные сжатые, закрытые и пережатые складки в породах саксаганской свиты; продольные закрытые складки в породах гданцевской свиты
	Перерыв	
1-я		Продольные закрытые складки в породах саксаганской свиты

ко (1941) была разработана четырехфазная схема тектогенеза. Более обоснованной с позиции современных данных и представлений является двухфазная схема тектогенеза по Я.Н. Белевцеву [1].

В нашем случае исходными для структурного анализа явились достаточно многочисленные (более двух десятков) ситуации наложения (пересечения) складок в породах саксаганской и гданцевской свит, выявленные в разных районах Кривбасса. Размеры рассматриваемых складчатых структур от первых метров до десятков и сотен метров. Их морфология представлена на структурных зарисовках, разрезах, проекциях, выполненных рудничными геологами и автором по данным горных выработок. Количество известных типовых наложений складок и их представительность по районам Кривбасса позволяют в принципе неоднократно дублировать эти материалы при обосновании выделяемых этапов складкообразования. По ориентировке шарниров складок относительно простирания пород в Кривбассе принято различать „продольные" и „поперечные", а по морфологии нормального сечения закрытые (или изоклинальные), сжатые, открытые и пологие складки. Использованный методический подход к анализу последовательности образования складок основан на представлениях Н.П. Семененко [9], получивших дальнейшее развитие в работах А.Н. Казакова [3] и Ю.В. Миллера [5], и непосредственно наблюдаемом наложении складок, искажающих ранее образован-

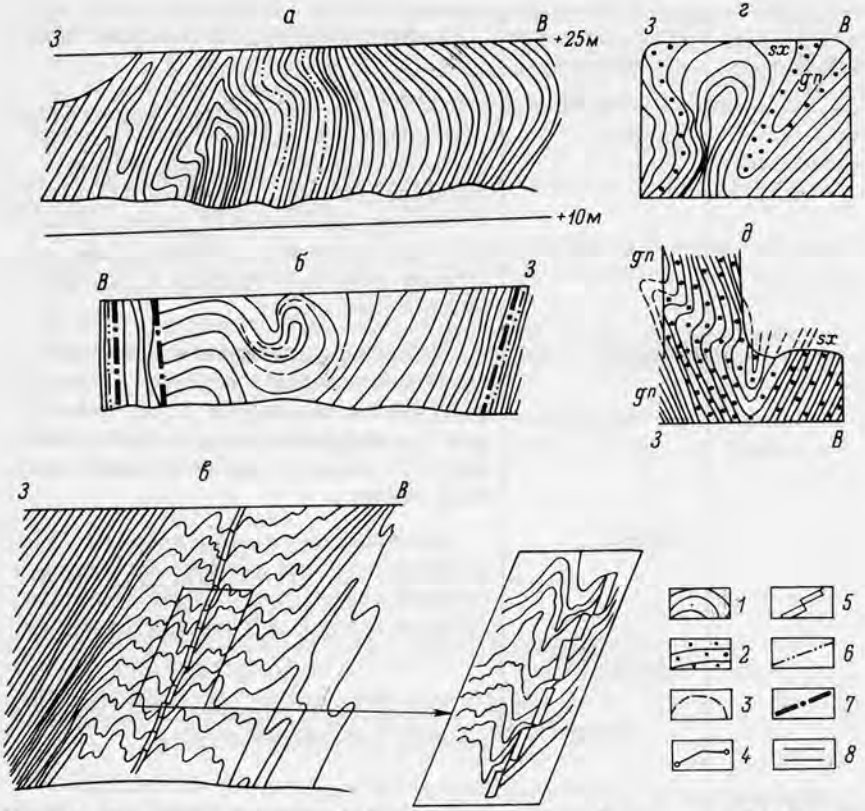


Рис. 1. Закрытые складки 1-й фазы и складки 1-го этапа 2-й фазы.

а, б, д – наложение складок 1-го этапа 2-й фазы на складки 1-й фазы; в – наложение деформации 1-го этапа 2-й фазы на складки 1-й фазы (в выноске – будинированная кварцевая жила); г – пережатые складки 1-го этапа 2-й фазы. Месторождение бывш. р-ка МОПР, забой штрека № 1; sx – джеспилиты саксаганской свиты; gh – породы гданцевской свиты; д – месторождение шахты „Новая". 1 – железисто-кремнистые породы криворожской серии; 2 – богатые железные руды; 3 – контуры рудных тел; 4 – шарниры складок; 5 – кварцевая будинированная жила; 6 – стратиграфические контакты; 7 – разрывные нарушения; 8 – подземные горные выработки.

ные структуры. Проведенный анализ современных структурных материалов с учетом опубликованных данных выявляет определенную последовательность формирования складок в породах саксаганской и гданцевской свит (см. таблицу).

Наиболее ранними складками в породах саксаганской свиты являются складки, известные в гальках и валунах железистых кварцитов и богатых руд из конгломератов в низах гданцевской свиты. Во многих гальках и валунах наблюдаются различные по морфологии складки

Рис. 2. Наложение пологих складок 2-го этапа 2-й фазы на сжатые складки 1-го этапа 2-й фазы.

а – месторождение бывш. р-ка МОПР, фрагмент разреза шурфа № 1; gl – породы глееватской свиты; другие условные обозначения см. на рис. 1; б – месторождение шахты „Новая", фрагмент разреза 152; sk – породы скелеватской свиты; другие условные обозначения см. на рис. 1.

от закрытых и до пологих, описанные Л.Г. Прожогиным [7 и др.]. Эти данные позволяют считать, что интенсивная продольная складчатость, широко развитая в железистых кварцитах саксаганской свиты, предшествовала отложению гданцевской свиты. Таким образом, к 1-й фазе нами отнесена продольная складчатость в породах саксаганской свиты. Несогласием между саксаганской и гданцевской свитами определяется граница между 1-й и 2-й фазами складкообразования (тектогенеза) в Кривбассе. Выделяемым фазам тектогенеза соответствуют две фазы метаморфизма, но в одной зеленосланцевой (для Саксаганского района) фации, которые обосновываются в работе Л.Г. Прожогина [7].

Имеющиеся данные, вместе с тем, свидетельствуют о наличии в породах саксаганской свиты закрытых и сжатых складок, разных по времени образования, которые вне участков непосредственного наложения визуально не различаются по морфологии и ориентировке шарниров. Характерные случаи наложения складок в породах саксаганской свиты показаны на рис. 1–3.

В центральной части Саксаганского района (карьер № 1 ЦГОКа) в джеспилитах пятого железистого горизонта саксаганской свиты

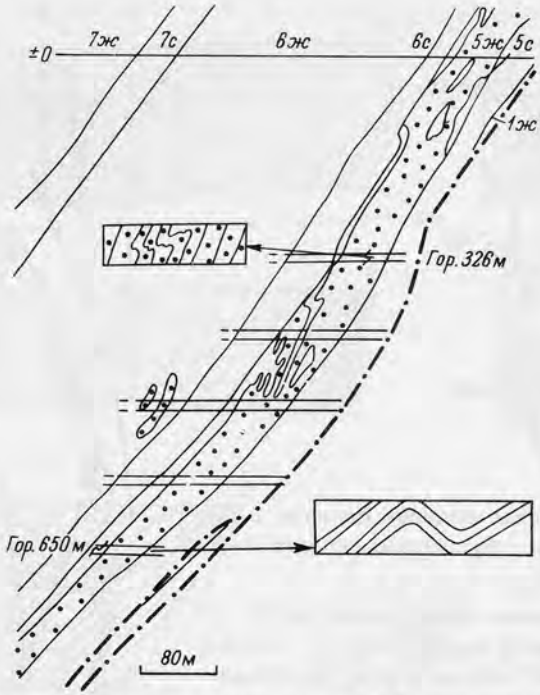


Рис. 3. Дополнительные сжатые складки (обратные складки волочения) в пологой складке. Месторождение им. Фрунзе, фрагмент разреза 45.

Железистые (ж) и сланцевые (с) горизонты саксаганской свиты. Другие условные обозначения см. на рис. 1.

можно наблюдать (рис. 1, 2), что осевые поверхности (ОП) и крылья более ранних закрытых складок осложнены наложенными сжатыми складками.

В северной части Саксаганского района (месторождение РУ им. В.И. Ленина) выявлена структурная ситуация, свидетельствующая о длительном неодноактном становлении морфологии закрытых (изоклинальных) складок в породах саксаганской свиты. На рис. 3 показана продольная закрытая складка и субпараллельная к ОП будинированная кварцевая жила. Наблюдаемое смещение будин жилы совпадает как по направлению, так и по величине с дополнительными изгибами основной складки. Это свидетельствует об их синхронности и тем самым выявляет два этапа формирования основной складки. С первым этапом, очевидно, связано образование собственно закрытой складки и трещины, субпараллельной ОП, выполненной жильным кварцем. Со вторым связано образование „кливажа-будинажа" кварцевой жилы и усложнение морфологии основной складки дополнительными изгибами, связанными со сдвигом будин, а также расплющивание замков дополнительных складок.

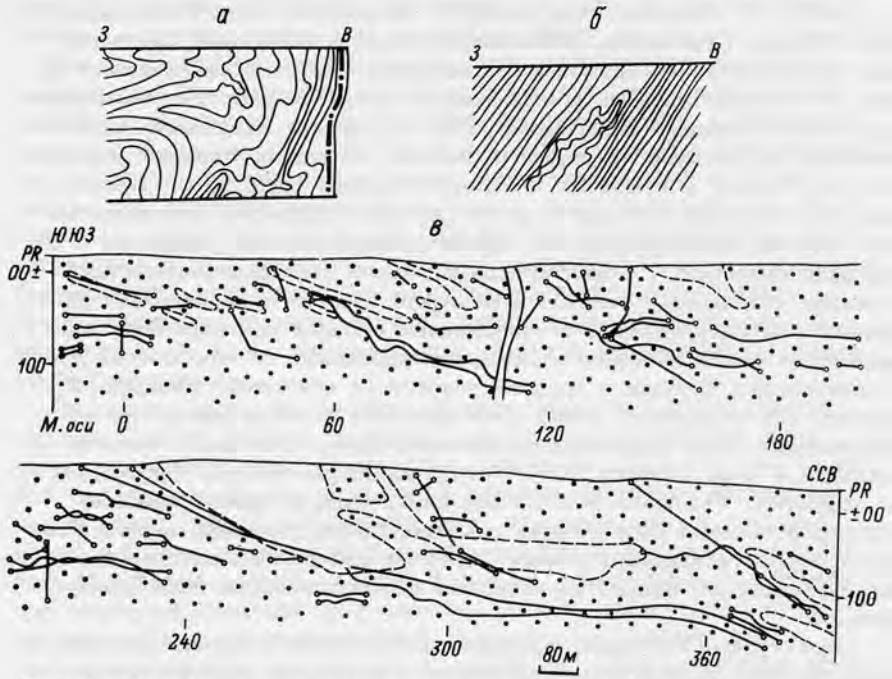


Рис. 4. Многократное наложение складок 1-й и 2-й фаз.

а, б – наложение складок 1-го и 2-го этапов 2-й фазы на складки 1-й фазы; в – наложение (пересечение шарниров) пологих складок 3-го этапа 2-й фазы на складки 2-го и 1-го этапов 2-й фазы. Месторождение шахты „Новая", продольная вертикальная проекция; условные обозначения см. на рис. 1.

Приведенные и другие данные свидетельствуют, что неоднократными деформациями морфология ранних продольных складок последовательно усложнялась. В целом складки становились более сжатыми, изоклинальными до расплющенных и пережатых. Пережатые (или веерообразные) формы складок (рис. 4) приурочены к зонам основных продольных разломов бассейна, где деформации были наиболее интенсивными.

Более поздние из рассмотренных продольных закрытых, сжатых и пережатых складок (рис. 1, а, б, в) представлены породами как саксаганской, так и гданцевской свит и широко распространены в Южном районе Кривбасса (рис. 1, г, д, 2, а, б). Эти более поздние складки отнесены нами к первому этапу 2-й фазы складкообразования. Кроме того, можно видеть, что ОП закрытых складок в пределах гданцевской свиты изогнуты (рис. 2, а), либо веерообразно развернуты (рис. 2, б) пологими продольными складками второго этапа 2-й фазы.

Говоря об относительном возрасте продольных пологих и закрытых складок Кривбасса, необходимо отметить известные варианты их пространственно-временных отношений. Наряду с показанными на рис. 2 разновременными соотношениями в других участках выявляются и сингенетичные синхронные. Так, в участках затухания, выполаживания продольные закрытые и сжатые складки постепенно переходят по разрезу в открытые и пологие складки (рис. 1, а). Кроме того, на крыльях крупных пологих складок выявлены дополнительные сжатые складки (рис. 3), представляющие собой „обратные складки волочения". Ориентировка шарниров этих дополнительных складок совпадает с таковой в основной пологой складке. Эксперименты с моделированием блокированных складок подтверждают возможность сингенетичного образования различных по морфологии дополнительных складок в крупной пологой (и открытой) складке [2]. Анализ рассмотренных материалов приводит к заключению, что образованные после отложения гданцевской свиты продольные пологие складки в свою очередь могут быть разновременными, так же как и закрытые. Учитывая отмеченные синхронные и разновременные пространственные соотношения складок, можно утверждать, что каждому этапу складкообразования отвечают синхронные пологие и закрытые складки, однако характерные морфологические типы преобладают.

Структурные ситуации, сформированные наложением продольных складок трех этапов, известны также и в породах собственно саксаганской свиты. В северной части Саксаганского района на месторождении им. В.И. Ленина выявлена сложнодиспоцированная зона, охватывающая толщу железистых кварцитов мощностью десятки метров. На рис. 4,а приведен фрагмент этой зоны; проведенный анализ наложенных складок (деформированных ОП) выявляет три или более этапов формирования зоны. На месторождении им. Ф.Э. Дзержинского (южная часть Саксаганского района) выявлено сочетание продольных закрытых и сжатых складок (рис. 4, б). Анализ сложной морфологии основной из рассматриваемых складок – внутрипластовой складки волочения приводит к следующему: с первым этапом связано образование основной складки, со вторым – смятие ее крыльев мелкими сжатыми складками, с третьими – изгибание ОП мелких складок. Следует отметить, что внутрипластовые складки волочения, широко и, вместе с тем, спорадически развитые в железистых породах, обычно рассматриваются в Кривбассе как результат внутрипластовой (межпластовой) деформации.

В Кривбассе можно различать две формы проявления складчатости разных этапов. В одних случаях в моноклинальных участках складки разных этапов, как правило, пространственно разобщены, образуя самостоятельные группы той или иной ориентировки и редкие локальные зоны наложения складок. Разгрузка напряжений в виде складчатых деформаций, по-видимому, происходила здесь прежде всего в более податливых, т.е. еще не дислоцированных участках. В других случаях на участках замыкания синклиналей и в приразломных обширных зонах смятия наложенная складчатость выявляется

чаще вследствие неизбежной повторяемости здесь и относительно большой величины деформаций на каждом этапе складкообразования.

Сложное строение рассмотренных зон многократного наложения складок связано, по нашим представлениям, со сдвиго-взбросовыми дислокациями пластов пород бассейна при тектогенезе. Образование продольных складок как 1-й, так и 2-й фазы (первый и второй этапы) может объясняться существенно надвиговыми (взбросовыми) движениями по Криворожскому разлому и представляющим его зону основным продольным разломом (Западному, Лихмановскому, Саксаганскому и др.) во время складкообразования. Об этом свидетельствует морфология широко распространенных складок волочения преобладающего „правого рисунка" и продольная ориентировка их шарниров (рис. 4, в). Долгоживущий характер упомянутых разломов отмечался ранее.

Рудоконтролирующие пологие складки Саксаганского и пологие складки Южного районов являются поперечными складками, пересекающими (изгибающими) шарниры продольных складок (рис. 4, в). Эти поперечные пологие складки, в которых участвуют породы как саксаганской, так и гданцевской свит, отнесены нами к третьему этапу 2-й фазы. Преимущественно поперечное и диагональное склонение шарниров пологих складок, очевидно, определялось сдвиговой составляющей движений по разломам. Отсюда следует, что преобладание взбросовой составляющей сменилось на позднем этапе складкообразования преобладанием сдвиговой. Предполагаемый нами механизм возникновения и переориентировки складкообразующих сил за счет движений по долгоживущим разломам, учитывая положение бассейна в зоне глубинного разлома, в целом представляется непротиворечивым.

В качестве критериев выделения двух фаз тектогенеза в Кривбассе нами были использованы: перерыв и угловое несогласие между саксаганской и гданцевской свитами; „собственное" структурное содержание фаз; две соответствующих фазы метаморфизма в породах этих свит. Критериями выделения этапов складкообразования явились: относительная разновозрастность наложенных складок; широкая распространенность соответствующих типовых наложений складок.

В предлагаемой структурно-возрастной шкале отражены основные этапы складчатости Кривбасса (см. таблицу), имеющие аналоги на железорудных месторождениях других районов Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны. Фазы тектогенеза этой шкалы являются общими для всей зоны. Структурное содержание фаз несколько различается, что вызвано, в частности, различной разведанностью месторождений. Так, в Правобережном районе на Попельнастовском месторождении известна продольная складчатость, по-видимому, 1-й фазы, связанной здесь с несогласием между саксаганской и гданцевской свитами. В Кременчугском районе на Галещинском месторождении широко развиты продольные и поперечные складки. Единство тектонической истории структурно-формационной зоны, приуроченной к Криворожско-Кременчугскому

глубинному разлому, определяет границу применимости нашей шкалы, которую можно оценить как провинциальную.

В пределах Конкско-Белозерской структурно-формационной зоны на Южно-Белозерском месторождении выявлены продольные складки и не менее двух этапов поперечных складок. Однако изотопные даты свидетельствуют о докриворожском возрасте этой зоны [4]. Сопоставление истории формирования структур Криворожско-Кременчугской, Конкско-Белозерской, а также недостаточно изученных Белоцерковско-Одесской и Орехово-Павлоградской зон УЩ, где развита железисто-кремнистая формация PR_1, требует уже разработки региональной структурно-временной шкалы.

Литература

1. Белевцев Я.Н. К вопросу о фазах формирования структур Криворожской метаморфической серии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 6. С. 20–35.

2. Занкевич Б.А. Модели блокированных складок // Петрология, минералогия и рудообразование в пределах Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. С. 42–47.

3. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 239 с.

4. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Ред. Н.П. Щербак. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.

5. Миллер Ю.В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм // Геотектоника. 1976. № 6. С. 81–100.

6. Монковский Ч.А. Саксаганская котловина и Южно-Русская кристаллическая площадь // Горно-завод. листок. 1896. № 23. С. 2114–2141; № 24. С. 2761–2762.

7. Прожогин Л.Г. Новые данные о взаимоотношении верхней и средней свиты криворожской серии в Саксаганском районе // Геол. журн. 1976. Т. 36, вып. 3. С. 73–84.

8. Пятницкий П.П. Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России // Тр. О-ва испыт. природы Харьков. ун-та. 1898. Т. 32. С. 103–429.

9. Семененко Н.П. Фазы формирования тектонических структур Кривого Рога // Геол. журн. 1941. Т. 7, № 1. С. 105–128.

В.В. Кушеев

ОРИЕНТИРОВКА КВАРЦА В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ КРИВОРОЖСКОГО БАССЕЙНА

Криворожский железорудный бассейн представляет собой сложнодислоцированную синклинорную зону субмеридионального простирания в центральной части Украинского щита. В пределах зоны выделяются складчатые структуры второго и более высоких порядков, формирование которых предполагает две или три последовательные фазы складчатости и синхронного метаморфизма [2, 11].*

Исследование кварцевых микроструктур железистых пород было предпринято с целью выяснения возможностей микроструктурного анализа при реконструкции складчатых движений в регионе. Ориентировка кварца изучалась по всей полосе развития пород криворожской серии (рис. 1).

