

## І. ОБЩАЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ; ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.16

С.Г. Паняк

### УЧЕНИЕ О МЕТАМОРФИЗМЕ НА РУБЕЖЕ ВЕКОВ

Прошло 35 лет со дня основания в Уральской государственной горно-геологической академии научной школы метаморфизма, заложившей основы системного изучения на Урале метаморфических комплексов – продуктов наиболее сложных петрогенетических процессов литосферы. Основателем школы и первым редактором ее печатного органа – межвузовского научного тематического сборника “Геология метаморфических комплексов” – был профессор Г.А. Кейльман, которому в 2003 году исполнилось бы 80 лет. За истекшее время издано 20 тиражей сборника, в котором, начиная с 6-го номера, рассматривались самые разные аспекты этого учения на примерах практически всех континентов Земли. Ниже кратко изложено состояние проблемы в той ее части, которая не вызывает особых дискуссий.

Под метаморфизмом (от греческого *metamorphoōmai* – преображаюсь) понимают процесс изменения горных пород под воздействием, главным образом, эндогенных факторов (давления, температуры, флюидной среды). В очень редких случаях говорят об экзогенных (космических) факторах ударного метаморфизма, имея в виду прежде всего формирование таких экзотических пород, как импактиты, зювиты и др. Наряду с литогенезом и магматизмом, метаморфизм выступает как один из трех глобальных петрогенетических процессов. В широком смысле в это понятие можно отнести всякое фазовое превращение в литосфере, исключая изменения пород под воздействием экзогенных процессов, а также диагенез морских осадков. В общепринятое понятие не включается также “метаморфизм углей”, который протекает в рамках термодинамических условий диагенеза.

По своей сути метаморфизм реализуется путем перекристаллизации пород без существенного плавления. Преобразуя, таким образом, минеральный состав, новообразованная (метаморфическая) порода приспособляется к изменившимся физико-химическим условиям среды. При этом исходная порода, как правило, теряет свой первоначальный облик.

#### Факторы метаморфизма

К активным внешним факторам процесса относят, прежде всего, *температуру*, которая определяет кинетику реакций замещения минералов, фациальный уровень минеральных равновесий. Следует учитывать также фактор длительности термостатирования, протяженность которого для метаморфических процессов может достигать первых десятков миллионов лет. В таких условиях природные минеральные замещения могут достигнуть равновесных состояний при значительно меньших температурах, чем в условиях эксперимента. Различия могут достигать первых сотен градусов.

Высокие температуры метаморфических превращений, которые могут достигать 1000-1100 °С, обуславливаются несколькими причинами. В литосфере всегда существует определенный температурный фон, обеспечиваемый потоком глубинного тепла с геотермическим градиентом около 30° на 1 км. Кроме того, важнейшим регулятором температурных условий выступает тектоника. При рифтогенезе должны возникать декомпрессионные условия с последующим фокусированием тепло-массопотоков конвекционной природы. Важную роль в повышении температуры могут играть также экзоэнергетические реакции, связанные с окислением глубинных восстановленных флюидов. В зонах коллизионных тектонических швов, субдукции значительное количество тепла генерируется при трении блоков.

*Давление* как второй активный фактор метаморфизма обусловлено различными причинами и проявляется по-разному. Как и температура, давление с глубиной возрастает, это происходит за счет лито- и гидростатической нагрузки, обеспечивающей определенный барический фон. Доказано, однако, что этот вид давления не оказывает существенного влияния на перекристаллизацию пород.

Более существенное влияние на метаморфический петрогенезис в литосфере оказывает стрессовое (ориентированное тектоническое) давление, которое обусловлено, в конечном счете, глобальной конвекцией вещества в астеносфере, обеспечивающей, в свою очередь, перемещение литосферных плит, и ротационными силами Земли. В противоположность литостатическому, стрессовое давление мало зависит от глубины. В зависимости от геодинамических условий в литосфере, оно может резко возрастать либо создавать декомпрессионные участки в рифтовых структурах, где быстрый "сброс" давления вызывает локальное плавление астеносферы, рождение очагов магмы.