Методика исследований. Координаты a, b, c рассчитывались относительно кинематических осей складок. Там, где это было затруднительно, положение координат определялось элементами строения породы (линейность, полосчатость, сланцеватость). Работа со шлифами проводилась на федоровском столике при 24-кратном увеличении (3х – объектив, 8х – окуляр). Замеры велись в пределах одного из выбранных прослоев по принципу зерно за зерном без пропусков и перерывов. В каждом шлифе измерялась оптическая ориентировка 150–300 зерен одной морфологической группы. Выбор оптимального количества замеров выявлен эмпирическим путем по насыщению главных максимумов – верхний предел для тектонитов II типа, нижний – для I. Диаграммы строились с использованием сетки Вульфа и планисферы Пронина [4]. Общий объем проведенных работ составил 33 образца, 45 диаграмм, 12 000 измерений.

Материалы исследования. Установлено следующее.

1. Все ориентированные структуры кварца в железистых кварцитах являются сложными B-поясовыми тектонитами. Пояса выделяются закономерным расположением рассеянных концентраций выходов оптических осей кварца с отдельными максимумами повышенной плотности.

2. Ориентировка кварца из пород различных стратиграфических горизонтов в пределах одного участка характеризуется постоянством геометрического рисунка и выдерживается на больших площадях, соизмеримых с развитием складчатых форм второго порядка. Однотипность ориентировки сохраняется на различных уровнях строения

---

*Вопросы стадийности складкообразования в бассейне детально разобраны в статье Б.А. Занкевича в настоящем сборнике.

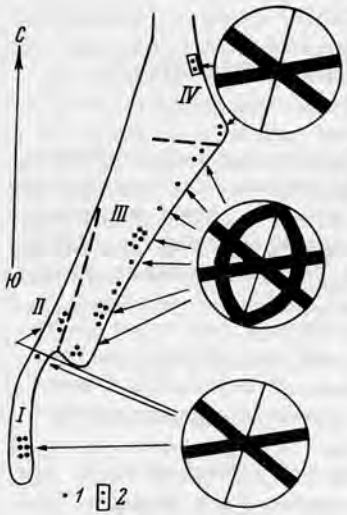


Рис. 1. Распределение типов ориентировки кварца в железистых породах Криворожского бассейна.

1 – участки отбора образцов, изученных автором; 2 – участки, ориентировка кварца в которых изучена Н.А. Елисеевым [5]; ориентировка кварца на диаграммах – в проекции на плоскость bc. Структуры второго порядка: I – Лихмановская синклиналь, II – Тарапако–Лихмановская антиклиналь, III – Саксаганский район; IУ – Анновская полоса.

железистых пород как в плане, так и в разрезе, независимо от их литологического состава и текстурно–структурных особенностей.

3. В пределах изученной площади наблюдаются два резко различных типа ориентировки кварца. Первый, простой тип характерен для пород из южной и северной частей бассейна, тогда как второй, более сложный развит исключительно в центральном (Саксаганском) районе.

Первый тип ориентировки характеризуется концентрацией максимумов выходов оптических осей кварца у структурных осей a и c и отсутствием их у оси b. Судя по литературным данным, этот тип ориентировки является одним из наиболее распространенных в метаморфических комплексах. На микроструктурных диаграммах он изображается в виде пояса ac, ограниченного дугами 60–70°. Именно такой тип ориентировки имеет кварц в породах Лихмановской синклинали, Тарапако–Лихмановской антиклинали и Анновской полосы (рис. 7, а–д, с, т).

Сопоставление геометрии пояса ac в разных сечениях образцов показало, что он не является единым неделимым элементом ориентировки, а в свою очередь состоит из двух сопряженных поясов, пересекающихся в оси a. Угол пересечения поясов непостоянен, изменяясь в различных образцах от 50 до 80°. Пояса состоят из полей рассеянной концентрации выходов оптических осей кварца с отдельными максимумами, группирующимися у оси a в пределах телесного угла 20–30° и оси c – обычно один максимум в пределах телесного угла 30°. Форма максимумов эллиптичная, причем направление вытянутости максимумов лежит в плоскости пояса. Кроме этих ординарных максимумов часто наблюдаются мелкие дополнительные максимумы, занимающие промежуточное положение. Общая симметрия, образованная системой пересекающихся поясов, меняется

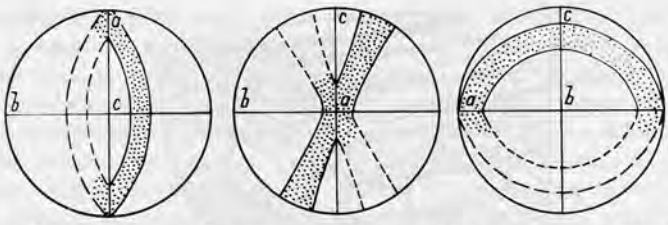


Рис. 2. Геометрический рисунок ориентировки кварца в тектонитах I типа в трех взаимно перпендикулярных сечениях образца.

a, b, c – микроструктурные оси.

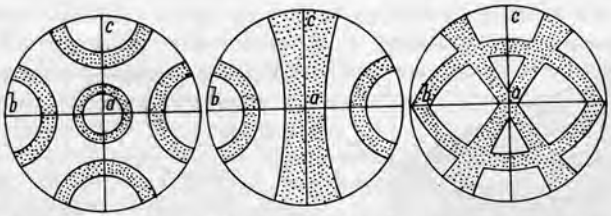


Рис. 3. Схема возможных комбинаций объединения максимумов на микроструктурных диаграммах кварца тектонитов II типа в проекции на плоскость bc.

a, b, c – микроструктурные оси.

от ромбической до триклинной. Понижение симметрии связано с неполным развитием одного из поясов в виду отсутствия максимума у оси c (рис. 2).

Сопоставление ориентировки кварца с элементами строения складчатых форм показало, что пояса отвечают трещинам скалывания $(0kl)$ и $(0\bar{k}l)$, причем понижению симметрии ориентировки соответствуют случаи преимущественного развития трещин одного направления. Макроскопически трещины скалывания $\{0kl\}$ проявляются в гетерогенно-полосчатых породах при будинировании мощных роговиковых прослоев (рис. 4). В тонкополосчатых джеспилитах с равномерной мощностью прослоев открытые трещины этих направлений обычно не наблюдаются. Однако скрытое присутствие трещиноватости $\{0kl\}$ фиксируется штриховкой на поверхности наслоения силикатных прослоев и характерной отдельностью пород (рис. 5).

Под микроскопом трещины $\{0kl\}$ обнаруживаются и в самих кварцевых зернах (рис. 6). Обычно это система взаимно параллельных трещин одного направления, отвечающего развитому поясу микроструктурной ориентировки.

Ориентировка кварца в породах Саксаганского района более сложная. Она включает в себя большое количество максимумов, образую-

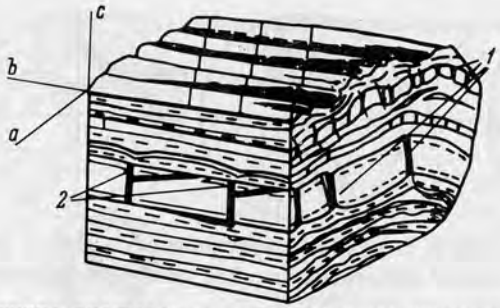


Рис. 4. Трещины скалывания в прослоях роговикового кварца в гематит-куммингтонитовых кварцитах.

1 - трещины (ab); 2 - трещины ($0kl$); a, b, c - микроструктурные оси. Диаграмма ориентировки кварца приведена на рис. 7, г.

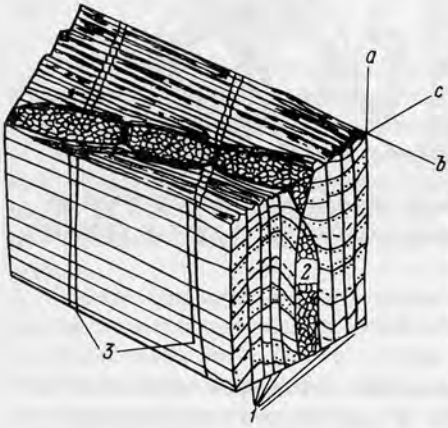


Рис. 5. Трещины скалывания в тонкополосчатом гематитовом кварците.

1 - тонкие (1-2 мм) кварцевые прожилки, параллельные осевой плоскости складки; 2 - будинированная кварцевая жила, секущая более ранние тонкие прожилки; 3 - трещины скалывания ($0kl$). Диаграмма ориентировки кварца приведена на рис. 7, б.

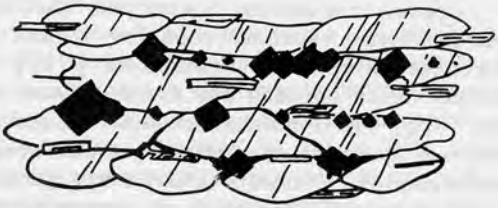


Рис. 6. Трещины скалывания ($0kl$) в зернах кварца из амфиболового кварцита.

Срез - параллельно плоскости bc, x80. Диаграмма ориентировки приведена на рис. 7, с.

щих скопления у всех трех осей структурных координат. Особенности их взаимного расположения таковы, что позволяют считать их деталями более крупных поясовых систем, однако большое количество максимумов, малая контрастность и площадной характер препятствуют однозначному отнесению их к поясам того или иного типа. С равной долей вероятности они могут быть объединены в три взаимоисключающие комбинации: 1) малые пояса с радиусом 20–30° вокруг каждой из структурных осей; 2) один большой пояс ac и малый пояс b; 3) две системы больших пересекающихся поясов ac и bc (рис. 3). Сопоставление геометрии диаграмм в трех взаимно пересекающихся направлениях позволяет отдать предпочтение третьему варианту.

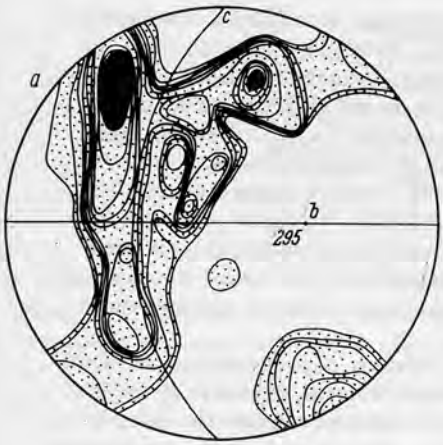
Системы пересекающихся поясов взаимно перпендикулярны. Каждая из них состоит из двух сопряженных поясов, пересекающихся в оси a и b – соответственно. Ось c является осью симметрии поясов обеих систем. Узлы пересечения поясов разных систем маркируются постоянными максимумами, а расположение максимумов внутри поясов подчиняется закономерностям, установленным для тектонитов I типа. Плотность максимумов в поясах разных систем примерно равноценна.

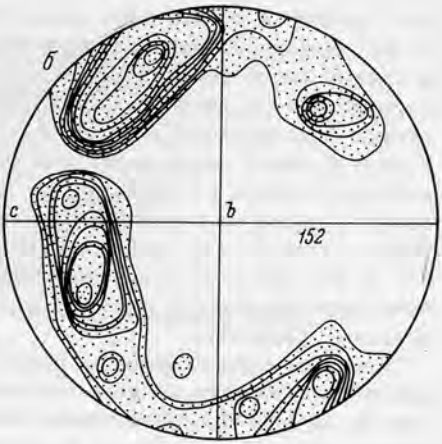
Такую ориентировку имеет кварц железистых кварцитов на всем протяжении структур Саксаганского района. Для отдельных образцов устанавливается связь поясового строения ориентировки с элементами структурного парагенезиса (линейность, трещины скалывания), для других проведение таких параллелей затруднительно ввиду ограниченности обработанного материала.

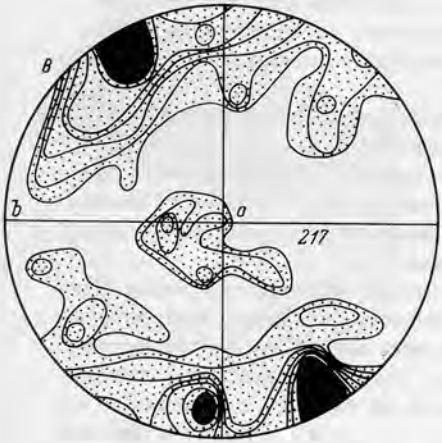
Необходимо отметить, что на фоне этой, обычной для пород Саксаганского района ориентировки встречаются образцы, микроструктурный узор которых характеризуется аномально слабым развитием максимумов у оси b (рис. 7, ж, о). Такую ориентировку, вероятно, следует расценивать как переходную от второго к первому типу.

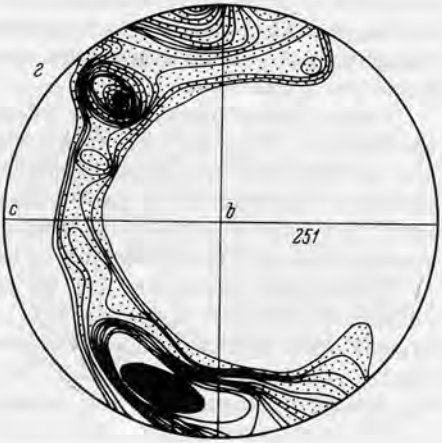
О б с у ж д е н и е р е з у л ь т а т о в. Геолого-структурная интерпретация установленных типов ориентировки кварца в железистых кварцитах Криворожского бассейна базируется на закономерностях их площадного распространения в соответствии с метаморфической зональностью региона. Сопоставление полей развития тектонитов разного типа показало, что первый тип ориентировки развит в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, тогда как второй – исключительно в породах зеленосланцевой фации. Учитывая изобарический характер метаморфической зональности региона [1] и общность происхождения складчатых структур бассейна под действием единых тектонических сил, различие в характере ориентировки кварца в однотипных породах можно объяснить лишь исходя из представлений о разном механизме деформации в них по типу продольного изгиба или пластического течения [7, 10] в зависимости от температурного фактора метаморфизма.

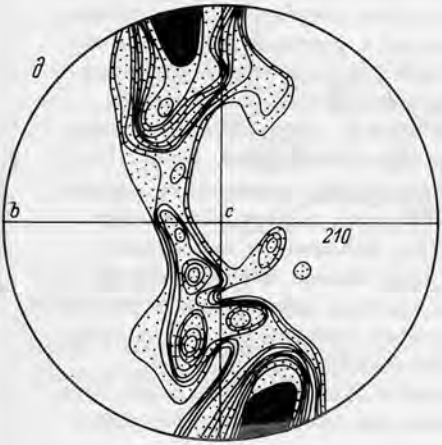
Морфологическое изучение складчатости Кривбасса показало, что линейные формы несут в себе признаки как складок изгиба, так и

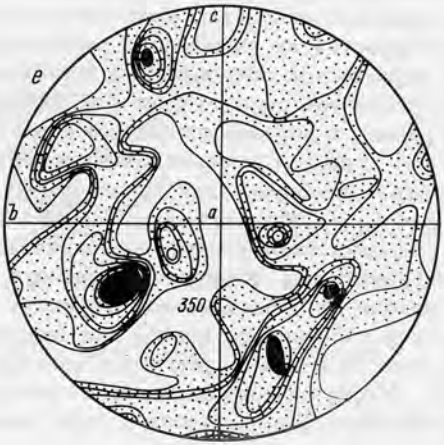

а
c
b
295

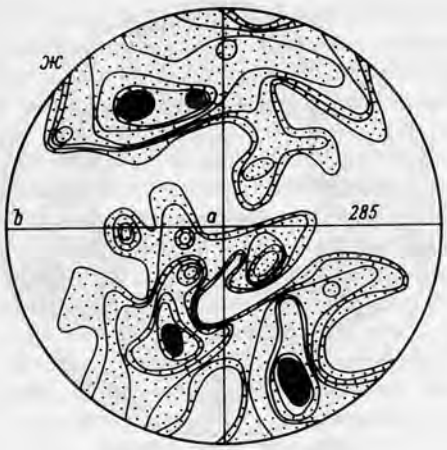

б
c
b
152

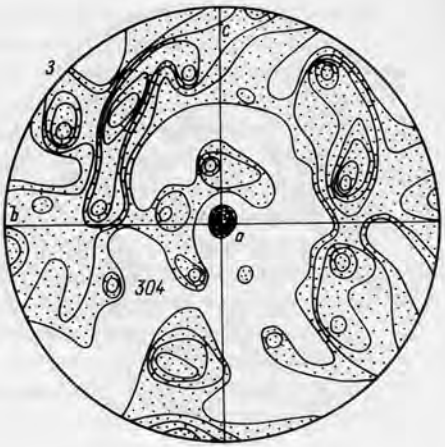

в
b
a
217

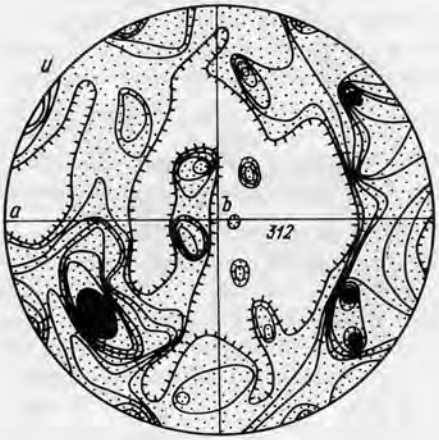

г
c
b
251

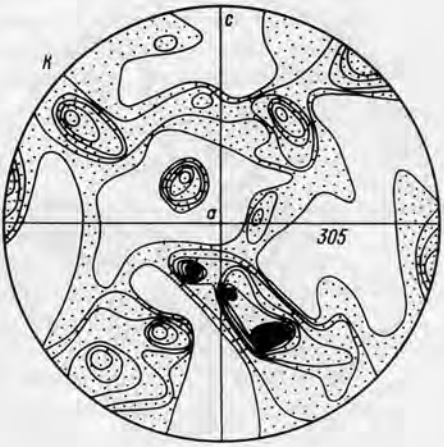

д
b
c
210

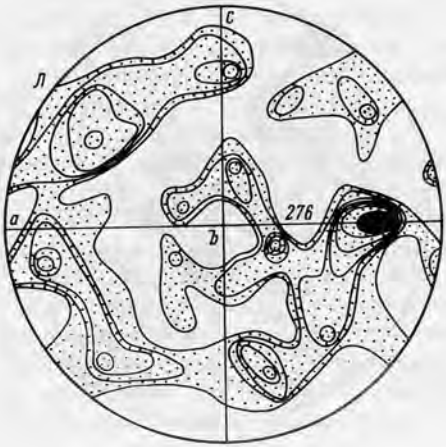

c
е
b
a
350

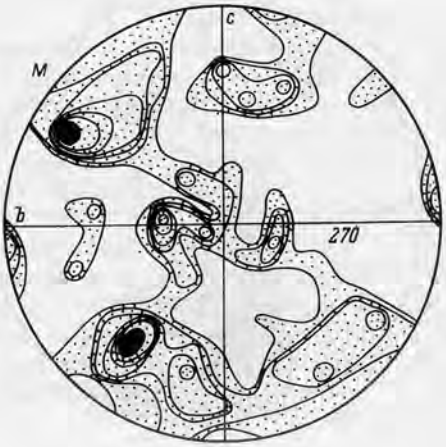

Ж
c
b
a
285

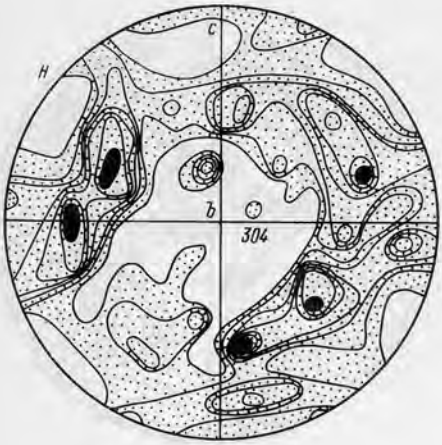

З
c
b
a
304

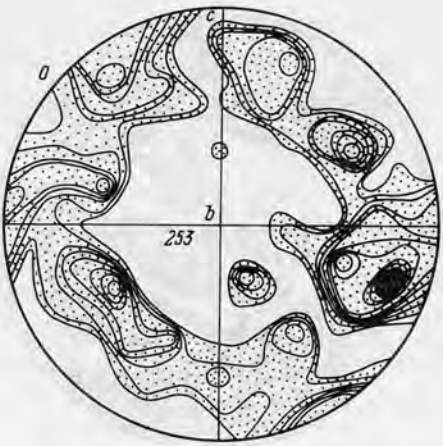

И
a
b
312

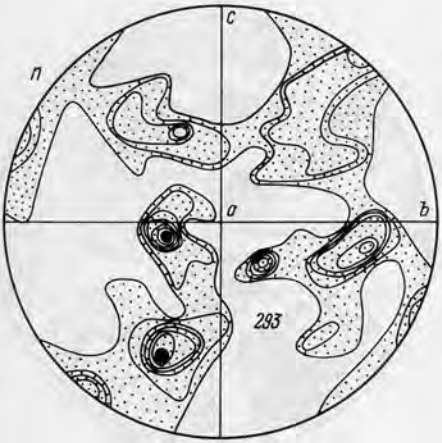

К
c
a
305

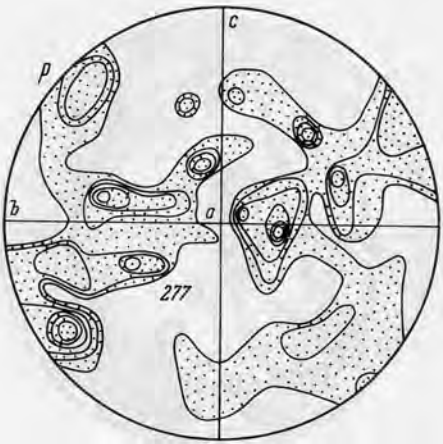

Л
c
a
b
276

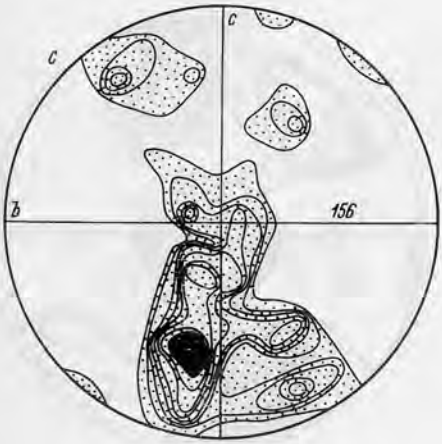

М
c
b
270

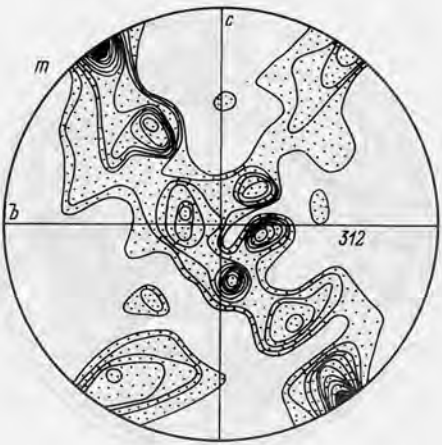

H
c
b
304


O
c
b
253


n
c
a
b
293


p
c
b
a
277


c
c
b
156


m
c
b
312

складок течения [6]. Сопоставления относительного развития складчатых форм разного генезиса в зависимости от метаморфической зональности региона не проводилось. По нашим наблюдениям признаки ламинарного течения с присущими этому механизму особенностями строения складчатых форм наиболее ярко проявляются в областях развития эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Элементами структурного парагенезиса складок являются: кливаж осевой плоскости, микроплойчатость и линейность параллельная шарнирам складок, карандашная и листоватая отдельность, трещины скалывания $\{ab\}$, выполненные кварцевыми жилами, и более поздние трещины $\{0kl\}$, заполненные новообразованиями перекристаллизованного гематита. Кварц роговиковых прослоев здесь полностью перекристаллизован с образованием директивных структур, подчеркивающих направленное перемещение материала в плоскости ab [8]. Зерна кварца имеют однотипную дисковидную форму с уплощением в осевой плоскости складок.

В тектонитах II типа пластическое течение проявлено значительно слабее и в своих более грубых формах. Кварц роговиковых прослоев затронут здесь лишь начальной стадией перекристаллизации с сохранением изометрической формы зерен без каких-либо призна-

---

Рис. 7. Диаграммы оптической ориентировки кварца в железистых кварцитах Криворожского бассейна.

а – кварцевый прослой в куммингтонитовом сланце K_2^{2c}. Карьер ИнГОКа; б – кварцевый прослой в тонкополосчатом гематитовом кварците $K_2^{5эс}$. Карьер ИнГОКа; в – белый аркозовый метапесчаник K_0. Латовский разрез; г – мощный кварцевый прослой в гематит-куммингтонитовом кварците $K_2^{4эс}$. Левый берег р. Ингулец в районе парка им. „Правды"; д – кварцевый прослой в куммингтонитовом сланце K_2^{1c}. Там же; е – кварцевый прослой в краснополосчатом кварците $K_2^{5эс}$. Карьер ЮГОКа; ж – кварцевый прослой в серополосчатом кварците $K_2^{4эс}$. Карьер ЮГОКа; з – мощный кварцевый прослой в гетерополосчатом кварците K_2^{5c}. Карьер Саксаганский; и – кварцевый прослой в тонкополосчатом джеспилите. Карьер Саксаганский; к – кварцевый прослой в тонкополосчатом кварците $K_2^{5эс}$. Рудник им. С.М. Кирова; л – кварцевый прослой в тонкополосчатом железистом кварците $K_2^{4эс}$. Рудник им. К. Либкнехта; м – кварцевый прослой в серополосчатом кварците $K_2^{4эс}$. Карьер ЦГОКа; н – кварцевый прослой в куммингтонит-хлоритовом сланце K_2^{4c}. Карьер ЦГОКа; о – тонкополосчатый джеспилит $K_2^{5эс}$. Рудник им. XX партсъезда; п – кварцевый прослой в железистом кварците $K_2^{5эс}$. Рудник им. В.И. Ленина; р – кварц из кливажа растяжения в магнетитовом прослое того же образца; с – тонкополосчатый рибекитовый кварцит. Карьер Первомайский; т – кварцевый прослой в амфиболовом сланце K_2^{6c}. Карьер Первомайский. a, b, c – микроструктурные оси. Цифры на диаграммах показывают число замеров оптических осей разных зерен кварца.

ков линейности. Зеркальная симметрия ориентировки кварца смежных прослоев (рис. 7, п, р) отображает противоположное распределение тангенциальных напряжений в них, что характерно для межслоевого проскальзывания при деформации по типу продольного изгиба.

Учитывая перечисленные признаки, можно полагать, что различие ориентировки кварца в тектонитах I и II типов обусловлено температурным фактором метаморфизма. Справедливость такого предположения подтверждается анализом литературных данных, из которых следует, что породам слабометаморфизованных комплексов всегда отвечает более сложная ориентировка кварца, нежели в их высокометаморфизованных аналогах [3, 12, 13].

Динамическая интерпретация деталей узора кварцевых микроструктур требует раскрытия общих закономерностей образования предпочтительной ориентировки кварца. К сожалению, единой теории, объясняющей все аспекты формирования ориентированных структур этого минерала, к настоящему времени не имеется, однако ключевые моменты процесса известны по экспериментальным данным [3]. Не вдаваясь в обсуждение их деталей (что является предметом специальной публикации автора), отметим, что упорядоченное расположение кварцевого агрегата под действием анизотропного поля напряжений достигается сопряженным действием процессов пластической деформации и последующей перекристаллизации. Расположение максимумов на диаграммах показывает направление перемещения материала на различных этапах деформации. Предельному значению ориентирующего процесса соответствует единообразное положение оптических осей кварца на оси движения – S -тектонит.

Исходя из этих общих представлений, можно говорить о том, что ориентировка кварца в тектонитах I типа отображает два последовательных этапа деформации железистых пород в пределах одного деформационного цикла развития. Первый из них соответствует пластическому течению материала на прогрессивной стадии метаморфизма в поле напряжений обычного типа: ось c – сжатие (σ_3), ось a – растяжение (σ_1), ось b – среднее напряжение (σ_2). Этому этапу на микроструктурных диаграммах отвечает появление единого точечного максимума на оси a. Деформация второго этапа проходила в условиях падения температуры на регрессивной стадии метаморфизма в поле напряжений иного типа: ось c – сжатие (σ_3), ось b – растяжение (σ_1), ось a – среднее напряжение (σ_2). На микроструктурных диаграммах этот этап отобразился в формировании конечного узора ориентировки с растяжением максимума a и появлением максимумов у оси c. Переориентировка кварцевого агрегата от S- к B-поясовому тектониту происходила под действием скалывающих усилий, что и зафиксировано пространственным совмещением поясов ориентировки с трещинами скалывания $\{0kl\}$. Непостоянство угла между пересекающимися поясами можно объяснить различием реологических свойств деформируемых пород.

Интерпретация ориентировки кварца в железистых кварцитах Саксаганского района затруднена. Данные, которыми мы располагаем на сегодняшний день, позволяют предполагать два взаимоисключающих варианта. Первый – узор микроструктурных диаграмм кварцевого агрегата не тектонитовый, а отображает реликтовую структуру диагенетической раскристаллизации кремнистого материала роговиковых прослоев. Возможность такого происхождения ориентировки кварца в породах Саксаганского района допускается исходя из ее сходства с ориентировкой кварца в рыхлых и литифицированных осадочных породах, а также полученной экспериментально в кварцевом песке [3]. Согласно второму варианту, ориентировка кварца имеет тектонитовую природу и сложность ее узора можно представить как результат деформации в поле напряжений с одноосным сжатием и радиальным растяжением.

З а к л ю ч е н и е. Проведенные исследования показали, что ориентировка кварца не отображает многофазной наложенной складчатости криворожских структур. Узор кварцевых тектонитов укладывается в рамки одного деформационного цикла развития по Ю.В. Миллеру [9], что соответствует одной фазе складчатости и метаморфизма местной шкалы [2, 11]. Вместе с тем установлена четкая зависимость узора ориентировки кварца от температурного фактора метаморфизма, причем наиболее ценным является то обстоятельство, что такая закономерность прослежена на примере одновозрастных структур одного региона.

Естественно, что приведенные результаты не исчерпывают всех потенциальных возможностей микроструктурного анализа кварца. Вскрыты лишь самые общие закономерности ориентировки кварца в железистых кварцитах. В дальнейшем необходимо сконцентрировать внимание на изучении закономерностей, связывающих положение отдельных максимумов на диаграммах с элементами строения складчатых форм. Особенно это важно для тектонитов II типа. Принципиально новая информация может быть получена при изучении геометрии волнистого угасания в кварцевом агрегате, характеризующего посткристаллизационную деформацию железистых пород.

Л и т е р а т у р а

1. Б е л е в ц е в Р.Я. Метаморфическая зональность Криворожского бассейна // Геол. журн. 1970. Т. 30, вып. 4. С. 25–38.

2. Б е л е в ц е в Я.Н. О фазах формирования структур Криворожской метаморфической полосы // ДАН СССР. 1952. Т. 86, № 5. С. 1013–1015.

3. Д е л и ц и н И.С. Структурообразование кварцевых пород. М.: Наука, 1985. 190 с.

4. Е л и с е е в Н.А. Структурная петрология. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1953. 309 с.

5. Е л и с е е в Н.А., Н и к о л ь с к и й Н.П., К у ш е в В.Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.; Л.: Наука, 1961. 204 с.

6. З а н к е в и ч Б.А. Некоторые аспекты морфокинематической классификации складок Кривого Рога // Рудоконтролирующие структуры докембрийских месторождений. Киев, препринт ИГФМ АН УССР. С. 9–12.

7. К а з а к о в А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.

8. К у ш е е в В.В. Структурно-морфологические преобразования кварца железистых пород Саксаганского рудного поля (Кривой Рог). Киев, препринт ИГФМ АН УССР, 1985. 60 с.

9. М и л л е р Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально-метаморфизованных комплексов // Геотектоника. 1973. № 5. С. 83–93.

10. П а т а л а х а Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.

11. С е м е н е н к о Н.П. Структуры рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1946. Т. 1. 264 с.

12. Ф е р б е р н Х.В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Изд-во ИЛ, 1949. 267 с.

13. Х о ф м а н н И., К о р ч е м а г и н В.А. Ориентировка оптических осей кварца в катакластически деформированных песчаниках и на зеркалах скольжения Никитовского месторождения (Донбасс) // Изв. АН СССР. 1974. № 4. С. 95–110.

ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

А.И. М е л ь н и к о в

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО КОМПЛЕКСА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Древнейшие кристаллические образования шарыжалгайского комплекса в Юго-Западном Прибайкалье слагают одноименный краевой выступ раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы.

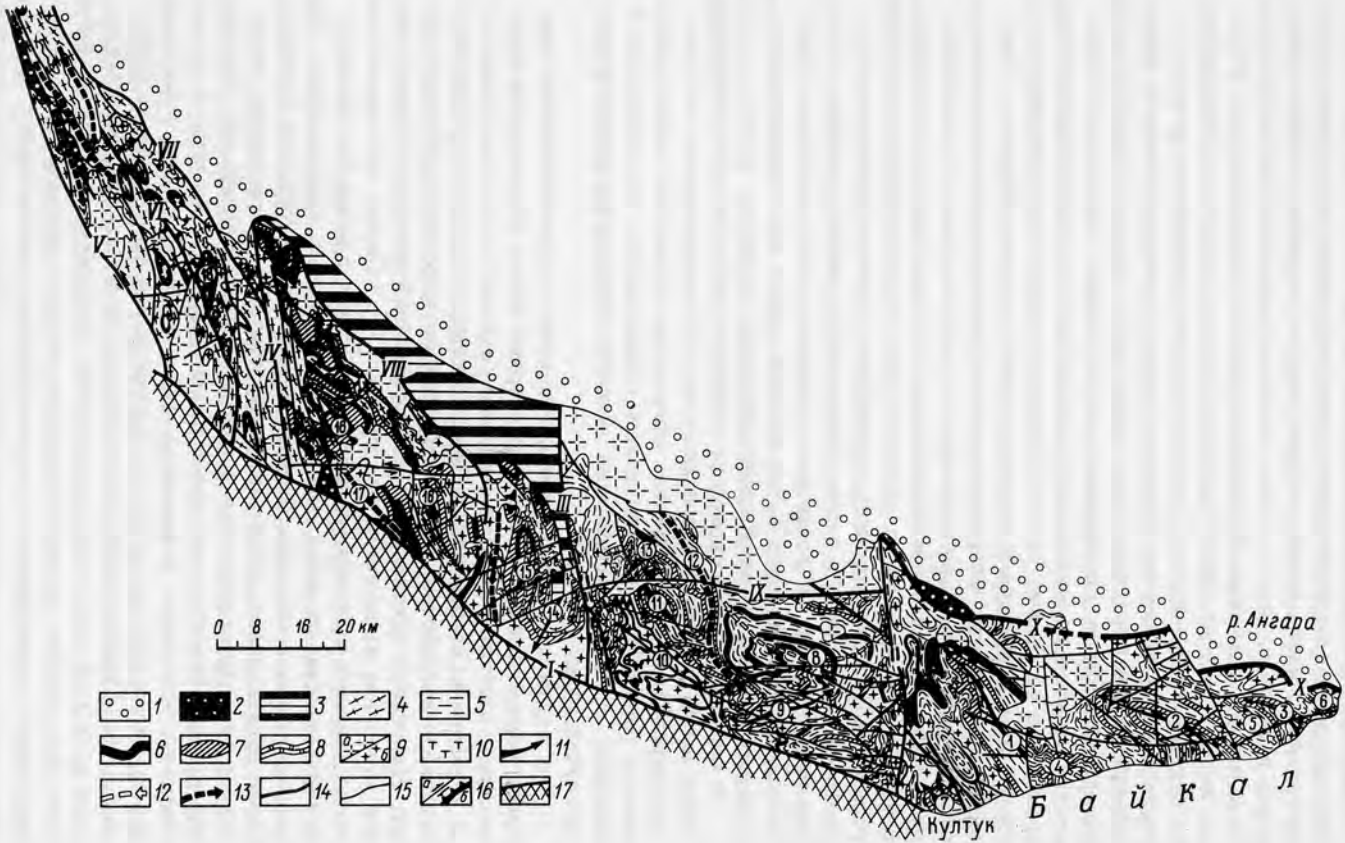
Шарыжалгайский выступ сложен основными кристаллосланцами, амфиболитами, разнообразными гнейсами, их мигматитами, чарнокитами, эндербитами с подчиненным количеством прослоев высокоглиноземистых, карбонатных пород и кварцитов [4, 6, 8].

За длительную историю геологического развития породы шарыжалгайского комплекса неоднократно подвергались метаморфическим преобразованиям, складчатости и гранитизации, что существенно затрудняет стратиграфическое расчленение выступа, так как эти процессы „стирают" первоначальные особенности исходного субстрата, а из одних и тех же пород могут формироваться весьма разнообразные по облику и составу образования.

Легенда для крупномасштабных карт, принятая геологами-съемщиками, предусматривает расчленение комплекса на большое количество свит, часто различающихся лишь по характеру чередования пород в разрезе. Свиты в свою очередь подразделяются на подсвиты и пачки, сложенные близкими по составу образованиями. Объемы одних и тех же свит у авторов различных листов в большинстве случаев не совпадают, как не совпадает количество пачек и горизонтов в подсвитах. Часто в состав стратифицированных образований включаются послойные мигматиты и другие продукты ультраметаморфизма и гранитизации, а на смежных листах карт стыкуются пачки и горизонты, не совпадающие по стратиграфическому уровню, но во многих случаях имеющие близкий или одинаковый состав и участвующие в строении единой структурой формы. При использовании этих материалов для составления сводной геолого-структурной карты Шарыжалгайского выступа (рис. 1) оказалось необходимым практически отказаться от существующей стратиграфической основы, сделав основной упор на различные маркирующие горизонты (кристаллосланцы, амфиболиты, высокоглиноземистые и карбонатные прослои), растворенные на отдельных участках в полях гранитизации, не показывать некоторые тела последокембрийских изверженных пород в тех случаях, когда это способствовало лучшему пониманию внутреннего строения архейской толщи.

В результате многократного наложения складчатых и разрывных деформаций различной интенсивности в Шарыжалгайском выступе сформировалась очень сложная складчатая структура, характеризующаяся разнообразным сочетанием куполовидных, брахиформных и линейных складок, осложненных многочисленными разрывными дислокациями (рис. 1).

Как видно из анализа карты, главными морфологическими формами, определяющими общий структурный облик Шарыжалгайского выступа, являются гранито-гнейсовые купола, валы и разделяющие их межкупольные синформы. Эти структуры возникли в результате активного воздействия гранитизированных масс на окружающую раму, вызванного процессами метаморфогенной адвекции. Среди куполов отчетливо выделяются две группы [4]. Первая объединяет пологие (вялые) поднятия, сливающиеся друг с другом без четких крутых синформ на периферии и в межкупольных пространствах. Они сложены чаще всего эндербитами, чарнокитами, породами гранулитовой фации, слабо затронутыми диафторезом. Примерами таких структурных форм являются Улановский, Шарыжалгайский, Жидойский купола, Малобельский складчатый овал и др. Ко второй группе отнесены более ярко выраженные (напряженные) купола с интенсивными дислокациями в крутых межкупольных пространствах (Ангасольский, Прииркутский, Зыркузунский, Оринголький, Китай-Кинский и др.). В них также встречаются эндербиты, но гораздо большую роль играют различные гранито-гнейсы и мигматиты. По всем имеющимся структурным и петрологическим данным можно заключить, что это две возрастные генерации куполов, сформировавшиеся в различных условиях глубинности [4].


0 8 16 20 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
р. Ангара
Култук
Б а й к а л

Внутреннее строение куполов, как правило, дисгармоничное. Установлено широкое развитие процессов внутрислойного пластического течения горных пород. В пачках гнейсов, кристаллосланцев и в согласно залегающих с ними пластовых телах гранито-гнейсов, агматитов, теневых мигматитов и других гранитоидных пород создаются раздувы и пережимы, распределение которых отражает сложную картину эволюции поля напряжений в период роста куполов в пластичной среде (рис. 2). В наиболее подвижных лейкократовых породах характерно уменьшение мощностей над ядром купола, фиксирующее отток материала на крылья с образованием весьма характерного будинажа и мелких складок течения, опрокинутых от свода. Анализ распределения мощностей, местоположения зон оттока и нагнетания свидетельствуют о ведущей роли радиальных усилий в формировании структуры. С удалением от ядер куполов степень гра-

---

Рис. 1. Структурно-геологическая карта Шарыжалгайского выступа.