Важнейшую роль при метаморфических замещениях играет давление флюида, которое всегда коррелируется с тектоническим. Высокотемпературные растворы и флюиды выступают, прежде всего, как катализаторы реакций растворения и замещения минералов. Многие исследователи полагают, что без них метаморфизм был бы невозможен. Доказано также, что присутствие флюидов способно снижать температуру энергетических барьеров разрушения решеток первичных минералов на 200-300°.

С повышением температуры роль стрессового давления снижается, так как в условиях появившейся пластичности оно становится, до некоторой степени, "всесторонним". И, наоборот, при снижении температуры новообразование минералов происходит в резко анизотропных (по давлению) условиях, что способствует формированию удлинённых, уплощённых, чешуйчатых минералов и сланцеватых текстур.

Химический и минеральный состав исходной породы (эдукта), ее текстурно-структурные особенности можно полагать пассивными факторами метаморфизма. Они в существенной степени определяют состав минеральных новообразований, взаимодействуют с флюидной фазой, меняют ее состав, регулируют химическую и кристаллизационную активность pH и Eh среды.

### Виды метаморфизма

В зависимости от сочетания упомянутых активных факторов выделяют три вида метаморфизма: термальный, или контактовый (с ведущей ролью температуры), дислокационный или динамометаморфизм (при определяющей роли давления), динамотермальный или региональный (задействованы оба фактора - T и P). Первая часть названия отражает физический аспект процесса, вторая - геологические условия проявления.

*Контактовый* (термальный) метаморфизм обусловлен тепловым воздействием внедрившейся магмы на относительно "холодные" вмещающие породы при "фоновом" давлении, зависящем от глубины залегания. Длительность теплового воздействия (термостатирования) зависит, прежде всего, от объема магматического очага, глубины его залегания. Крупные магматические тела (батолиты) отдают тепло  $10^4$ - $10^5$  лет, мелкие жильные образования застывают очень быстро, образуя сантиметровые "зоны закалывания" во вмещающих породах. Метаморфические преобразования вокруг батолитов образуют обрамляющие ореолы размером до первых километров. В условиях высокоградIENTного перепада температуры, характерного для данного вида метаморфизма, можно говорить о локальных минеральных равновесиях. Сам характер минеральных замещений определяется в этом случае рядом причин: удаленностью от контакта, наличием флюидов, глубиной залегания, градиентом концентраций, температур и т. п. Определяющая роль, однако, принадлежит контрастности состава, градиенту концентраций химических компонентов между магмой и вмещающей породой. При минимальном различии химизма взаимодействующих геологических тел говорят о *нормальном контактовом* метаморфизме, когда миграция химических компонентов в заметных объемах не происходит. При наличии значимого контраста взаимодействующих пород говорят о *контактово-метасоматическом* метаморфизме.

При нормальном контактовом метаморфизме (по Т. Барту, 1952) реакции минеральных замещений протекают изохимически. В этом случае формируются роговики, минеральный состав которых определяется химизмом вмещающих пород и термодинамическими условиями среды. Некоторую роль может играть также присутствие флюидной фазы, а незначительные локальные перемещения вещества обусловлены своеобразной "очисткой" новообразованных минералов при их

перекристаллизации. Общий баланс химического состава пород даже в локальных объемах остается неизменным.

Ситуация кардинально меняется при внедрении силикатных магм во вмещающие породы с иным химическим составом. Наиболее типичная ситуация – внедрение магм в существенно карбонатные породы. Здесь, в высокоградиентной контрастной по составу зоне, возникают процессы порово-диффузного, инфильтрационного, ионно-диффузного переноса химических компонентов и замещение (в твердом состоянии) одних минералов другими. При этом отмечается встречная миграция. В широком смысле такие процессы называются метасоматическими (*метасоматозом* или *метасоматизмом*). Иногда этот процесс можно считать частным случаем метаморфизма, однако в последние годы его все чаще выделяют как самостоятельное геологическое явление, сопоставимое с магматизмом, метаморфизмом, седиментогенезом. Характерной особенностью метасоматического процесса считают “закон постоянства объема” Линдгрена, благодаря которому он отличается от *аллохимического метаморфизма*. Последний проявляется в глубинных условиях при наличии вязких сред, когда закон постоянства объемов не выдерживается.