1 - платформенный чехол; 2 - протерозойские образования приразломных грабенов; 3 - позднеархейские образования Онотского трога; 4-5 - раннеархейские образования шарыжалгайского комплекса: 4 - Булунский и Малобельский блоки. Биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые, гранат-силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы, амфиболиты, горизонты и линзы гранатовых амфиболитов, кварцитов, кварцито-гнейсов, мраморов и кальцифиров, 5 - Жидойский и Иркутный блоки. Амфибол-двупироксеновые сланцы, биотит-амфиболовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-кордиеритовые, биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы, амфиболиты, горизонты, линзы мраморов и кальцифиров, магнетит-гиперстеновые гнейсы и гиперстен-магнетитовые кварциты; 6 -8 - маркирующие горизонты: 6 - амфиболиты, меланократовые кристаллические сланцы; 7 - биотит-гранатовые гнейсы: 8 - мраморы и кальцифиры; 9 - гранитоиды Саянского комплекса (а) и гранито-гнейсы (б); 10 - габбро, перидотиты, пироксениты; 11 - оси крупных куполов первого порядка; 12 - оси синформ первого порядка; 13 - гранито-гнейсовые валы; 14 - крупные межблоковые разломы: I - Главный Саянский, II - Зазарский, III - Дабадский, IУ - Онотский, У - Точерский, У1 - Адарский, УII - Присаянский, УIII - Савинский, 1Х - Сарамтинский, Х - Ангарский надвиг; 15 - прочие разломы; 16 - сдвиги (а) и надвиги (б); 17 - зона краевого шва. Цифры в кружках: 1 - Шарыжалгайский купол, 2 - Улановский купол, 3 - Баранчиковский купол, 4 - Маритуйская синформа, 5 - Каторжанкинская синформа, 6 - Ангарская синформа, 7 - Ангасольский купол, 8 - Тойсукская синформа, 9 - Зыркузунский купол, 10 - Орингольский купол, 11 - Жидойский купол, 12 - Жидойский гранито-гнейсовый вал, 13 - Хадарейская синформа, 14 - Дабадский купол, 15 - Китойская синформа, 16 - Малобельский складчатый овал, 17 - Китой-Кинский гранито-гнейсовый вал, 18 - Урикская синформа.

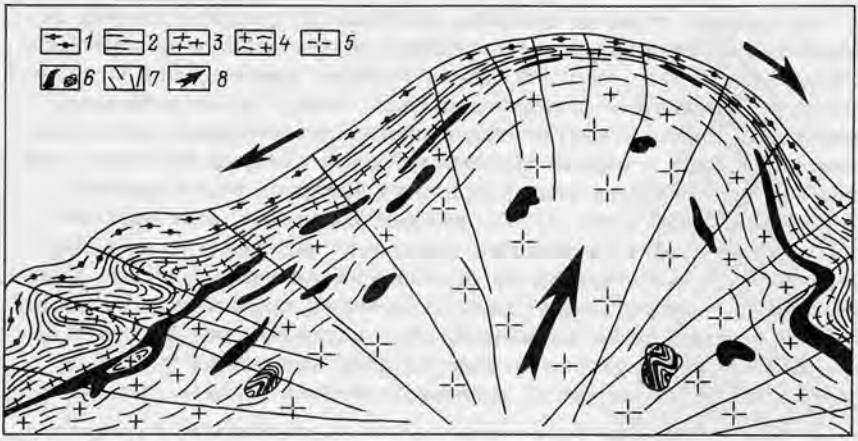


Рис. 2. Схема внутреннего строения гранито-гнейсового купола.

1 – биотит-гранатовые гнейсы, 2 – биотит-амфиболовые гнейсы; 3 – биотит-пироксеновые гнейсы; 4 – гранито-гнейсы и мигматиты; 5 – массивные гранитоиды ядра; 6 – будины и ксенолиты; 7 – трещины; 8 – направление течения вещества.

нитизации уменьшается: теневые мигматиты сменяются послойными мигматитами, гнейсами и кристаллосланцами. Периферия куполов и межкупольные синформы отличаются более четко выраженными ориентированными текстурами.

Современное состояние геологической изученности позволяет достаточно уверенно выделить в структурной метаморфической эволюции шарыжалгайского комплекса несколько разновозрастных эндогенных циклов, соответствующих трем основным геодинамическим режимам (стадиям) в становлении фундамента Сибирской платформы – нуклеарному, протоплатформенному и платформенному.

Нуклеарная стадия (~3.9 млрд. лет). Специфические условия и неоднократное наложение последующих тектоно-метаморфических процессов создают особые трудности при попытках восстановления картины тектонических деформаций на самых ранних этапах эволюции литосферы. Особенно дискуссионным до сих пор является вопрос о морфологических типах первичных структурных форм. В геологической литературе неоднократно высказывается предположение о том, что на самых ранних этапах развития Земли на ее поверхности существовал ландшафт, подобный современному лунному [1, 2 и др.]. Чашеподобные формы „катархейских" комплексов Алданского щита, Украины, Восточной и Южной Африки интерпретируются как реликты древнейших вулканотектонических структур или тектоноконцентров, возникших в процессе плавления и дегазации протокоры [1, 3].

В Шарыжалгайском выступе восстановить первичные кольцевые структуры пока не представляется возможным. Можно лишь с боль-

шой долей условности отнести к подобным образованиям Тойсукскую синформу и Малобельский складчатый овал, имеющий некоторое морфологическое и отчасти петрологическое сходство со структурами ранних стадий эволюции Земли. Внешние контуры таких овоидных форм обрисовываются маркирующими элементами двупироксеновых плагиокристаллосланцев. Наиболее древние изотопные датировки ($\geqslant$3,7 млрд. лет), полученные по этим породам рубидий-стронциевым изохронным методом, наличие в них реликтов самых ранних деформаций свидетельствуют о том, что эти образования могут быть сохранившимися останцами первичной базитовой протокоры, разрушенной поздними эндогенными процессами, либо о том, что эта кора была изначально латерально неоднородной по составу.

В нуклеарную стадию была сформирована основная масса пород Шарыжалгайского выступа. Ареальный метаморфизм в условиях гранулитовой фации ($p \approx 10$ кбар, $T \approx 950$ °С) сопровождался глубинной дифференциацией вещества, гранитизацией базитовой протокоры с выплавлением эндербитовых расплавов и развитием обширных структур овоидного типа (эндербитовых куполов).

Представляет ли куполообразование самый древний стиль складчатости, характерный для наиболее ранних этапов эволюции земной коры Шарыжалгайского выступа, или это складчатость, возникшая позже, в связи с определенными геохимическими условиями? Имеющийся фактический материал свидетельствует о достаточно интенсивных докупольных деформациях. Особенности морфологии и локализации части изоклинальных складок и „складчатых" агматитов не позволяют целиком связать их образование с самим процессом роста куполов. Так, основные поверхности некоторых пакетов изоклинальных складок деформированы последующим активным воздействием гранитизированных масс, глыбы агматитов содержат реликты ранних изоклинальных складок, разорванных и растащенных лейкократовым материалом, слагающим ядра и крылья куполов и т.д. В ксенолитах и сохранившихся горизонтах основных кристаллосланцев отчетливо наблюдается ранняя метаморфическая полосчатость и сланцеватость, изогнутые изоклинальные складки. На докупольную складчатость позднее были наложены складки, формирование которых тесно связано с раздавливанием пород растущими сводами. Наблюдаемые здесь складчатые формы сложны, резко дисгармоничны, со следами неоднократных деформаций, они различны по морфологии даже в близких расположенных слоях [4].

Таким образом, куполоообразованию предшествовал по крайней мере один этап деформации пород, во время которого сформировались лежачие изоклинальные складки наиболее вероятно в процессе послойного течения вещества, вызванного вертикально направленным, восходящим сжатием полого залегающих пород, подвергшихся интенсивным метаморфическим преобразованиям.

Формирование ранних эндербитовых купольных структур происходило в специфических геодинамических и тектонофизических условиях. Для количественной оценки величин тектонических деформаций

Рис. 3. Расположение участков массовых замеров будин.

и некоторых реологических свойств горных пород в период формирования толщи нами был проведен статистический анализ морфологии природных тензодатчиков – структур будинажа. Замеры параметров будин (строго в поперечном сечении) производились на 12 участках в соответствии с предварительно выявленной общей складчатой структурой Шарыжалгайского выступа (рис.3). Расчеты величины деформации растяжения шарыжалгайского комплекса, выполненные по будинажу пластического течения, тесно связанного с куполообразованием первого этапа, показывают довольно резкие колебания значений этого параметра – от 170 до 350% (рис. 4). Суммарное растяжение на сводах куполов составляло ~240%, на их СВ крыльях ~220%, а на ЮВ склонах и в межкупольных зонах значения величин деформации растяжения оказались примерно равными 230%. Общее растяжение комплекса на первом этапе куполообразования составляет ~250%. Соответствующее растяжению сокращение толщи изменяется в узком интервале значений – от -60 до -80% (рис. 4). В целом как растяжение, так и сжатие в период роста эндербитовых куполов возрастают с ЮЗ на СВ. Значения коэффициента Пуассона также варьируют в широких пределах (рис. 5), от 0.23 до 0.37 (среднее 0.3), что свидетельствует об очень высокой степени пластичности деформируемой толщи, по современным оценкам примерно соответствующее глубинам от 8 до 20 км. Величины коэффициента бокового распора пород изменяются по разрезу Шарыжалгайского блока от 0.350 до 0.590 и соответствуют значениям, полученным экспериментально для образований основного состава, которые и подвергаются будинированию. Учитывая полученные величины коэффициентов, можно заключить, что породы шарыжалгайского комплекса по деформационным характеристикам соответствовали упруго-вязко-пластичной реологической модели (тело Бингема).

Протоплатформенная стадия (~2.9 млрд. лет). После краткой стабилизации с накоплением супракрустальных вулканогенно-терригенно-карбонатных осадков в изолированных прогибах, завершившейся внедрением пластовых тел перидотитов и пироксенитов, территория Шарыжалгайского выступа была вновь подвержена активным тектоно-метаморфическим преобразованиям в связи с окончательным оформлением Сибирского кратона и обособлением обрамляющего его Саяно-Байкальского подвижного пояса. Ранняя сиалическая кора в это время была расчленена на отдельные

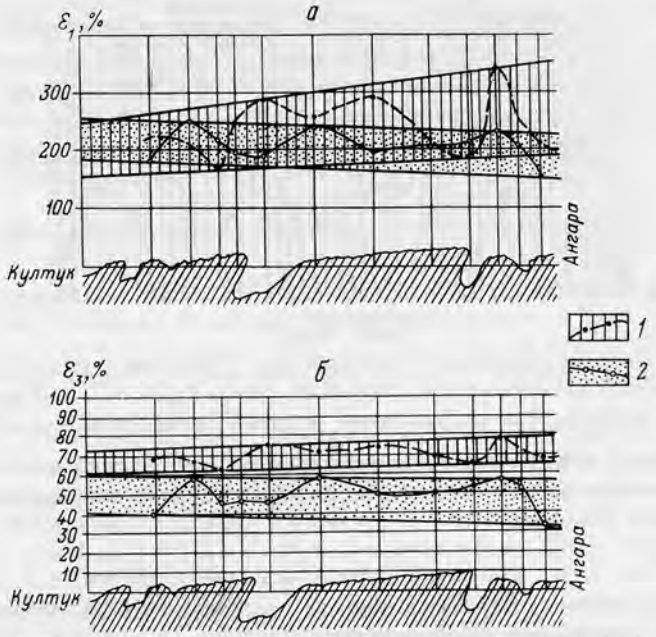


Рис.4. Графики изменения величин деформаций растяжения (а) и сжатия (б) в Шарыжалгайском выступе.

Области вариаций величин растяжения и сжатия по будинажу пластического течения (1) и по будинажу скалывания (2).

крупные блоки по системам линейных зеленокаменных поясов (палеорифтов), выполненных преимущественно вулканитами (Онотский) или вулканогенно-терригенными осадками (Урикско-Ийский). Их раскрытие сопровождалось процессами высокотемпературного диафтореза амфиболитовой фации ($p \approx 7$ кбар, $T \approx 615$–810 °С) ранних гранулитов и интенсивной повторной гранитизацией, приведшей к регенерации адвективных движений и новому куполообразованию в Шарыжалгайском выступе. Тепловой поток, поднимавшийся в виде линейных струй по зонам повышенной проницаемости (Главный Саянский разлом и его крупные ветви), обеспечил минералогическую и структурную перестройку пород особенно западной части Шарыжалгайского выступа в полосе шириной 35–40 км, постепенно ослабевая к востоку [4].

Расчеты по будинажу скалывания, тесно связанного с этим этапом купольной тектоники [7], показывают, что все величины деформации растяжения в это время группируются в интервале от 150 до 250% (рис. 4). Ядерные части куполов испытывали наименьшее растяжение, суммарная величина которого на этих участках составляет всего 180%, на СВ склонах куполов и в межкупольных зонах ~200%. Максимальное растяжение фиксируется на Ю3 пологих

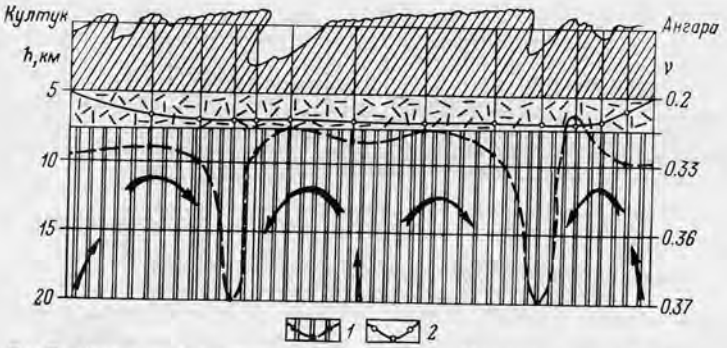


Рис. 5. Графики изменения коэффициента Пуассона и области развития развития различных генетических типов будинажа в Шарыжалгайском выступе (по результатам анализа параметров будин).

1 – область куполообразования первого этапа; 2 – область куполообразования второго этапа. Стрелками показано направление конвекционных потоков.

крыльях купольных структур, где оно достигает 250%. Общая деформация растяжения на этом этапе оценивается в 200%. Величина деформации сжатия варьирует по разрезу так же, как и растяжение, в интервале от -30 до -60% (среднее -50%). Значения коэффициента Пуассона в этот этап были близки по всему разрезу выступа и равны 0.25 (рис.5), что соответствует глубинам в 5-8 км для современной земной коры [9]. Коэффициент бокового распора горных пород был гораздо ниже, чем на предыдущем этапе, и в среднем равен 0.324.

В целом деформации второго этапа куполообразования соответствуют по реологическим характеристикам упруго-вязкой модели (тело Максвелла). На заключительных стадиях куполообразования этого этапа преобладала линейная конвекция, которая фиксируется в тектоническом плане образованием линейных гранито-гнейсовых валов, накладывающихся на созданные ранее купольные формы.

В конце рассматриваемого этапа (~1.9-1.6 млрд. лет) произошла перестройка (линеаризация) ранее созданной структуры с образованием крупных линейных складок северо-западного простирания. Процессы перестройки теснейшим образом связаны с оформлением и активизацией разломов, существовавших ранее в виде зон повышенного теплового потока, интенсивного пластического течения вещества и повышенной флюидной проницаемости [4, 5]. Механизм ее сложен и слабо изучен. Он связан, видимо, как с новым прогревом, размягчением и раздавливанием толщи, так и с эффектами растаскивания изометричных структур по зонам сложных систем сдвигов, взбросо-сдвигов, сбросо-сдвигов и надвигов. Интенсивность линеаризации нарастает с ЮВ на СЗ. К этому же времени относится и внедрение преимущественно приразломных интрузивных тел гра-

нитоидов Саянского комплекса, вызвавших частичную переориентировку вокруг них гнейсовидности архейских пород.

В целом эти деформации были последними, во время которых породы шарыжалгайского комплекса испытывали пластические преобразования. В дальнейшем произошла окончательная консолидация, и Шарыжалгайский выступ эволюционировал как жесткая глыба основания Сибирской платформы.

Литература

1. Гинтов О.Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наук. думка, 1978. 163 с.

2. Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли // Гестектоника. 1973. С. 3-7.

3. Грабкин О.В. Эволюция эндогенных процессов в пределах Чарской кольцевой депрессии (запад Алданского щита) // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 32-37.

4. Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). Новосибирск: Наука, 1980. 95 с.

5. Древняя структура земной коры Восточной Сибири / С.М. Замараев, А.М. Мазукабзов, Г.В. Рязанов и др. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.

6. Кузнецов Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.

7. Мельников А.И. Некоторые закономерности соотношений параметров структур будинажа // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984.

8. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 201 с.

9. Price N.J. Mechanics of jointing in rocks // Geol. Mag. 1959. Vol. 96, nr 2. P. 149-167.

В.С. Рачков, О.М. Розен, В.Е.Сонюшкин

МОРФОЛОГИЯ СКЛАДЧАТОСТИ И ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ДЕФОРМАЦИЙ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА АНАБАРСКОГО ЩИТА

Особенностью геологического строения Анабарского щита является наличие крупных жестких блоков, сложенных породами гранулитовой фации метаморфизма, разделенных линейными зонами глубинных разломов, выполненными диафторитами амфиболитовой фации, мигматитами и тектонитами. Эти зоны получили название „зон пов-

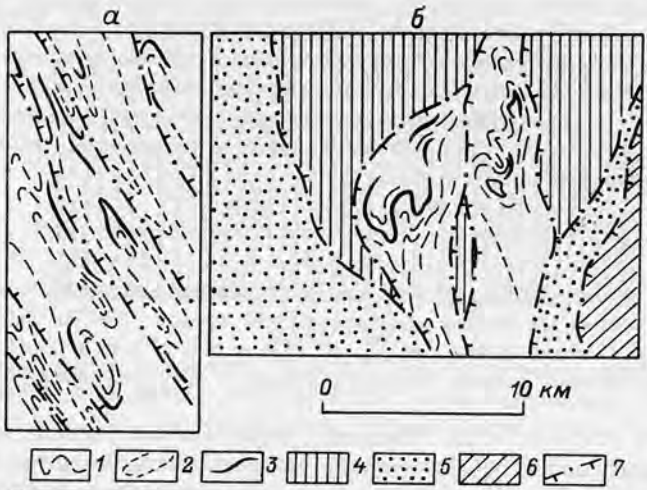


Рис. 1. Основные черты морфологии крупных складчатых структур Анабарского щита.
а – линейная изоклинальная складчатость гранулитового комплекса; хапчанская серия, правобережье р. Налим-Рассоха; б – новообразованные разноориентированные дисгармоничные складки комплекса диафторитов; Маганская зона, водораздел рек Джогджо и Чопко; 1–3 – отдешифрированные на аэрофотоснимках и частично прослеженные на местности пласты: 1 – плагиогнейсов и основных кристаллических сланцев; 2 – гранатовых гнейсов и известковосиликатных пород; 3 – мраморов и кальцифиров; 4–6 – главные элементы строения зон глубинных разломов (без показа внутренней структуры): 4 – жесткие блоки анортозитов внутри зон; 5 – пластичный материал заполнения зон (комплексы диафторитов и тектонитов); 6 – жесткое обрамление зон, сложенное комплексом гранулитов; 7 – разрывные нарушения с указанием направления падения сместителя.

торного метаморфизма" [3] или „зон смятия" [5]. Различия в составе пород и морфологии складчатых структур на территории Анабарского щита позволяют выделять структурно-вещественные комплексы [4, 14], из которых наибольшим распространением в составе кристаллического комплекса щита пользуются структурно-вещественные комплексы гранулитов, диафторитов и тектонитов.

Морфология складчатости. Структурно-вещественный комплекс гранулитов развит в пределах гранулитовых блоков и иногда встречается внутри зон глубинных разломов. Его складчатая структура определяется главным образом широким развитием линейной опрокинутой изоклинальной складчатости выдержанного север-северо-западного простирания. Эти складки имеют протяженность в первые десятки километров при ширине до первых километров (рис. 1, а). На крыльях их иногда отмечаются мелкие (10–50 м по простиранию) сжатые изоклинальные складки. Падение пород на крыльях составляет в среднем около 75° на северо-восток.

Минеральные ассоциации комплекса гранулитов характеризуются парагенезисом гиперстена с плагиоклазом и кварцем и отвечают условиям гранулитовой фации метаморфизма с широким диапазоном колебаний температур и давлений (750–950 °С и 7–11 кбар [4]). В породах преобладают равномернозернистые гранобластовые структуры с размером минеральных индивидов 1–3 мм. Характерны полосчатые плоскопараллельные текстуры без заметных следов деформации зерен. Структурные особенности комплекса являются свидетельством его формирования в обстановке общего сжатия, а складчатость комплекса может быть отнесена к глубинному типу [13].

Структурно-вещественный комплекс диафторитов, развитый внутри зон глубинных разломов, характеризуется большим разнообразием складчатых форм, среди которых выделяются разноориентированные дисгармоничные складки (рис. 1, б). Их осевые поверхности испытывают существенные вариации в простирании, а крылья часто осложнены мелкими разнообразными складками. Падение пород на крыльях складок меняется от 40 до 80°. Специфической особенностью складчатости комплекса диафторитов является наличие сигмоидальных складок шириной до 3–5 км с крутопадающими шарнирами. Морфология этих складок, выявленных в пределах Харапской [10] и Маганской зон, отвечает их формированию в условиях сдвиговых движений, в то время как морфология дисгармоничных складок часто оказывается подчиненной конфигурации жестких блоков, заключенных внутри зон (рис. 1, б).

Для пород комплекса диафторитов типичны парагенезисы амфибола и биотита с плагиоклазом и кварцем, среди которых нередко устанавливаются реликты первичных минералов гранулитовых пород. По параметрам метаморфизма породы комплекса в целом отвечают условиям амфиболитовой фации [4] с диапазоном температур от 500 до 800 °С и давлений 4–7 кбар. Характерны равномернозернистые (1–3 мм) грано- или лепидогранобластовые структуры и полосчатые текстуры. Часто наблюдается линейность, обусловленная ориентировкой роговой обманки и биотита. В целом складчатость комплекса близка к глубинной.

Основные структурные особенности комплекса тектонитов, развитого в виде полос различной мощности в пределах зон глубинных разломов, состоят в полном отсутствии крупных складчатых структур в породах комплекса. Минеральные ассоциации тектонитов (катаклазитов, милонитов, бластомилонитов), как правило, отвечают парагенезисам исходных пород, в той или иной степени замещенных эпидотом и хлоритом. В трещинах отрыва часто наблюдаются жилы и гнезда кварца. Подавляющим развитием в породах пользуются линзовидно-полосчатые текстуры, милонитовые и катакластические структуры. Весьма характерна линейность, выраженная в ориентировке роговой обманки и биотита, а также линзовидных агрегатов кварца и полевых шпатов. Обычны порфиробластические и порфирокластические структуры, причем порфиробласты калиевого полевого шпата и мелкие будины в большинстве случаев несут следы вращения [12]. Вблизи последних обычно развивается мелкая складчатость (рис. 2).

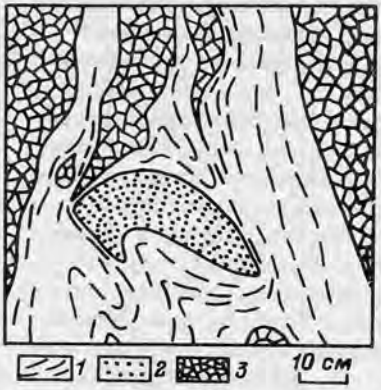


Рис. 2. Будинаж и мелкая складчатость в тектонитах.

1 – бластомилонит; 2 – рассланцованный амфиболит; 3 – катаклазированная лейкосома мигматита.

Изредка в милонитах наблюдаются изоклинальные и сигмоидальные складки размером до нескольких десятков сантиметров с осями, ориентированными по падению милонитовой полосчатости. Структурно-текстурные особенности и характер мелких пластических деформаций в тектонитах позволяют предполагать их образование в условиях определяющей роли сдвиговых движений в параметрах метаморфизма от амфиболитовой до зеленосланцевой фации.

Особенности механизма деформаций. В результате совершенствования методов электронной микроскопии накоплен большой объем информации по деформационным особенностям минералов (главным образом кварца), что позволяет определять возможные механизмы деформаций пород [7, 9, 17]. С этой целью из кварцсодержащих пород главных структурно-вещественных комплексов Анабарского щита были отобраны пробы для их последующего изучения методами электронной микроскопии. Деформационные особенности кварца изучались в растровом электронном микроскопе ISI-60 методом избирательного травления, который хорошо зарекомендовал себя на практике [11, 15]. Отдельные образцы исследовались методом дифракционного контраста в просвечивающем электронном микроскопе ЕМ-802. Такое сочетание избирательного травления с определением кристаллографической ориентировки изучаемых сечений позволяет надежно диагностировать различные системы скольжения и определить плотность дислокаций в кварце.

Исследованию были подвергнуты мономинеральные обособления кварца без видимых признаков наложенных изменений и расположенные среди типичных минеральных парагенезисов гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма.

Кварц пород структурно-вещественного комплекса гранулитов полностью рекристаллизован и состоит из зерен, имеющих полигональную форму с углами на стыках зерен близкими к 120° (рис. 3, а). Встречаются участки с более мелкими зернами, что указывает на процесс динамической рекристаллизации, причем для мелких зерен характерна угловая разориентировка, относительно более крупных, на углы до 20°. Внутри крупных зерен дислокации располагаются в правильные сетки по кристаллографическим плоскостям низких индексов. Дислокационная сетка, обусловленная взаимодействием в базальной плоскости дислокаций с векторами Бюргерса, равными α, согласно реакции $\alpha_1(2\bar{1}\bar{1}0) + \alpha_2(\bar{1}2\bar{1}0) \longrightarrow \alpha_3(11\bar{2}0)$, приве-

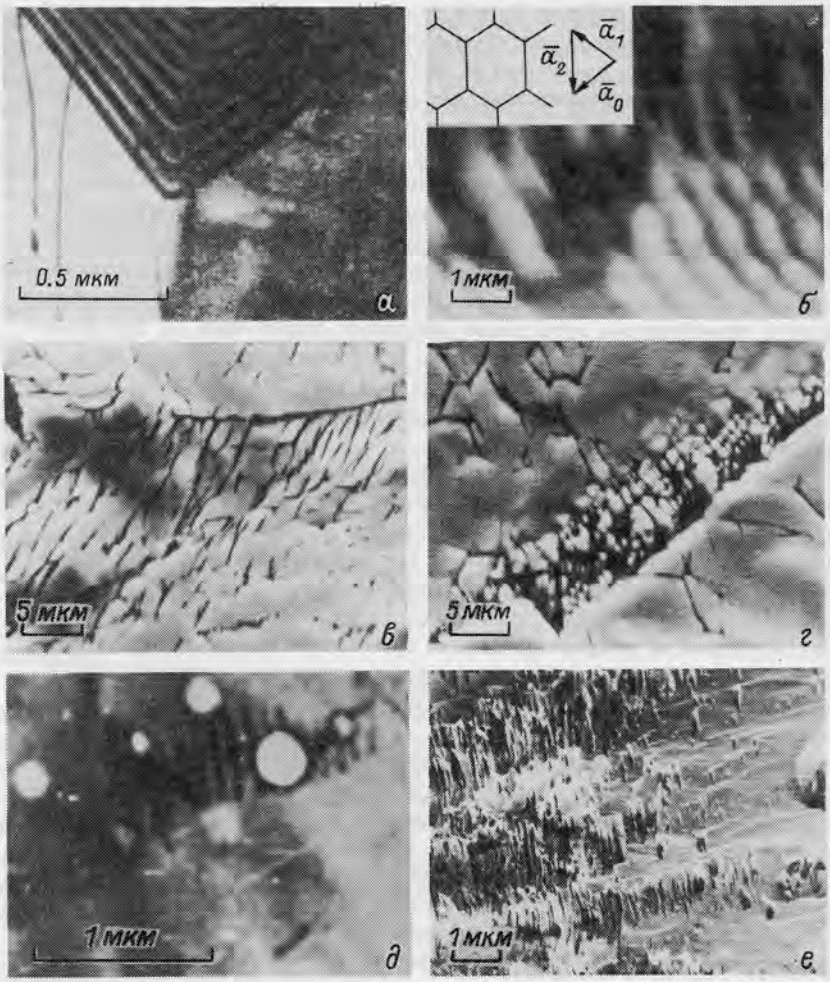


Рис. 3. Дислокационное строение кварца структурно-вещественных комплексов Анабарского щита.

а – рекристаллизованные зерна, наблюдаемые с помощью диффракционного контраста. Гиперстен-плагиоклазовый гнейс, из комплекса гранулитов; верхнеанабарская серия, среднее течение р. Налим-Рассоха; б – дислокационная сетка, выявленная избирательным травлением. Гиперстен-плагиоклазовый гнейс из комплекса гранулитов; верхнеанабарская серия, среднее течение р. Налим-Рассоха; в-г – внутризерновые субструктуры восстановления по результатам избирательного травления. Амфиболовый гнейс из комплекса диафторитов; Котуйкан-Монхоолинская зона, среднее течение р. Котуйкан; д – выявленные с помощью дифракционного контраста флюидные микровключения на дислокациях в кварце. Амфиболовый гнейс комплекса диафторитов; Котуйкан-Монхоолинская зона, среднее течение р. Ко-

дена на рис. 3, б. Мелкие зерна содержат меньшее число дислокаций с общей плотностью, не превышающей 10^8 см$^{-2}$.

Кварц комплекса диафторитов обладает более высокой плотностью дислокаций, расположенных неравномерно (рис. 3, в), но которые в то же время стремятся расположиться в правильные конфигурации, свидетельствуя тем самым о существенно проявленном процессе восстановления. Дислокационные сетки в кварце комплекса диафторитов (рис.3, г) менее правильные, чем в гранулитовом кварце, а плотность дислокаций достигает 10^9 см$^{-2}$. В участках с повышенной плотностью наблюдается зарождение рекристаллизованных зерен. Важной отличительной особенностью кварца диафторитов является присутствие пузырьков флюидных включений на дислокациях (рис. 3, д), которые аналогичны отмечавшимся ранее как в метаморфическом, так и в жильном кварце [16]. Подобные включения свидетельствуют о возросшей роли флюидов при метаморфизме амфиболитовой фации.

Кварц комплекса тектонитов, исследованный нами, принадлежит к зеленосланцевой фации метаморфизма. Он интенсивно деформирован и содержит плотные скопления дислокаций, которые чередуются с участками пониженной плотности (рис. 3, е). Дислокации ориентированы преимущественно вдоль базальных плоскостей скольжения, а плотность их достигает 10^{10}–10^{11} см$^{-2}$. При этом процессы восстановления и рекристаллизации проявлены очень слабо.

Для сравнения нами был исследован кварц из полостей отрыва, кристаллизовавшийся вне действия поля напряжений в p–T–условиях зеленосланцевой фации. Этот кварц резко отличается от всех рассмотренных типов. Дислокации в нем имеют либо чисто ростовой характер, либо связаны с ростовыми напряжениями. Их распределение подчиняется законам секториального строения и анатомии кристаллов [8, 6]. Общая плотность дислокаций в этом кварце лишь в локальных участках достигает 10^6 см$^{-2}$, что на несколько порядков ниже, чем в других типах кварца.

Необходимо отметить, что выявленные механизмы деформации кварца оказывают существенное влияние на формирование его предпочтительной ориентировки в тектонитах, что необходимо учитывать при проведении микроструктурного анализа.

Таким образом, детальные электронно-микроскопические исследования показали, что метаморфический кварц подвержен процессам деформации, рекристаллизации и динамического отжига (восстановления). Для кварца структурно-вещественного комплекса гранулитов характерны механизмы деформации путем рекристаллизации. При этом новообразованные зерна имеют несколько отличную ориентиров-

---

Продолжение подписи к рис. 3.

туйкан; е – субструктура кварца, выявленная избирательным травлением. Эпидот-хлоритовый милонит комплекса тектонитов; Котуйкан-Монхоолинская зона, верховья р. Меркю.

ку. В условиях амфиболитовой фации при формировании комплекса диафторитов действовали два механизма пластической деформации кварца – восстановление и рекристаллизация, причем новообразованные зерна получили ту же ориентировку, что и исходные. В породах структурно-вещественного комплекса тектонитов зеленосланцевой фации преимущественно проявлен механизм дислокационного скольжения.*

Структурная эволюция Анабарского щита. Возраст пород структурно-вещественного комплекса гранулитов определяется в пределах 2.9–3.0 млрд. лет [2], в то время как породы комплексов диафторитов и тектонитов из зон глубинных разломов Анабарского щита по многочисленным определениям имеют возраст около 2.0 млрд. лет. Учитывая отсутствие на территории щита значительных объемов гранитоидов и гнейсово-купольных структур, приуроченных на других щитах к тектоно-термальному событию с возрастом 2.6 млрд. лет, можно предполагать, что эволюция складчатой структуры Анабарского щита протекала в течение двух основных этапов.

Первый этап на рубеже около 3.0 млрд. лет завершился образованием изоклинально-складчатой структуры комплекса гранулитов, формировавшейся в условиях высоких температур и давлений (p–T-параметры гранулитовой фации метаморфизма). Ведущим механизмом деформации пород в этих условиях являлась динамическая рекристаллизация.

Второй этап связан с возникновением и развитием около 2.0 млрд. лет назад зон глубинных разломов, разделивших территорию щита на ряд жестких блоков. Внутри зон осуществлялась значительная перестройка первоначальной складчатой структуры, протекавшая при температурах и давлениях, отвечавших параметрам амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. При этом в зонах разломов происходило сдвиговое перемещение вещества, сопровождавшееся вращением отдельных элементов строения зон, а распределение напряжений в связи с наличием жестких блоков было в значительной мере неоднородным. Деформации пород на этом этапе осуществлялись главным образом посредством механизмов восстановления и рекристаллизации (комплекс диафторитов амфиболитовой фации) и дислокационного скольжения (комплекс тектонитов фации зеленых сланцев).

Литература

1. Анортозит-эндербитоидная и карбонатно-гнейсовая формации Анабарского щита // Розен О.М., Белов А.Н., Злобин В.Л., Рачков В.С. // Петрология, рудоносность и корреляция магматических и метаморфических образований, флюидный режим

* Данные механизмы являются не единственными и могут проявляться совместно с растворением под давлением или диффузионной ползучестью.

эндогенных процессов (Тез. докл. 1У Вост.-Сиб. регион. петрограф. совещ. Иркутск, 1985. С. 177-178.

2. Верхний предел возраста метаморфизма гранулитовой фации Анабарского щита // Бибикова Е.В., Белов А.Н., Грачева Т.В., Розен О.М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 19-24.

3. Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 213 с.

4. Вишневский А.Н., Турченко С.И. Общие закономерности геологии и минерагении // Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 17-37.

5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснит. зап. Лист Р-48-(50)-Оленек. Л., 1983. 196 с.

6. Григорьев Д.П. Анатомия минералов // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1984. Т. 113, №3. С. 262-272.

7. Кристи Дж., Эрделл А.Дж. Деформационные структуры в минералах // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 368-391.

8. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 248 с.

9. Лиддел Н.А., Фейки П.П., Венк Г.Р. Микроструктуры некоторых природно-деформированных кварцитов // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 405-412.

10. Лутц Б.Г. Харапская зона // Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 83-94.

11. Некоторые вопросы электронной петрографии / Грицаенко Г.С., Сонюшкин В.Е., Ильин М.И. и др. // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 4. С. 72-89.

12. Особенности геологического развития минерагении Анабарского щита / Розен О.М., Злобин В.Л., Рачков В.С., Самков В.В. // Сов. геология. 1986. № 6. С. 86-92.

13. Паталаха Е.И., Слепых Ю.Ф. Пересекающаяся складчатость (геометрический анализ). М.: Недра, 1974. 118 с.

14. Рачков В.С. Геология зон глубинного скольжения и диафтореза на Анабарском щите // Проблемы эволюции литосферы. М.: Наука, 1985. С. 7-8.

15. Ball A., White S. An etching technique for revealing dislocation structures in deformed quartz grains // Tectonophysics. 1977. Nr 37. P. 9-14.

16. White S. Dislocations and bubbles in vein quartz // Nature physical science. 1973. Vol. 243. P. 11-14.

17. White S. Geological significance of recovery and recrystallization process in quartz // Tectonophysics. 1977. Nr 39. P. 143-170.

В.С. Оксман

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗОН ДИАФТОРЕЗА АНАБАРСКОГО МАССИВА

На территории Анабарского массива выделяются блоки пород гранулитовой фации, которые разделяются зонами, сложенными диафторитами амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (рис. 1).

Зоны диафтореза накладываются на древнюю структуру, сформированную в условиях гранулитовой фации [3] и не поддающуюся детальной расшифровке. Наиболее отчетливо фиксируются замки или фрагменты замков крупных линейных складок (Fn) ССЗ простирания. Крутая или вертикальная ориентировка шарниров свидетельствует о том, что эти складки не могут считаться самыми ранними – им предшествовала регионально развитая система крутых плоскостных элементов. На это же указывает и деформированная полосчатость, в которой пространственно совмещены по крайней мере две разновозрастные сланцеватые текстуры (S_{n-1}, S_{n-2}) и древнейшая система мигматитовых жил (m_{n-1}). В меланократовых прослоях и лейкосоме повсеместно отмечаются гиперстен, диопсид и бурая высокотитанистая роговая обманка.

Структурные формы, наблюдаемые в диафторированных породах, изучались в Котуйкан-Монхоольской, Харапской, Ламуйской и центральной части Билляхской зоны. Наиболее отчетливо выраженный плоскостной структурный элемент этих зон – кристаллизационная сланцеватость (S_1), развивающаяся в условиях амфиболитовой фации. Она пронизывает весь материал породы, легко распознается, независимо от наложения на нее последующих деформаций, и выступает в качестве маркирующего структурного элемента. Сланцеватость S_1 в основных кристаллосланцах и плагиогнейсах подчеркивается биотитом и амфиболом, а в высокоглиноземистых гнейсах – силлиманитом и биотитом. Образование сланцеватости происходило при высокотемпературном диафторезе амфиболитовой фации, на что указывают особенности химического состава минералов, которые участвуют в ее строении (биотит – TiO_2 = 2.1-3.0 вес. %, $F_{общ}$ = 30-60%; зеленая роговая обманка –

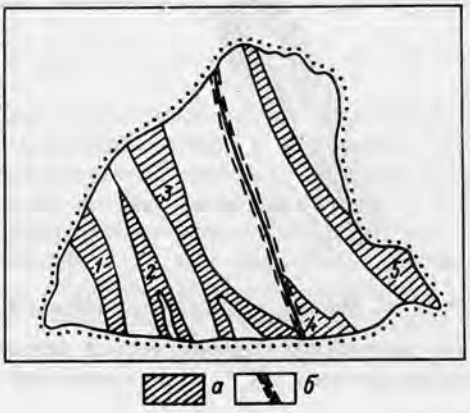


Рис. 1. Зоны диафтореза (а) и зона Главного Анабарского разлома (б).

Зоны диафтореза: 1 – Маганская, 2 – Ламуйская, 3 – Котуйкан-Монхоольская, 4 – Харапская, 5 – Билляхская.