Наиболее ярким представителем контактово-метасоматических процессов является скарнирование, конечным продуктом которого являются скарны. В низкотемпературной области контактового метаморфизма преобразование пород может протекать под воздействием горячих водных и водно-углекислых растворов. Такие изменения несут название *гидротермального метаморфизма*. Типичными представителями этого вида преобразований являются березит и лиственит. Первый из них – продукт гидротермально-углекислой переработки кислых пород, второй – основных и ультраосновных. В обоих случаях процесс приводит к карбонатизации пород. Гидротермальный метаморфизм по физико-химическим условиям примыкает к *автометаморфизму*. Различие в том, что листвениты и березиты формируются под воздействием внешних источников тепла, воды и углекислоты, а серпентинизация протекает за счет внутренних ресурсов тепла и вещества. Иногда внешне это различие выглядит чисто теоретическим. Автометаморфизм, однако, всегда протекает как *диафторез*.

*Дислокационный, или динамометаморфизм*, проявляется в стрессовых условиях и связан с разрывными, шовными зонами в литосфере, которые иногда называют зонами деструкции, зонами смятия. Сопровождается, прежде всего, отчетливыми структурными изменениями (дроблением) породы. Частичная или полная перекристаллизация сопровождает процесс деструкции породы в зависимости от глубины ее проявления, а значит, от температурного фона. Чаще всего динамометаморфизм сопровождает складкообразовательные процессы. На больших глубинах с повышением температуры динамометаморфизм плавно переходит в область регионального метаморфизма, где стрессовое давление постепенно (в условиях пластичных сред) становится “всесторонним”.

Наиболее типичными представителями динамометаморфизма верхней части литосферы являются милониты, катаклазиты, меланж, для которых характерны, прежде всего, структурные преобразования. В глубинных частях литосферы, в крупных шовных зонах типа Главного Уральского глубинного разлома (ГУГРа) проявляются различные по составу и облику эклогиты и глаукофановые сланцы. На Урале в зоне Максютковского метаморфического комплекса эклогиты массивной текстуры образуют своеобразные будины в пластичной среде сланцев. В глубинных условиях проявления данного вида метаморфизма перекристаллизация резко доминирует над структурными преобразованиями.

*Региональный метаморфизм* проявляется при одновременном проявлении давления и температуры на больших пространствах (регионах), которые вовлечены в единый геосинклинальный процесс. Структурно-текстурные и минеральные преобразования в таких регионах протекают в широком интервале температур и давлений. Третьим фактором, влияющим на характер перекристаллизации, следует считать флюидную (иногда гидротермальную) среду. Минимальные термодинамические условия проявления регионального метаморфизма стыкуются с диагнезом морских осадков, а максимальные ограничиваются плавлением пород, т. е. достигают примерно 1000 °С. И нижний, и верхний пределы метаморфических преобразований не имеют четко выраженных границ так как зависят от множества факторов: состава эдукта, флюидной фазы, длительности термостатирования и др.

Поле проявления регионального метаморфизма разделено на ряд областей, которые характеризуются наличием равновесных минеральных ассоциаций. Такие области с

установившимися минеральными равновесиями называются *метаморфическими фациями* (П. Эскола, 1915). В настоящее время это понятие широко используется для других видов метаморфизма.

Для регионального метаморфизма распространено представление о четырех метаморфических фациях: зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, гранулитовой. Иногда к ним добавляют эклогитовую и глаукофановых сланцев как переходные к другому (дислокационному) виду метаморфизма. Оценка границ метаморфических фаций проводится по ряду методик. Наиболее развито представление об индекс-минералах, устойчивость которых хорошо изучена. Напомним также о том, что с учетом кинетики реакций температурные барьеры для перестройки кристаллических решеток минералов в экспериментальных условиях требуют повышения температур на 200-300° по сравнению с природными условиями, где эта разница компенсируется длительностью процессов.

Несколько особо следует говорить об автометаморфическом преобразовании пород под воздействием собственного тепла. Сюда относят, прежде всего, изменения лавовых потоков во время их остывания – *зеленокаменное перерождение*. Наиболее широко этот вид преобразований развит в геосинклинальных областях (эвгеосинклинальных зонах) при наличии мощных вулканогенных толщ. Зеленокаменное перерождение или зеленокаменный метаморфизм начинается еще на собственно магматической стадии при температуре выше 600 °С, затем оно продолжается на пневматолитовой стадии (600-375 °С) и завершается на гидротермальной (менее 375 °С). К продуктам этого вида метаморфизма относят широко развитые пропилиты по вулканогенным образованиям, серпентиниты по ультраосновным породам и др.

Как правило, интенсивность таких метаморфических процессов проявляется зонально. К исключениям следует относить упомянутый выше зеленокаменный метаморфизм в эвгеосинклиналиях, а также так называемый *пангранулитовый метаморфизм* раннедокембрийских пород, относимых к адданийскому структурно-вещественному комплексу. Здесь спорной остается природа безградиентного метаморфизма гранулитовой фации, характерного только для древнейших образований нашей планеты. Возможно, что безградиентные температурные условия можно увязать с длительным субвертикальным положением геотерм на “венерианской” стадии жизни Земли, когда температура на ее поверхности (вследствие парникового эффекта) достигала нескольких сотен градусов. Лишь с удалением Луны и снятием парникового эффекта произошло охлаждение поверхности Земли.

Протерозойские и более поздние метаморфические процессы не превышают уровня амфиболитовой фации, выше которой начинаются *ультраметаморфические преобразования*, сопровождающиеся плавлением пород. Более низкий температурный фон плавления пород обусловлен участием в процессах воды, способной снижать энергетические барьеры минеральных преобразований на несколько сотен градусов. В раннедокембрийских комплексах такие преобразования протекали, как полагают, преимущественно в “сухих” безводных условиях, поэтому температуры плавления были значительно выше, т. е. могли превышать 1000 °С.

Термин *ультраметаморфизм* (“ультра” – сверх) ввел в оборот П. Холмквист в 1909 г. Этот вид преобразований пород, естественно, осуществляется на значительных глубинах, в зонах высоких температур, нередко превышающих условия плавления кислых пород. Сочетание высокометаморфизованных пород с разветвленной системой прожилков кислых магматических пород, прошедших процесс плавления, называют *мигматитами*. Последние охотно развиваются по ранее “подготовленному” субстрату – архейским гранулитовым комплексам. В этом случае мигматизация, развивающаяся на фоне амфиболитовой фации, по отношению к гранулитовому субстрату выступает как регрессивный процесс. К тому же изменилась флюидная среда, ставшая существенно водной. В условиях максимального проявления мигматизация может достичь полного плавления. В этом случае процесс обозначается несколькими близкими по значению терминами: палингенез, анатексис, реоморфизм. Различия между ними имеют, скорее всего, теоретический характер.

Длительность процессов регионального метаморфизма, по оценкам различных авторов [9], достигает первых десятков миллионов лет. Древние метаморфические комплексы несут на себе следы полихронного воздействия. Однако в одной петрографической разновидности отчетливо можно разделить лишь два наложенных друг на друга процесса. При наложении более интенсивных метаморфических преобразований первичные минеральные ассоциации, как правило, замещаются без остатка. В случае наложения менее интенсивных, чем предыдущие, процессов иногда формируются продукты *диафтореза* – регрессивного метаморфизма, в которых сохраняются некоторые устойчивые минералы предшествующих генераций. Обычно оба упомянутых термина употребляют

как синонимы, хотя некоторые авторы подразумевают, что регрессивный метаморфизм является продолжением прогрессивного (его регрессивной ветвью) в условиях падающей температуры. Диафорез же рассматривается как отдельный наложенный процесс, который развивается с ростом температуры, прогрессивно по продуктам более глубокой метаморфической переработки предшествующего этапа, но вызывает в них лишь регрессивные преобразования.

### Метаморфизм и метасоматизм

Наиболее дискуссионны в учении о метаморфизме вопросы, связанные с оценкой масштабов миграции вещества, перемещения химических компонентов, соотношения изо- и аллохимических процессов. Общепринятым считается мнение о подвижности флюидов, играющих роль катализаторов, без которых реакции замещения были бы невозможны. В условиях прогрессивного метаморфизма реакции идут с выделением  $H_2O$  (дегидратация), процесс саморегулируется, а равновесие достигается относительно быстро. При регрессивном метаморфизме вода, наоборот, поглощается, поэтому без ее поступления из внешнего источника реакции быстро затухают.