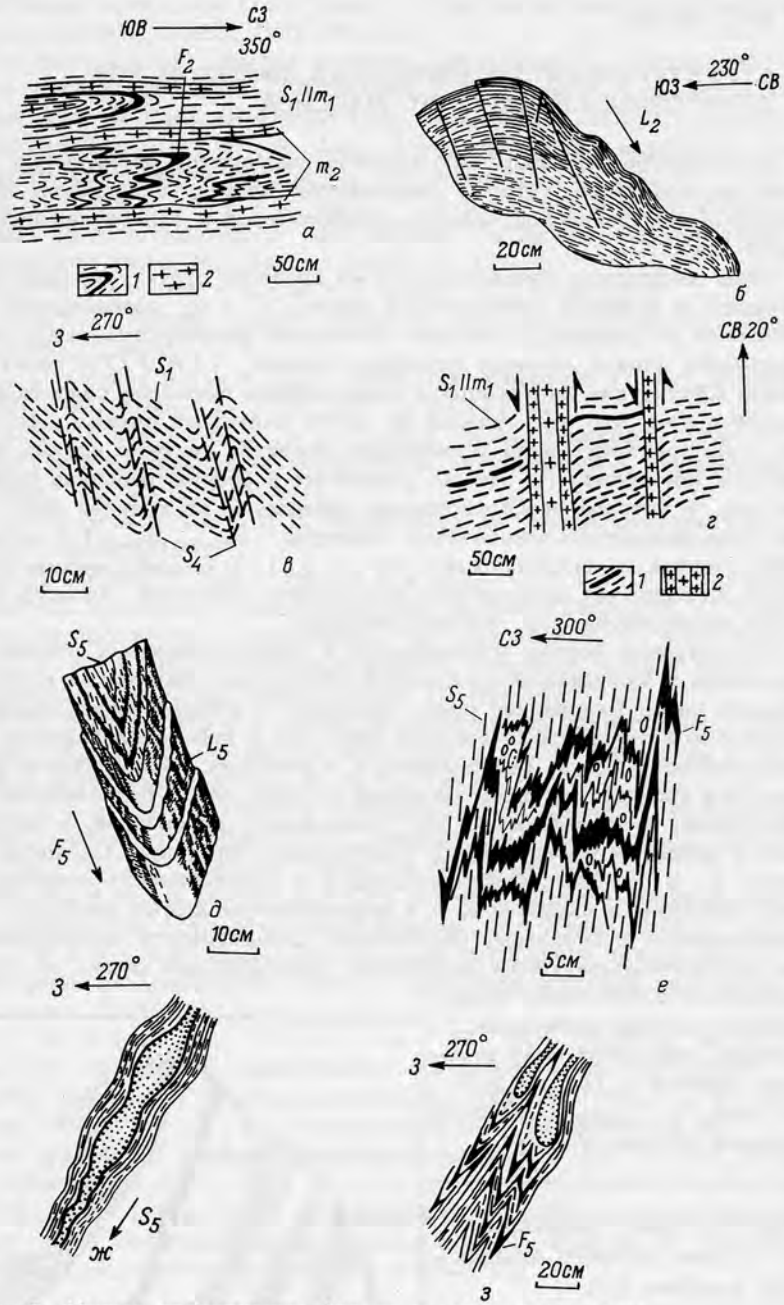


Рис. 2. Малые структурные формы в зонах диафтореза.

а – соотношение мигматитовой полосчатости m_2 со складками F_2, сланцеватостью S_1 и мигматитовой полосчатостью m_1 (1 – миг-

TiO_2 = 0.6–1.2 вес. %, $F_{общ}$ = 30–50%). Простирание ее невыдержанное, в основном северо-западное 300–350°, углы падения крутые.

Соотношения S_1 с более ранними структурными формами устанавливаются редко. В отдельных случаях вдоль западного края Котуйкан-Монхоольской зоны (междуречье Алы-Юрях и Монхооло) и в Харапской зоне нами наблюдалось секущее положение S_1 относительно древней полосчатости. Пересечение сланцеватости с полосчатостью дает редко наблюдаемую линейность L_1, выраженную в закономерной ориентировке удлиненных амфибол-плагиоклазовых агрегатов. В южной части Харапской зоны и в центральной части Ламуйской зоны сланцеватость S_1 развивается параллельно осевым плоскостям мелких изоклинальных складок (F_1), представленных единичными разорванными и растащенными замками. Складки F_1 асимметричные, Z-образные. Мощность в замках по отношению к крыльям увеличивается в 5–7 раз. Ширина их не более 5–10, а видимая амплитуда не превышает 20 см. Шарниры F_1 имеют разные углы погружения – от 20 до 70°, а осевые поверхности крутые до вертикальных. Как правило, субпараллельно S_1 в зонах диафтореза располагается мигматитовая полосчатость (m_1). В основных кристаллосланцах лейкосома мигматитов сложена плагиоклазом и иногда собрана в мелкие птигматитовые складочки, а в гнейсах и плагиогнейсах представлена кварцем, плагиоклазом, редко биотитом и амфиболом. Толщина отдельных полосок колеблется от 0.5–1 до 3–5 см.

Кристаллизационная сланцеватость и полосчатость сминаются в мелкие изоклинальные складки F_2 с видимой амплитудой не более 5–10 м и длиной волны от 0.5–1 до 3–4 м (рис. 2, а). По морфологии они килевидные с субпараллельными крыльями, иногда асимметричные. Шарниры F_2 имеют в целом крутое погружение (90–65°) на Ю3 и СВ. Рассеяние ориентировки шарниров обусловлено наложением на них крупных складок F_3. На плоскостях сланцеватости S_1 отмечается линейность-бугорчатость (L_2, рис. 2, б), которая обычно ориентирована параллельно шарнирам складок F_2. По осевым поверхностям развивается мигматитовая полосчатость m_2, которая наиболее интенсивно проявлена в средних и кислых по

матизированные гнейсы и сланцы; 2 – лейкосома); б – линейность-бугорчатость L_2 на плоскостях сланцеватости; в – складки F_4; г – жилы пегматоидных гранитов-аляскитов, заполняющих зонки рассланцевания S_4 (1 – мигматизированные гнейсы и сланцы; 2 – аляскитовые пегматиты); д – структурные формы пятого этапа деформаций; е – морфология складок F_5; ж – морфология кварцевых будин в низкотемпературных диафторитах; з – соотношение складок F_5 и кварцевых будин в низкотемпературных диафторитах, а, в, г – план; б, д – объем; е, ж, з – вертикальный срез.

составу породах. В этих разностях ширина лейкосомы колеблется от 15-20 см до 0.5-0.7 м. Обычно m_2 располагается субпараллельно m_1, что обусловлено морфологией складок F_2. Для мигматитов m_2, развитых по гнейсам и плагиогнейсам, характерны линзовидно-полосчатые и неравномернополосчатые текстуры. Контакты лейкосом с вмещающими породами нечеткие, диффузные. Местами количество гранитного материала резко возрастает и породы дают постепенный переход к теневым мигматитам с нечетко проявленной полосчатостью m_2. Исходные гнейсы и плагиогнейсы встречаются в них в виде шлиров, линз и скиалитов, в которых сохраняются S_1 и m_1. В основных кристаллосланцах лейкосома m_2 встречается в виде полос или линз мощностью до 10-15 см, ориентированных параллельно осевым плоскостям складок F_2. Одновременно с развитием складок F_2 имеет место разлинзование пород с образованием структур будинажа. Морфология будин в плане каплевидная, линзовидная и эллипсоидальная, а в объеме преобладают стержневидные будины. По линзовидным и эллиптическим будинам с разорванными шейками по формулам В.И. Громина [1] были рассчитаны величины деформации растяжения (ε_1) для этого этапа. Они колеблются в интервале 210-250%. Длинные оси будут ориентированы, как правило, согласно шарнирам F_2 и линейностью-бугорчатостью L_2, что может говорить об их образовании в один этап деформаций в едином поле напряжений [4].

Все перечисленные выше складчатые и плоскостные структурные формы изгибаются в крупные складки (F_3), которые хорошо дешифруются на аэрофотоснимках. Такие складки наиболее отчетливо выражены в Харапской зоне, северных частях Котуйкан-Монхоольской и Билляхской зон. Размах крыльев варьирует от 50-70 м до 1-3 км, а видимая амплитуда - от 1-2 до 5-7 км. Угол между крыльями изменяется от 45 до 60°. Азимуты простирания осевых поверхностей в Котуйкан-Монхоольской зоне преимущественно субмеридиональные или северо-западные, а в Харапской зоне северо-восточные. Ориентировка шарниров, вычисленная графически [2] для складок F_3, закартированных в бассейне р. Котуйкан (северная часть Котуйкан-Монхоольской зоны), варьирует в пределах: азимуты погружения от 290 до 310°, углы от 60 до 45°. Крылья складок падают под углами 65-80°.

Четвертый этап деформации в той или иной степени проявился во всех изученных зонах диафтореза. С ним связано образование зон вторичного рассланцевания. Каждая зона состоит из нескольких более мелких зон, которые образуют в плане левые кулисообразные ряды северо-западного простирания протяженностью 150-200 м при ширине от первых метров до 20-30 м. Зоны вторичного рассланцевания падают на СВ или Ю3 под углами 70-90°. Рассланцевание обычно не сопровождается минералообразованием, а выражается в развитии тонких линзовидных и очково-сланцевых текстур. В Котуйкан-Монхоольской зоне вблизи зон вторичного рассланцевания фиксируются флексурные изгибы ранней сланцеватости S_1 и мигматитовой полосчатости m_1 и m_2, которые указывают на ле-

восдвиговые смещения по ним, иногда со взбросовой составляющей. В Харапской зоне к структурам четвертого этапа относятся небольшие угловатые складки F_4 (рис. 2, в). Для них характерны как субвертикальные, так и наклонные углы падения осевых плоскостей, углы погружения шарниров составляют 30–55°. В плане они асимметричные с углами между крыльев 70–100°. С этим этапом связан будинаж основных кристаллосланцев, будины имеют бочонковидную и трапецевидную формы. По зонам вторичного рассланцевания развиваются тела инъекционных биотитовых и аляскитовых гранитов и пегматитов (рис. 2, г).

Последующий этап D_5 протекал при снижении температуры и давления и выражается в рассланцевании и бластомилонитизации пород в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Участки интенсивного низкотемпературного рассланцевания, бластомилонитизации и бластокатаклаза трассируют краевые швы зон диафтореза или располагаются кулисообразно внутри них. Они вытягиваются в субмеридиональном или северо-западном направлении и могут иметь ширину от первых метров до 0.6 км, а протяженность до 3–4 км. Зоны низкотемпературного рассланцевания сложены диафторитами и тектонитами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Ведущий плоскостной элемент зон рассланцевания – крутая сланцеватость S_5, подчеркнутая ориентировкой биотита, хлорита, серицита, эпидота. Местами сланцеватость S_5 отвечает осевым поверхностям мелких остроугольных складок F_5 (рис. 2, д, е) иногда с отчетливо выраженным левым рисунком. Складки сжатые или близкие к изоклинальным, расстояние между осевыми поверхностями смежных складок составляет 3–10 см.

Шарниры F_5, судя по замерам в северной части Котуйкан-Монхоольской зоны и в центральной части Харапской зоны, погружаются под углами 55–80° на СВ или ЮЗ. В замках иногда наблюдаются кварц-полевошпатовые удлиненные агрегаты L_5 и кварцевые будины, ориентированные параллельно шарнирам. Размеры кварц-полевошпатовых удлинений в диаметре составляют 0.5–3 см, видимая длина до 7 см. По морфологии эти агрегаты можно отнести к синкинематическому типу минеральной линейности (b-линейность). Кварцевые будины (рис.2, ж, з) имеют в разрезе овальное сечение и среди них встречаются как разобщенные, так и типы с неразорванными шейками. Их длина составляет 20–30 см, а ширина в поперечном сечении 5–10 см. Величина деформации растяжения (ε_1), расчитанная по формулам В.И. Громина [1], для этого этапа составляет 120–150%. К зонам низкотемпературного рассланцевания и бластомилонитизации приурочены жильные тела мусковитовых пегматитов и двуслюдяных гранитов. Наблюдения за морфологией мелких складок, их рисунком, асимметричными тенями давления порфирокласт, направлением вращения отдельных зерен в низкотемпературных тектонитах в совокупности с кулисообразным расположением зон рассланцевания указывает, что по ним происходили сдвиговые подвижки, иногда со взбросовой или со сбросовой составляющей.

Заключительные деформации в зонах диафтореза выразились в брекчировании и катаклазе, которые не распространяются на рифейский чехол. Наиболее ярко они проявились вдоль западной границы Харапской зоны, где связаны с развитием Главного Анабарского и параллельных ему разломов. Сама зона разлома имеет ширину до 5 км и протягивается в субмеридиональном направлении, срезая структуры Харапской зоны. Разлом состоит из отдельных швов, выраженных псевдотахилитовыми брекчиями, катаклазитами, ультракатаклазитами. Разрывы имеют субвертикальные или крутые углы падения (70–80°). В 5–7 км от Главного Анабарского разлома ширина зон брекчирования и катаклаза составляет всего 1–2 м, а протяженность первые десятки метров.

Диафторез накладывается также на анортозиты, гипербазиты, друзитовые габбро-нориты, порфиробластические гранитоиды. Соотношения анортозитов с описанными структурными формами изучались в Котуйкан-Монхоольской зоне. В краевых частях анортозитов фиксируется полосчатость, выраженная чередованием прослоев более или менее обогащенных темноцветными минералами. Простирание полосчатости повсеместно совпадает с направлением сланцеватости S_1. В разностях, обогащенных темноцветными минералами, наблюдается линейность, образованная крупными (до 8 см) кристаллами амфибола. В породах амфиболитовой фации встречаются будины анортозитов, обтекаемые сланцеватостью S_1, а в анортозитах линзы основных кристаллосланцев, рассланцованных по S_1. Анортозиты подвергаются мигматизации, вторичному и низкотемпературному рассланцеванию, секутся жилами биотитовых и мусковитовых пегматитов. Перечисленные факты свидетельствуют о том, что формирование анортозитов, по-видимому, началось до метаморфизма амфиболитовой фации и возникновения в породах сланцеватости S_1. Окончательное их становление происходило в напряженной тектонической обстановке, в результате чего в краевых частях массивов широко проявились разлинзование, будинаж и частичная перекристаллизация с образованием крупных кристаллов амфибола и плагиоклаза, имеющих закономерную ориентировку. Наконец, анортозиты были частично перемещены в полузастывшем состоянии, что сопровождалось образованием апофиз и жил среди пород амфиболитовой фации.

В центральной части Ламуйской зоны, в верховьях р. Ильи, установлено несколько небольших даек перидотитов. В них отмечается хорошо выраженная сланцеватость, совпадающая по ориентировке со сланцеватостью S_1. Поскольку дайки расположены в пределах зоны диафтореза и не подвергались гранулитовому метаморфизму, можно говорить, что они образовались до этапа D_1. Со вторым-третьим этапами деформации связано становление массивов порфиробластических гранитоидов, встреченных во всех изученных зонах диафтореза. Эти гранитоиды в своих контактовых частях „растворяют" сланцеватость S_1, но секутся зонами вторичного рассланцевания. Вполне определенное место в структурной шкале занимают и друзитовые габбро-нориты, пока обнаруженные только в Харапской зоне. В контактовых частях этих интрузий ороговикованию

Схема корреляции эндогенных процессов в зонах диафтореза Анабарского массива

Этап деформации	Индекс структурных форм	Характерные структурные формы	Магматические и палингенно-метасоматические образования	Метаморфизм	Циклы тектоно-метаморфические
D_6		Зоны хрупкого брекчирования и катаклаза			
D_5	F_5 S_5 L_5	Зоны низкотемпературного расслан-цевания, мелкие изоклинальные складки с крутыми шарнирами и ОП, линейность кварцевых агрегатов	Двуслюдяные граниты и мусковитовые пегматиты	Диафторез эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций	III
			Друзитовые габбро-нориты		
D_4	F_4 S_4	Зоны вторичного расслан-цевания, мелкие угловатые открытые складки, флексуры	Аляскитовые и биотитовые граниты и пегматиты		
D_3	F_3	Крупные открытые складки северо-восточной, субмеридиональной ориентировки	Порфиробластические гранитоиды		II
D_2	F_2 L_2 m_2	Мелкие изоклинальные складки с крутыми шарнирами и ОП, линейность-бугорчатость	Мигматиты	Диафторез амфиболитовой фации	
D_1	F_1 S_1 L_1 m_1	Мелкие изоклинальные складки с растащенными замками, полиминеральная линейность	Мигматиты		
			Анортозиты, габбро-анортозиты, гипербазиты		
D_n	F_n S_{n-1} S_{n-2} m_{n-1}	Картируемые северо-западные складки с крутыми шарнирами и ОП, сланцеватость, полосчатость	Мигматиты	Гранулитовой фации	I

подвергаются диафториты амфиболитовой фации, в том числе и жилы аляскитовых гранитов, связанных с D_4. Интрузии габбро-норитов секутся зонами низкотемпературного рассланцевания, что позволяет синхронизировать их с интервалом $D_4 - D_5$.

В обобщенном виде схема корреляции этапов деформаций, процессов метаморфизма и магматизма приведена в таблице. Отчетливо выделяются три тектоно-метаморфических цикла в понимании Ю.В. Миллера [4, 5]. К первому, детально нерасшифрованному циклу отнесены структурные и ультраметаморфические преобразования, протекающие в условиях гранулитовой фации. Второй цикл охватывает деформационные события, сопутствующие диафторезу амфиболитовой фации. Начало цикла знаменуется внедрением расслоенных тел габбро-анортозитов и малых интрузий гипербазитов. Структурные формы второго цикла образованы в четыре этапа деформации. Кульминация метаморфизма связана в первым этапом деформаций, максимум мигматизации (теневые мигматиты) отвечает этапу D_2. Инъекционные жилы и тела гранитов-аляскитов и пегматитов приурочены к четвертому этапу деформаций. В ходе второго цикла оформился основной структурный план зон диафтореза. Наблюдения за структурными формами показывают, что основным дислокационным механизмом было горизонтальное сдвиговое течение, осуществляющееся по круто ориентированным зонам.

К третьему циклу отнесены преобразования только одного - пятого этапа деформации, сопровождавшиеся диафторезом эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. В этих условиях вдоль зон рассланцевания проявилась мелкая складчатость, которая лишь незначительно осложнила структурный рисунок зон диафтореза. Третьему циклу предшествует внедрение друзитовых габбро-норитов. Шестой этап деформации, выразившийся в брекчировании, дроблении, катаклазе и не сопровождавшийся метаморфическими преобразованиями, представляется целесообразным не включать в состав третьего цикла и рассматривать как самостоятельное дислокационное событие.

Литература

1. Громин В.И., Ушакова Г.Д. Деформация горных пород в природе и в эксперименте // Основные структурные элементы земной коры на территории Сибири и их эволюция в докембрии и фанерозое. Новосибирск, 1981. С. 69–86.

2. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.

3. Лутц Б.Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 320 с.

4. Миллер Ю.В. Соответствие структурных форм полям напряжений - важнейший принцип определения разновозрастности деформаций // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.; Наука, 1978. С. 20–31.

5. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.

А.Л. Кулаковский

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Железные руды Алданского щита относятся к двум промышленным типам: железистым кварцитам и метасоматическим („скарново-магнетитовым") рудам. Железистые кварциты распространены преимущественно на западе щита, где залегают в породах „трогового" комплекса позднеархейско-раннепротерозойского возраста. Железоносный комплекс Центрального Алдана (федоровскую серию) обычно относят к нижнему архею.

Структурно-вещественная эволюция железоносных комплексов рассмотрена ниже на примере двух крупнейших и наиболее изученных месторождений: Тарыннахского (железистые кварциты) и Таежного (метасоматические магнетитовые руды).

Железистые кварциты западной части Алданского щита. Тарыннахское месторождение расположено в Чаро-Токкинской зоне, в северной части которой выделяется Ималыкское железорудное поле, включающее Тарыннахское и ряд других месторождений и проявлений железистых кварцитов. В состав трогового комплекса здесь входят, помимо магнетитовых кварцитов, гнейсы, амфиболиты, кварциты, а также субсогласные тела метагипербазитов.

Структурный стиль месторождения определяется существованием узких тектонических клиньев магнетитовых кварцитов и ассоциирующих с ними пород, разделенных пластинами сильно гранитизированных гнейсов и амфиболитов. Разломы, ограничивающие эти клинья и пластины, на верхних горизонтах имеют субвертикальное падение, которое сменяется на глубине более пологим (45–50°) падением к западу и, таким образом, относятся к типу листрических разломов. Внутри тектонических клиньев имеется большое число подобных же по ориентировке разломов более высокого порядка. Эти, субсогласные по отношению к полосчатости пород и руд, разломы принадлежат к категории вязких разрывов (слайдов) и тесно сопряжены с мелкими сжатыми и изоклинальными складками с пологими шарнирами.

Чешуйчатые (разломные) моноклинали месторождения смяты в флексуры с субвертикальными шарнирами, а также разбиты на фрагменты крутопадающими разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Полосчатость пород и руд, осевые плоскости мелких продольных складок и слайды смяты в открытые складки типа кинк-форм с крутыми шарнирами и осевыми плоскостями (кинк-плоскостями) северо-западной или северо-восточной ориентировки.

Докембрийская история формирования структуры и преобразования состава пород и руд включает два этапа.

Р а н н и й э т а п. Свой современный облик структура и состав железоносного комплекса приобрели в основном на данном этапе. Формирование структуры месторождения начинается с заложения серии узких меридиональных зон разломов (чешуйчатых моно-

клиналей), листрическая морфология которых указывает на взбросо-надвиговые перемещения масс с запада на восток. Возникающие разломы имели, видимо, примерно послойный характер. С начальными стадиями становления этих зон разломов связано внедрение тел (протрузий) гипербазитов.

В парагенезе с листрическими взбросо-надвигами возникли мелкие продольные складки с пологими шарнирами и слайды. Для этих складок характерно слабое проявление сланцеватости осевой плоскости и четкая минеральная линейность, параллельная шарнирам. Деформация этапа отличалась заметной ролью дифференциальных вращательных движений: вращением порфиробластов граната и андалузита, рассеянием оси [010] амфиболов, полюсов спайности биотита и оптических осей кварца в плоскости, нормальной к шарнирам продольных складок. Таким образом, линейность этого парагенеза относится к типу b-линейности.

Образование зон листрических взбросо-надвигов и парагенеза продольных складок и слайдов шло примерно одновременно с прогрессивным зональным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Это доказывается принадлежностью микроструктурных ориентировок главных минералов магнетитовых кварцитов и ассоциирующих с ними пород к структурному парагенезу данного этапа. Граница метаморфических фаций (изограда гиперстена) проходит согласно с простиранием листрических взбросо-надвигов, а гранитизация, связанная с прогрессивным метаморфизмом, „приспосабливается" к уже возникшей структуре тектонических клиньев [1].

Деформацией данного этапа, видимо, обусловлена и современная петроструктура (полосчатость, сланцеватость и гнейсовидность субмеридианального простирания) гнейсов олекминской серии, вмещающей железоносный комплекс.

П о з д н и й э т а п. На этом этапе в породах железоносного комплекса шло образование структур типа кинк-форм [2]. По масштабу структуры этого типа варьируют от кинк-бендов в отдельных кристаллах до упомянутых выше флексурных изгибов рудных залежей, однако большинство кинк-форм представляют собой структуры санти-дециметрового диапазона. Все эти разнообразные по морфологии и размеру складчатые структуры сближает субвертикальная ориентировка шарниров, северо-западное или северо-восточное простирание осевых плоскостей и кинк-плоскостей, а также наложение этих структур на структуры предыдущего этапа. По углу между кинк-плоскостями определено север-северо-восточное субгоризонтальное положение оси сжатия для этого этапа деформации. Отклонение оси сжатия по часовой стрелке от простирания листрических взбросо-надвигов свидетельствует о ситуации правого сдвига при возникновении кинк-форм.

Особенностью деформации позднего этапа является ее пульсирующий характер: в рамках этапа выделяется несколько стадий формирования кинк-складок, заложения и активизации диагональных разломов, неоднократной милонитизации. Стадии деформации разделены „деформационными паузами", в течение которых в обстановке, по-

видимому, дилатансии протекала кристаллизация (или рекристаллизация) минералов руд и пород, в частности локальное образование вторичных (переотложенных) богатых магнетитовых руд и ассоциирующих с ними скарноподобных пород. Деформация позднего этапа началась в условиях эпидот-амфиболитовой фации, однако завершающая этап милонитизация сопровождалась диафторезом зеленосланцевой фации.

Метасоматические магнетитовые руды Центрального Алдана. Выходы железоносного комплекса на Центральном Алдане приурочены к широкой и протяженной зоне Каларо-Эвотинского разлома восток-северо-восточного простирания. Месторождения и проявления метасоматических магнетитовых руд тяготеют к разломам либо собственно Каларо-Эвотинской системы (например, Десовское месторождение), либо сопряженной с ней системы северо-западного простирания. С разломами последней системы связана локализация Леглиерского железорудного поля, включающего Таежное месторождение. В пределах Леглиерского поля породы железоносного комплекса слагают узкую крутопадающую к северо-востоку моноклиналь, которая по гравиметрическим данным (Н.И. Мусеибов, персональное сообщение, 1985 г.) на глубине в несколько километров выполаживается и, таким образом, относится к типу листрических разломных структур. Разломами северо-восточной ориентировки моноклиналь разбита на отдельные фрагменты, причем некоторые из последних (в том числе фрагмент, отвечающий Таежному месторождению) смяты в крючковидные в плане складки – сигмоиды.

В состав железоносного комплекса входят в различной степени переработанные метасоматозом кристаллические сланцы основного и среднего состава, гнейсы, мраморы и кальцифиры, серпентиниты (метагипербазиты), магнезиальные скарны и магнетитовые руды. Вне моноклиналей железоносных пород распространены мигматизированные кристаллические сланцы, эндербиты и гнейсы, среди которых встречаются участки (своего рода гигантские „скиалиты") слабо мигматизированных основных и ультраосновных пород толеит-коматиитового состава. Принято считать (например, [5]), что породы Центрального Алдана претерпели одноактный прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации. Однако для Таежного месторождения в последнее время установлен полициклический характер метаморфической эволюции [6].

Ширина сигмоидной складки Таежного месторождения на поверхности составляет около 1.5 км, шарнир ее под углом порядка 70° погружается к юго-востоку. Продолжением южного крыла сигмоиды являются мелкие месторождения моноклинального строения (Магнетитовое и Леглиерское), но северное крыло за пределы месторождения не трассируется, так что сигмоида представляет собой по сути однокрылую складку.

Структурный стиль месторождения определяется чешуйчато-кулисообразным строением железоносного комплекса. Чешуи (линзы, пластины) железных руд, метасоматитов, серпентинитов, гнейсов и других пород ограничены субсогласными (кососекущими по отношению

к полосчатости) крутопадающими разломами. Для крыльев сигмоиды характерно тонколинзовидное строение, а в замке форма тел серпентинитов, метасоматитов и руд преимущественно толстолинзовидная до будинообразной. В замке сигмоиды широко распространены и открытые складки шириной и амплитудой от первых дециметров до 15–20 м с шарнирами, круто погружающимися к востоку и юго-востоку. В наименее затронутых метасоматозом и оруденением породах месторождения наблюдаются мелкие складки иной системы: сжатые и изоклинальные, с осевыми поверхностями, примерно параллельными полосчатости и субгоризонтальными шарнирами, в тесной ассоциации с субсогласными разломами (слайдами). И слайды, и осевые плоскости продольных складок сминаются открытыми складками с крутыми шарнирами. Серпентиниты, мраморы и кальцифиры слагают отжатые в процессе пластического течения тела. Основная масса серпентинитов выжата в замок сигмоиды, где вместе с алюмосиликатными породами образует зоны меланжа, а линзы мраморов и зоны силикатно-карбонатного меланжа распространены преимущественно в призамковой части южного крыла сигмоиды.

Следы наиболее ранней деформации в районе Леглиерского поля обнаружены в упомянутых „скиалитах" ортопород основного-ультраосновного состава и представляют собой микроструктурные ориентировки оливина и ортопироксена, по которым реконструируется субгоризонтальное субширотное положение оси сжатия. Ориентировка наложенного амфибола в этих же породах относится уже к следующему этапу деформации, с которым связано возникновение петроструктуры кристаллических сланцев и гнейсов, заключающих „скиалиты" ортопород. Следы этой же деформации сохраняются и в наименее измененных породах Таежного месторождения, где относятся к раннему этапу деформации железоносного комплекса.

Р а н н и й э т а п. В гнейсах и кристаллических сланцах месторождения наблюдается уже упомянутый парагенез мелких продольных складок и слайдов. На микроуровне в этот парагенез входит пологая b-линейность по амфиболу и, реже, пироксену.

Выполаживание с глубиной чешуйчатой моноклинали железоносных пород свидетельствует о тангенциальном сжатии с северо-востока и о взбросово-надвиговом характере подвижек по разломам на этапе возникновения этой разломной структуры. С подобной ориентировкой оси сжатия согласуется и генеральное простирание полосчатости, гнейсовидности и сланцеватости в распространенных за пределами месторождения кристаллических сланцах и гнейсах. С взбросо-надвиговыми движениями, видимо, связано и внедрение (протрузивное?)гипербазитов в зоны листрических разломов.

Деформация раннего этапа эволюции железоносного комплекса протекала в условиях метаморфизма гранулитовой фации и сопровождалась гранитизацией. С регрессивной стадией гранитизации связано кислотное выщелачивание с образованием метасоматических кварцитов с силлиманитом, микроструктурная ориентировка которого входит в структурный парагенез раннего этапа [6].

Поздний этап. К позднему этапу относятся события, определившие в основном состав и структуру железоносного комплекса в их современном виде. В это время деформация в Леглиерском поле обусловлена тангенциальным сжатием в северо-западном–юго-восточном направлении (т.е. близком к ориентировке линии простирания возникших ранее листрических разломов) и носит преимущественно сдвиговый характер. Для Таежного месторождения установлено отклонение оси сжатия на 10–15° по часовой стрелке от направления b-линейности раннего этапа и, следовательно, от простирания листрических разломов, так что деформация позднего этапа протекала здесь в обстановке правого сдвига.

На данном этапе возникла основная структура месторождения – сигмоидная складка и система более мелких открытых складок, а интенсивное образование чешуй, сопровождавшееся не менее интенсивным течением высокопластичных серпентинитов, мраморов и кальцифиров, привело к возникновению современной очень сложной линзовидной структуры железорудной зоны. К этому же структурному парагенезу относится крутая механическая и минеральная (по амфиболу, сиплиманиту поздней генерации, клиногумиту, турмалину) линейность.

Одновременно с формированием структуры происходила и мощная вещественная переработка пород. Этот длительный и многостадийный процесс протекал на фоне неоднократного снижения и повышения температуры, причем с прогрессивными стадиями связана гранитизация, а с регрессивными – магнезиальное скарнирование, магнетитовое оруденение, кислотное выщелачивание. Хотя в целом температура в течение этапа снизилась от уровня амфиболитовой до зеленосланцевой фации, по крайней мере для одной из прогрессивных стадий фиксируется „всплекс" температуры до уровня гранулитовой фации. С этим всплеском связан интенсивный, но локально проявленный привнос фтора, бора и других компонентов, а также перераспределение железа, что привело к образованию богатых магнетитовых и людвигит–магнетитовых руд и одновременно к регенерации серпентина во вторичные ортосиликаты магния [3]. Микроструктурный анализ показывает, что эта высокотемпературная флюидная проработка шла на участках локального растяжения, ориентированного по нормали к полосчатости. В высокотемпературных условиях происходило и пластическое течение, о чем говорит, например, реакционное взаимодействие алюмосиликатных и карбонатных пород в зонах меланжа [4].

Одновременно с правым сдвигом по разломам северо-западного простирания на Центральном Алдане возникла и система (Каларо-Эвотинская) разломов восток–северо-восточной ориентировки. Деформация, с которой связано образование этой системы, также сопровождалась метасоматозом и железооруденением и приводила к формированию структур типа сигмоид. Судя по конической сигмоиде Десовского месторождения, движения по разломам восток–северо-восточной системы имели левосдвиговый характер. Рассматривая в целом систему комплементарных сдвигов Центрального Алдана, можно сделать

вывод, что на данном этапе ось регионального сжатия была ориентирована в север-северо-восточном направлении.

Сравнение эволюции железоносных комплексов Алданского щита. Из сопоставления рассмотренных комплексов прежде всего вытекает, что возникновение и преобразование их происходило в автономных приразломных структурах. Далее, обращает на себя внимание сходство кинематики (от взбросо-надвигов по листрическим разломам к сдвигам по этим же разломам), следствием чего является однотипный набор структур, входящих в парагенезы раннего и позднего этапов деформации. Качественное сходство имеют и продукты вещественной переработки, связанной с деформацией сдвига: скарны, скарноиды, метасоматические железные руды.

Резко отличается эволюция железоносных комплексов западной и центральной частей щита по степени преобразования структуры и состава пород на одноименных (по кинематике) этапах. При этом интенсивность структурообразования, метасоматоза и железооруденения позднего этапа отчетливо связана с температурными условиями: высокотемпературная (гранулитовой и амфиболитовой фаций) обстановка при сдвиговой деформации на Центральном Алдане определяет гораздо более мощное проявление упомянутых процессов, нежели на западе щита, где температура при сдвиге не превышала уровня эпидот-амфиболитовой фации.

Приведенные данные по структурно-вещественной эволюции, в первую очередь по региональной динамической обстановке, могут быть использованы при корреляции железоносных комплексов. Если исходить из реконструированного (по микроструктурным ориентировкам, сопряженным системам трещин и разломов и общегеологическим данным) положения осей стресса, то корреляция событий структурно-вещественной эволюции рассмотренных комплексов выглядит следующим образом.

Интенсивной деформации раннего этапа на западе щита (формирование листрических взбросо-надвигов и всего парагенеза ассоциирующих с ними структур) на Центральном Алдане соответствуют только реликтовые ориентировки оливина и гиперстена ортопород „скиалитов": ось сжатия в это время в обоих районах была ориентирована субгоризонтально в широтном направлении. Движение масс, судя по морфологии листрических разломов Тарыннахского месторождения, шло в запада, так что до Центрального Алдана, видимо, докатились лишь „отзвуки" этой деформации.

Деформации раннего этапа эволюции железоносного комплекса Центрального Алдана (формирование листрических взбросо-надвигов и современной петроструктуры пород за пределами последних при северо-восточной ориентировке субгоризонтальной оси сжатия) аналога на западе щита, как будто, нет. Возможно, однако, что подобные напряжения на западе щита реализовались в сдвиговой деформации по ранее возникшим субмеридиональным плоскостям расслоенности, которую (деформацию) трудно „вычленить" из более поздней сдвиговой же деформации по тем же плоскостям.

Поздние этапы структурно-вещественной эволюции обоих железоносных комплексов очень схожи друг с другом: по региональной ориентировке (север-северо-восточной) оси сжатия, кинематике (сдвиг), типу вещественной переработки (скарнирование, формирование метасоматических магнетитовых руд) и, наконец, по „пульсирующему" характеру деформации и температурного режима. На этом основании можно предположить, что завершающие этапы докембрийской эволюции железоносных комплексов западной и центральной части Алданского щита приблизительно синхронны.

Литература

1. Кулаковский А.Л. Пострудные деформации и их роль в формировании структуры Тарыннахского железорудного месторождения. Автореф. канд. дис. М., 1981. 20 с.

2. Кулаковский А.Л. Кинк-бенды и связанные с ними структурные формы в зоне Чарского глубинного разлома // Геол. и геофиз. 1982. 5. С. 36-44.

3. Кулаковский А.Л., Перцев Н.Н. Регенерация ортосиликатов магния и некоторые аспекты генезиса богатых железных руд Таежного железорудного месторождения // Геол. руд. м-ний. 1986. 2. С. 25-41.

4. Кулаковский А.Л., Перцев Н.Н. Аллохтонные карбонатные породы в докембрии Центрального Алдана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. 1. С. 52-68.

5. Маракушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Изд. ДВНЦ АН СССР, 1958. 120 с.

6. Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Метасоматические кварциты, полиметаморфизм и деформация на Таежном железорудном месторождении (Центральный Алдан) // Закономерности метамагматизма, метасоматизма, метаморфизма и их связь с рудообразованием. М.: Наука, 1987.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Тектогенез и проблемы структурного анализа кристаллических комплексов 7

Казаков А.Н. Тектонотип ареальной раннедокембрийской складчатости 7
Миллер Ю.В. Проблемы структурной корреляции эндогенных процессов 21
Лукьянов А.В. Методологические проблемы структурных исследований кристаллических комплексов 35
Заика-Новацкий В.С. Актуальные вопросы структурного анализа 53
Казаков А.Н. Местные, провинциальные и региональные структурно-возрастные шкалы 63
Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф. Роль сдвиговых деформаций в метаморфизме горных пород 68
Миллер Ю.В. Исследование структурно-метаморфической зональности архейских зеленокаменных структур методом количественной оценки деформации 82
Гончаров М.А. Асимметрия складок и ее происхождение 91
Кошевой Ю.Н. Оценка степени деформации метаморфических пород по геометрии профильных сечений складок (на примере ильменогорского комплекса) 104
Горяинов П.М. Самоорганизация как возможный механизм образования структурных ансамблей железистых кварцитов (на примере Кировогорского месторождения) 112
Родыгин А.И. Аномально двуосный кварц тектонитов как показатель оси сжатия эллипсоида деформации 127

Структурные исследования в регионах 134

Балтийский щит 134

Добржинецкая Л.Ф. Структуры архейского тектогенеза в породах чарнокитовой серии Кольского полуострова 134
Кацура И.К. Архейская кольцевая структура Волшепахк: строение и генезис (центральная часть Кольского полуострова) 154
Горлов Н.В. О гранитоидных куполах-глыбах архея 164
Афанасьева Е.Н. О соотношении сумий-сариолийского структурного комплекса с комплексом основания (на примере одного из участков Северной Карелии) 172
Алексеев В.Б. Структурный анализ и вопросы прогноза мусковитовых пегматитов Беломорья 180
Козлова Н.Е., Балаганский В.В. Микроструктурная ориентировка гиперстена и силлиманита в гранулитах Порьей губы (Кольский полуостров) 187

Украинский щит 193

Заика-Новацкий В.С. Структурный анализ архейских образований Украинского щита 193

Казаков А.Н., Заика-Новацкий Г.В. Нижнеархейские комплексы западной части Среднего Приднепровья и их складчатость 203

Валасис А.Г. Полициклическое развитие раннепротерозойских образований Украинского щита 216

Занкевич Б.А. Структурно-возрастная шкала Кривбасса и ее значение для железисто-кремнистой формации нижнего протерозоя Украинского щита 224

Кушеев В.В. Ориентировка кварца в железистых кварцитах Криворожского бассейна 233

Восточная Сибирь 244

Мельников А.И. Основные этапы структурной эволюции шарыжалгайского комплекса в раннем докембрии 244

Рачков В.С., Розен О.М., Сонюшкин В.Е. Морфология складчатости и особенности механизма деформаций пород кристаллического комплекса Анабарского щита 253

Оксман В.С. Структурно-метаморфическая эволюция зон диафтореза Анабарского массива 261

Кулаковский А.Л. Структурно-вещественная эволюция железоносных комплексов Алданского щита 269

Научное издание

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
В ОБЛАСТЯХ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии
докембрия АН СССР

Редактор издательства Л.А. Рейхерт
Художник В.Н. Васильев
Технический редактор Е.Н. Никитюк
Корректор Э.Г. Рабинович

ИБ № 33260

Подписано к печати 02.02.89. М-23053. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная №1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 18.00. Усл.кр.-от. 18.25. Уч.-изд. л. 20.36. Тираж 650. Тип. зак. № 760. Цена 3р. 70к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство „Наука".
Ленинградское отделение.
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография
издательства „Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

УДК 551.24:551.71 (470.21)

Казаков А.Н. Тектонотип ареальной раннедокембрийской складчатости // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 7–20.

Основные особенности складчатости: 1) основу тектонотипа составляют крупно- и среднемасштабные складки регионального распространения, 2) формирование структур началось с купольно-мульдовой складчатости и получило продолжение в этапах последовательно возникавших ансамблей линейных складок, 3) складки каждого этапа имеют субпараллельную азимутальную ориентировку при отсутствии латеральной и вертикальной зональности, 4) распространение складчатости не ограничено какими-либо жесткими упорами-глыбами, 5) складки каждого этапа имеют ареальное распространение на больших площадях при равномерном распределении складок по этим площадям, 6) складчатость занимала всю глубину „гранитной части коры – от свободной поверхности планеты до сейсмического раздела на глубине 12–15 км. Особенности складчатости наиболее полно объясняются гипотезой Пейве-Савельева. Библиогр. 17 назв. Ил. 4.