Скорости реакций в целом находятся в степенной и прямо пропорциональной зависимости от двух факторов: температуры и концентрации реагирующих компонентов. Поэтому в низкотемпературных условиях скорости метаморфических реакций приближаются к нулю, лишь при наличии поровых растворов кинетика реакций может быть достаточной для метасоматических замещений с заметной динамикой массопереноса. Метасоматические процессы реализуются, таким образом, диффузионным и инфильтрационным механизмами при наличии градиента концентраций и давления флюидной фазы. Температура в любом случае обеспечивает кинетику реакций замещения. Главную роль в составе флюидов играют  $H_2O$  и  $CO_2$ , которые при температуре свыше  $300\text{ }^\circ\text{C}$  имеют практически неограниченную смесимость.

Кинетика метаморфогенно-метасоматических процессов тесно увязана с "правилом ступеней Оствальда", согласно которому при переходе от метастабильных фаз в стабильные образуется ряд переходных промежуточных фаз, имеющих максимальную скорость зародышевания и большую энтропию. Подобные метастабильные состояния формируются также при быстром изменении P-T условий. О продуктах регионального метаморфизма, длительность которого, как правило, превышает миллионы лет, можно говорить как о равновесных системах.

Детальное изучение разрезов метаморфических толщ Урала со статистически представительным количеством аналитических данных по каждой петрографической разновидности пород показало, что масштабы перемещений химических компонентов в продуктах амфиболитовой фации значительно выше, чем предполагалось ранее. Обоснованной кажется точка зрения акад. Д.С. Коржинского о том, что петрографические разновидности пород являются отражением "волны активности" химических компонентов. Можно, таким образом, говорить о перемещениях в рамках той или иной петрографической разновидности при сохранении общего баланса вещества в пределах метаморфического комплекса в целом.

Еще большие масштабы перемещений устанавливаются в гнейсово-мигматитовых комплексах, где фиксируется отчетливая (альтернативная по направлению) динамика вещества в ядре и сланцевом обрамлении. Гранитизация ядра при этом сопровождается выносом значительной части железо-магнезиальных компонентов, которые в сопоставимых масштабах привносятся в сланцевое обрамление, где образуют базификаты. Для последних фиксируются противоположные тенденции – вынос силикатных компонентов. Исключение касается  $K_2O$ , который привносится и в ядро, и в сланцевое обрамление, что может служить указанием на его глубинное происхождение. Здесь можно говорить о масштабах миграции, достигающих десятки километров.

Для регионального метаморфизма практически всегда можно выделить два следующих друг за другом этапа: калинатровый и калиевый. На первом этапе привносятся обе щелочи, на втором привносится  $K_2O$ , вытесняющий  $Na_2O$ . С характером глубинных флюидов ("сквозьмагматических растворов", по Д.С. Коржинскому), таким образом, увязывается общая петрохимическая эволюция метаморфогенно-метасоматических процессов.

Изложенное выше свидетельствует о трудностях разграничения метаморфических процессов от метасоматических. Теоретически можно утверждать, что замещение одного комплекса минералов другим, по крайней мере в локализованных объемах, должно сопровождаться некоторым изменением химизма. Подобное утверждение трудно, однако, использовать для оценки баланса вещества в значительных объемах пород.

Единственным надежным критерием принадлежности к метасоматическим процессам может служить принцип сохранения объема первичной породы при ее преобразовании. В противном случае говорить о балансе вещества весьма затруднительно. Сохранение объема, в свою очередь, соблюдается при отсутствии стрессового давления, т. е. в условиях контактового метаморфизма. Химический состав продуктов метаморфизма меняется при участии стрессового давления, когда объем исходной породы не сохраняется. В этом случае говорят об *алихимическом метаморфизме*, в противоположность *изохимическому*, при котором баланс вещества остается без изменений.

### Карты метаморфизма

Все разнообразие отмеченных выше видов проявления метаморфогенно-метасоматических процессов было описано в разных регионах планеты, а их природа особых возражений не вызывает. Ситуация резко меняется при попытке обобщения, увязки процессов с геодинамическими режимами литосферы по латерали и ее эволюцией во времени. Здесь взгляды исследователей существенно различаются, иногда до прямо противоположных. Наиболее ярко эти различия вытекают при составлении карт метаморфизма, в основу которых заложен геодинамический подход.