УДК 551.2

Миллер Ю.В. Проблемы структурной корреляции эндогенных процессов // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 21–34.

Структурная корреляция эндогенных процессов – универсальный метод, с помощью которого 1) систематизируется геологическая, петрологическая, геохронологическая информация, 2) познаются причинно-следственные связи между различными процессами и явлениями, 3) анализируются метаморфические комплексы с позиции цикличности их развития. При исследовании немых метаморфических комплексов раннего докембрия метод имеет еще одно применение – с его помощью выделяются крупные стратиграфические подразделения, отвечающие структурно-метаморфическим ярусам. Возможности метода ограничены, поскольку этапы деформации не всегда отвечают требованиям, предъявляемым к относительной системе временных реперов. Библиогр. 4 назв. Ил. 2. Табл. 4.

УДК 551.25

Лукьянов А.В. Методологические проблемы структурных исследований кристаллических комплексов // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 35–52.

При изучении кристаллических комплексов нередко возникают неоднозначные интерпретации фактического материала. Рассмотрены четыре методологи-

ческие проблемы, осложняющие интерпретацию наблюдений: 1) проблема происхождения и возраста (в полиметаморфических комплексах горные породы, как правило, полигенны и полихронны, что приводит к неопределенности понятий их возраста и происхождения), 2) положения структурообразующих событий в пространстве (неудачный выбор системы координат, в которой рассматриваются тектонические события, может привести к ошибкам при корреляции этих событий), 3) совместимости деформаций (одновременные деформации всегда неоднородны, их стиль в разных точках пространства различен, а закономерности структурных рисунков определяются необходимостью совместимости неоднородных деформаций), 4) единства метаморфизма и деформации (реальный метаморфизм всегда может быть разложен на две компоненты, первая из которых определяется формированием новых минеральных ассоциаций, а вторая - новых ориентированных структур. Вторая компонента, именуемая стресс-метаморфизмом, является одновременно и формой проявления деформации горной породы, что раскрывает неразрывное единство этих двух явлений). Для преодоления перечисленных проблем нужны специальные количественные исследования структуры кристаллических комплексов. Библиогр. 29 назв. Ил. 8.

УДК 551.243

Заика-Новацкий В.С. Актуальные вопросы структурного анализа // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 53-63.

Рассмотрены важнейшие достижения структурной геологии, ее методическая основа и задачи в связи с крупномасштабным геологическим картированием и новыми видами геологосъемочных работ. Приведенные данные основываются на изучении преимущественно Украинского щита. Библиогр. 27 назв.

УДК 551.243 (470.21+470.22)

Казаков А.Н. Местные, провинциальные и региональные структурно-возрастные шкалы // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63-68.

Введено понятие о структурно-возрастных шкалах разных рангов. Местные шкалы включают складки разных этапов, локально проявленных только на данном участке, многие из них не коррелируются со складками смежных площадей. Провинциальные шкалы составляют на основе тех этапов складчатости, которые коррелируются по группе участков или площадей. Региональные структурно-возрастные шкалы включают преимущественно крупно- и среднемасштабные складки регионального распространения, которые имеют сквозное развитие по всем провинциям и площадям. Библиогр. 5 назв. Ил. 1.

УДК 551.25 (571.53)

Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф. Роль сдвиговых деформаций в метаморфизме горных пород // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 68-82.

В раннедокембрийских высокоградиентных метаморфических ареалах Патомского нагорья и Западного Прибайкалья присутствуют метаморфические парагенезисы, отличные от сингенетических ассоциаций окружающей фоновой обстановки. Их существование связывается со сдвиговыми деформациями в горных породах, при которых возникает приращение термодинамического давления по сравнению с литостатической составляющей, создающее условия реализации метаморфических превращений вне связи с общим погружением толщ. Приводится математическая модель, описывающая это явление. Библиогр. 17 назв. Ил. 6.

УДК 551.25

Миллер Ю.В. Исследование структурно-метаморфической зональности архейских зеленокаменных структур методом количественной оценки деформации // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 82-90.

Деформация, оценивавшаяся по коэффициентам сплющивания лавовых подушек, возрастает по экспоненте с повышением метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Изодеформационные линии и фронты развития складок послойного течения двух генераций и птигматитовых складок располагаются субсогласно с границей между метаморфическими фациями. Все это указывает на генетическую связь структурной зональности с прогрессивным метаморфизмом. При прочих равных условиях в зонах крупных разломов фронт метаморфической перекристаллизации и следующие за ним структурные преобразования продвигались быстрее, чем на соседних участках. Это значит, что сдвиговые деформации существенно повышают теплопроводность горных масс. Библиогр. 9 назв. Ил. 4.

УДК 551.243

Гончаров М.А. Асимметрия складок и ее происхождение // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 91-104.

Асимметрия складок, типичных для геосинклинальных складчатых областей, характеризуется комплексом взаимосвязанных и взаимообусловленных признаков, обнаруживаемых при сравнении противоположных крыльев (неравная длина и мощность слоев, разный угол между крыльями и осевой плоскостью, различные соотношения кливажа со слоистостью, разное проявление других малых структурных форм). Асимметрия возникает в поле напряжений „косого сжатия", когда ось максимального сжатия направлена под углом к слоистости или ее вторичным эквивалентам (сланцеватости или метаморфической полосчатости). При структурных исследованиях, в том числе в областях развития докембрийских метаморфических комплексов, асимметрии складок уделяется явно недостаточное внимание. В то же время изучение этого явления имеет как теоретическое значение (выявление предскладчатого поля напряжений, генезиса лежачих складок, происхождения кливажа и времени его возникновения, выяснение характера складчатых движений крупного масштаба), так и практическое применение при геологическом картировании и поисках полезных ископаемых. Библиогр. 14 назв. Ил. 4.

УДК 551.243:552.4 (470.5)

Кошевой Ю.Н. Оценка степени деформации метаморфических пород по геометрии профильных сечений складок (на примере ильменогорского комплекса)// Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 104-112.

В основе любой методики количественного анализа деформаций по складкам лежит механизм складкообразования. В статье разбираются основные механизмы формирования складчатых структур, известные теоретические модели складок и геометрическая характеристика последних в профильных сечениях. Сравнение морфологии природных складок с существующими моделями позволяет дать приблизительную оценку величины деформации сложнодислоцированных комплексов. Приводятся результаты количественного анализа деформации в ильменогорском метаморфическом комплексе. Библиогр. 18 назв. Ил. 4.

УДК 551.71+553.3 (470.21)

Горяинов П.М. Самоорганизация как возможный механизм образования структурных ансамблей железистых кварцитов (на примере Кировогорского месторождения) // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 112-127.

Структурно-вещественный комплекс месторождения обладает высокой упорядоченностью, подобием разномасштабных форм (скейлинг-эффект), нелинейным характером распределения содержания железа относительно объемов рудных тел, высокой динамикой. Естественно при этом, что система является открытой. Таким образом, вся структурно-вещественная ассоциация несет в себе все признаки образования в процессе самоорганизации. Использование классических приемов, основанных на методологии линейной термодинамики и опирающихся на представлении о том, что система эволюционирует, приближаясь к равновесию, не только не решает известных проблем генезиса докембрийских руд, но и порождает новые.

Предлагаемый подход к изучению структурно-вещественных комплексов с железными рудами открывает ряд новых практических возможностей, охватывающих проблему как прогнозирования невскрытых частей рудных ансамблей, так и качественного состава руд, входящих в те или иные ансамбли. Библиогр. 18 назв. Ил. 7.

УДК 549.514.51+551.243.4

Родыгин А.И. Аномально двуосный кварц как показатель оси сжатия эллипсоида деформации // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 127-133.

В складке скалывания из фронтальной части надвиговой пластины изучена ориентировка кальцита, биотита и кварца. Кварц, заключенный в виде изолированных зерен в кальцитовой ткани, обладает аномальной двуосностью (угол оптических осей в среднем достигает 20°). Плоскость оптических осей располагается практически перпендикулярно к оси сжатия, установлен-

ной анализом микро-, мезо- и макромасштабных структур, а острая биссектриса параллельна шарниру складки. Аномально двуосный кварц может использоваться для определения ориентировки оси сжатия, вызвавшего двуосность этого минерала. Библиогр. 11 назв. Ил. 3.

УДК 551.24:551.71 (470.21)

Добржинская Л.Ф. Структуры архейского тектогенеза в породах чарнокитовой серии Кольского полуострова // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 134-154.

Приводится анализ и корреляция деформаций пород чарнокитовой серии, слагающей архейский фундамент восточной части Балтийского щита. Рассмотрено строение чарнокитовой серии Центральнокольской зоны и Мурманского блока, проведена корреляция структурных событий этих двух разделенных мощным сдвигом сегментов земной коры. Сделаны выводы о едином допопийском тектогенезе Центральнокольского и Мурманского блоков, протекавшем в условиях глубинного покровообразования. Показаны различия в тектоническом развитии этих регионов в послепопийское время. Библиогр. 16 назв. Ил. 4.

УДК 551.24:551.71 (470.21)

Кацура И.К. Архейская кольцевая структура Волшепахк: строение и генезис (центральная часть Кольского полуострова) // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 154-163.

Рассмотрено строение архейских гранулитовых комплексов в районе Волшепахк (Центральнокольская зона Кольского полуострова). На основании детального структурного картирования здесь выявлена кольцевая структура. Установленная последовательность структурно-метаморфических преобразований в районе хр. Волшепахк и анализ тектонической ситуации в сопредельных районах позволяют сделать вывод о том, что Волшепахкская кольцевая структура является структурой вращения, созданной в условиях гранулитового метаморфизма под контролем пластической сдвиговой деформации. Библиогр. 6 назв. Ил. 3. Табл. 1.

УДК 551.24:551.71 (470.22)

Горлов Н.В. О гранитоидных куполах-глыбах архея // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 164-172.

В противовес распространенному представлению о диапировой природе гранито-гнейсовых „куполов" архейских гранит-зеленокаменных областей автором на оригинальных материалах показано глыбовое происхождение этих структурных форм, что позволяет говорить о компетентном состоянии древнейших гранитоидов в ту эпоху. Автор видит в этом подтверждение ранее высказанному им мнению об относительно устойчивом тектоническом режиме Карельской гранит-зеленокаменной области в архейское время. Библиогр. 17 назв. Ил. 4.

УДК 551.24 (470.22)

Афанасьева Е.Н. О соотношении сумий-сариолийского структурного комплекса с комплексом основания // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 172-180.

Рассмотрены соотношения сумий-сариолийского структурного комплекса с ультраметаморфическим комплексом основания. В основу построений положена история деформационного и других эндогенных процессов, проявленных в обоих комплексах; особое внимание уделено процессам бластомилонитизации и щелочного метасоматоза, развитым в ультраметаморфическом комплексе вблизи контакта с сумий-сариолийскими образованиями. Корреляция эндогенных процессов позволила установить деформацию, метаморфизм, иные преобразования, предшествующие накоплению сумий-сариолийских пород. Анализ этих данных с позиции цикличности позволил отнести ультраметаморфический комплекс к беломорскому. Библиогр. 3 назв. Ил. 3. Табл. 1.

УДК 551.24(470.21):552.322 (470.21)

Алексеев В.Б. Структурный анализ и вопросы прогноза мусковитовых пегматитов Беломорья // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 180-187.

Предложена методика выявления структурного контроля мусковитовых пегматитов для Северо-Западного Беломорья, где установлены три деформационных цикла: ребольский, селецкий и свекофеннский. Установлено, что для Неблогорского района на уровне пегматитовых полей контроль осуществляется интерференцией крупных складок селецкого цикла и пересечением областей интерференции зонами пластического сдвига, завершающими селецкие дислокации. На уровне месторождений контроль осуществляется отдельными тектоническими линзами-чешуями, обособившимися в течение селецкого цикла и испытавшими среднюю степень плагиомигматизации и щелочного метасоматоза селецкого-свекофеннского циклов. Высокопроницаемые зоны рассланцевания интерпретируются как рудоподводящие каналы, поверхности надвигов свекофеннского цикла - как экраны, зоны трещиноватости - как рудовмещающие структуры. Библиогр. 12 назв. Ил. 3.

УДК 551.254 (470.21)

Козлова Н.Е., Балаганский В.В. Микроструктурная ориентировка гиперстена и силлиманита в гранулитах Порьей губы (Кольский полуостров) // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 187-193.

В результате микроструктурного анализа установлено, что ориентировки гиперстена и силлиманита, синхронно кристаллизовавшихся в бластомилонитах во время надвигания пород Умбинского блока на кристаллические толщи Колвицкой зоны, контролировались механизмом пластической деформации путем трансляционного скольжения по системам $\{010\}[001]$ и $\{110\}[001]$ для силлиманита и $\{110\}[001]$ для гиперстена. Библиогр. 11 назв. Ил. 5.

УДК 551.243:551.71 (477)

Заика-Новацкий В.С. Структурный анализ архейских образований Украинского щита // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 193-203.

Рассмотрены наиболее общие и существенные особенности структурной геологии Украинского щита, выявленные при помощи структурного анализа на локальном уровне исследований. Приведена последовательность структурно-метаморфических и ультраметаморфических событий в архее на примере Среднего Побужья. Выявлено соотношение планарной текстуры и складчатой структуры, обоснована функциональная зависимость последней от смещений по системе крутозалегающих сближенных поверхностей, определяющих морфологию и облик архейских образований. Даны методические рекомендации для крупномасштабного картирования нижнедокембрийских комплексов Украинского щита. Библиогр. 17 назв. Ил. 4. Табл. 1.

УДК 551.24:551.71 (477.63)

Казаков А.Н., Заика-Новацкий Г.В. Нижнеархейские комплексы западной части Среднего Приднепровья и их складчатость // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 203-216.

В составе нижнедокембрийских комплексов выделяются тоналиты-плагиограниты с фацией порфировластических демуринских гранитоидов, гнейсов, амфиболиты и трондьемиты аульской серии, мироновский комплекс гранитоидов. Складчатость в них завершилась до образования конкско-верховцевских палеовулканитов. Выделяются две структурные зоны - Демуринская и Базавлукская с самостоятельным структурно-метаморфическим развитием. Древнейшей структурой является Саксаганский купол. По пространственной ориентировке хорошо коррелируются складки северо-западного простирания (F_2 и Φ_2) в обеих зонах. Обладают самостоятельной ориентировкой складки F_3 (северо-восточные, Демуринская зона) и Φ_3 (меридиональные, Базавлукская зона). Библиогр. 13 назв. Ил. 3.

УДК 551.242.055:551.25:551:262:551.71(477)

Валасис А.Г. Полициклическое развитие раннепротерозойских образований Украинского щита // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 216-224.

Структурно-метаморфические исследования среди раннепротерозойских метаморфизованных, собственно метаморфических и кристаллических образований в пределах Кировоградского и Волынского блоков позволили составить принципиальную шкалу структурно-метаморфической эволюции. В эволюционной шкале выделяются три тектоно-метаморфических цикла (C' - 2600-2200, C'' - 2200-1900, C''' - 1900-1600 млн. лет). Первый ТМЦ является полным циклом, наложенные C'' и C''' - редуцированными. По географическому принципу данные ТМЦ могут быть выделены как ингульский, ташлыкский и коростенский (соответственно C', C'', C'''). Границы циклов проводятся по об-

разованию постскладчатых гранитоидов, срезающих все предыдущие структурно-метаморфические парагенезисы. Библиогр. 17 назв. Ил. 1. Табл. 2.

УДК 551.24:551.72 (477.63) + 553.3 (477.63)

Занкевич Б.А. Структурно-возрастная шкала Кривбасса и ее значение для железисто-кремнистой формации нижнего протерозоя Украинского щита // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 224-232.

Рассматриваются наложения (пересечения) складок размером до десятков и сотен метров в железисто-кремнистых породах криворожской серии. Выявленная последовательность образования складок в саксаганской и гданцевской свитах соответствует двухфазной схеме тектогенеза Кривбасса. Обсуждаются вероятные геологические причины складкообразования в бассейне, а также региональная значимость выделенных этапов и фаз для железисто-кремнистой формации Украинского щита. Библиогр. 9 назв. Ил. 4. Табл. 1.

УДК 551.24:549.514.51:553.3 (477.63)

Кушеев В.В. Ориентировка кварца в железистых кварцитах Криворожского бассейна // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 233-244.

Приводятся результаты микроструктурного анализа кварца в литологических разностях железистых пород Криворожского бассейна. По характеру геометрического узора ориентировки оптических осей кварца выделяются два резко различных типа тектонитов. На основании сопоставления пространственного распределения типов делается вывод о том, что узор ориентировки кварца определяется метаморфической зональностью региона. Библиогр. 13 назв. Ил. 7.

УДК 551.243 (235.35)

Мельников А.И. Основные этапы структурной эволюции шарыжалгайского комплекса в раннем докембрии // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 244-253.

По результатам детального структурного картирования дана характеристика общих закономерностей эволюции земной коры Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы. Основное внимание уделено расшифровке раннедокембрийских этапов формирования структуры и ее главных перестроек. Приведены данные по количественной оценке величин тектонических деформаций и реологических свойств деформируемой толщи на основе анализа морфологии природных тензодатчиков структур будинажа. Библиогр. 13 назв. Ил. 5.

УДК 551.24:551.71 (571.51+571.56)

Рачков В.С., Розен О.М., Сонюшкин В.Е. Морфология складчатости и особенности механизма деформаций пород кристаллического комплекса Анабарского щита // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 253-260.

Складчатая структура кристаллического комплекса Анабарского щита сформировалась в два основных этапа. Первый из них, в ходе которого возникла изоклинально-складчатая структура гранулитового комплекса, завершился на рубеже около 3,0 млрд. лет назад. Во второй этап вдоль зон глубинных разломов происходила существенная перестройка первоначальной складчатой структуры. В условиях амфиболитовой фации метаморфизма формировались складки разнообразных форм, в то время как в параметрах зеленосланцевой фации происходило образование линейно-полосчатых тектонитов.

Исследование деформационных особенностей кварца из различных пород кристаллического комплекса Анабарского щита методами электронной микроскопии позволило установить, что формирование изоклинально-складчатой структуры гранулитового комплекса осуществлялось посредством механизма динамической рекристаллизации. Структура относительно низкотемпературных тектонитов фации зеленых сланцев обусловлена механизмом дислокационного скольжения. Библиогр. 17 назв. Ил. 3.

УДК 551.24:551.71 (571.51+571.56)

Оксман В.С. Структурно-метаморфическая эволюция зон диафтореза Анабарского массива // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 261-268.

Структурный анализ зон диафтореза и выяснение их соотношений с важнейшими интрузивными комплексами позволили выделить в истории развития Анабарского массива три тектоно-метаморфических цикла, разделенные проявлениями основного магматизма. Первый цикл отвечает условиям гранулитовой фации, второй – амфиболитовой, третий – эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой. Развитие завершается брекчированием и катаклазом, которые не сопровождаются метаморфизмом и не распространяются на рифейский чехол. Библиогр. 5 назв. Ил. 2. Табл. 1.

УДК 551.24:551.71 (571.56)+553.3 (571.56)

Купаковский А.Л. Структурно-вещественная эволюция железоносных комплексов Алданского щита. Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 269-275.

Рассмотрена история формирования структуры и сопряженного преобразования состава железоносных комплексов двух типов: железистых кварцитов западной части Алданского щита и метасоматических магнетитовых руд Центрального Алдана. Установлено, что в обоих случаях кинематическая обстановка эволюционирует от взбросо-надвигов по разломам листрового типа к сдвигам по тем же разломам. Интенсивность преобразования структуры и состава пород железоносных комплексов на одноименных по характеру кинематики этапах резко отличается. Предложена схема корреляции этапов структурно-вещественной эволюции железоносных комплексов западной и центральной части Алданского щита. Библиогр. 6 назв.