Вплоть до 40-х годов прошлого столетия в картировании метаморфических комплексов доминировал петрографический метод. На карту выносились разновидности метаморфических пород без учета их взаимоотношений и структурных позиций. В начале 50-х годов утверждается литолого-стратиграфический метод картирования, в котором главный акцент ставился на восстановлении "дометаморфической" природы пород, при этом за постулат принималась изохимичность процессов регионального метаморфизма.

Однако более плодотворным оказался метод изоград, в основу которого было положено выявление индексов-минералов, позволяющих подойти вплотную к картированию метаморфических фаций. Первой в мировой практике мелкомасштабной (1:7500000) картой была Карта метаморфических фаций (1966 г.), составленная под редакцией акад. В.С. Соболева. Методика и принципы ее составления в последующем были использованы для международных карт метаморфизма континентов. Метод фаций стал широко использоваться при государственном геологическом картировании масштаба 1:500000. Такие специализированные карты включались в перечень обязательных. Однако и они со временем перестали удовлетворять требованиям геологической науки. Для повышения эффективности геологической съемки метаморфических пород стала очевидной необходимость разработки детальных легенд, отражающих геодинамические закономерности проявления метаморфизма.

Геодинамический подход был заложен в классификационных схемах метаморфизма В.А. Глебовицкого [1], Н.Л. Добрецова с соавторами [2], Г.А. Кейльмана [4], А.А. Маракушева [6], А. Миясиро [7], Б.Я. Хоревой [8] и др. Практика показала, что наиболее наглядной и компактной для карт метаморфизма нового поколения является легенда, в которой цветом изображаются геологические типы метаморфизма, а интенсивностью их тона — фациальный уровень.

На современной Карте типов и фаций метаморфизма Урала, составленной в 1986-1991 гг. под редакцией Г.А. Кейльмана и К.К. Золоева, при участии сотрудников ВСЕГЕИ, выделены следующие геологические типы метаморфизма: 1 - пангранулитовый метаморфизм зогея, 2 - начальный метаморфизм погружения, 3 - зеленокаменный, 4 - зеленосланцевый, 5 - глаукофансланцевый, 6 - симатический плутонометаморфизм, 7 - сиалический плутонометаморфизм.

Пангранулитовый метаморфизм зогея как полихронное явление доуральской истории отвечает самостоятельному типу. Что касается следующего типа — начального метаморфизма, представленного фидитизированными сланцами Башкирского мегантиклинория, то его многие исследователи не рассматривают (и, видимо, правомерно) как метаморфизм. Зеленокаменный метаморфизм протекает на фоне относительно интенсивных тектонических дислокаций орогенной стадии. Несмотря на невысокие температуры, метаморфические реакции достигают равновесия, реликтовые структуры обычно отсутствуют. Таким образом, это уже типичный низкотемпературный метаморфизм. Глаукофансланцевый метаморфизм, как и симатический плутонометаморфизм, развит исключительно вдоль тектонических швов. Симатический плутонометаморфизм на Урале проявился весьма широко в связи со становлением на коровом уровне габбро-гипербазитовых комплексов. Характерно, что в периферийных зонах глаукофансланцевого и симатического плутонометаморфизма, за пределами динамических зон, развивается типичный зеленосланцевый метаморфизм. Сиалический плутонометаморфизм представлен на Урале гнейсово-мигматитовыми

комплексами. Породы, слагающие гнейсовые ядра в таких комплексах, характеризуются выдержанностью метаморфизма на уровне амфиболитовой фации (с сохранившимися реликтами гранулитовой). Полагают, что метаморфизм амфиболитовой фации имеет по отношению к субстрату регрессивный характер [3].

Изложенное выше в значительной степени становится классикой, базовой основой для дальнейшего изучения метаморфизма. Продуктивными направлениями на ближайшее будущее должны стать исследования этого процесса на микро- и мегауровнях. Первый предусматривает изучение физико-химических условий минеральных замещений на молекулярном уровне, а второй – установление взаимосвязи метаморфических процессов от геодинамических особенностей их проявления.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.
2. Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Хлестов В.В. Карты метаморфизма, метаморфические провинции и метаморфические формации // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 190-205.
3. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов М.: Недра, 1974. 200 с.
4. Кейльман Г.А. Классификационная система метаморфизма // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во СГИ, 1983. С. 3-18.
5. Кейльман Г.А., Золоев К.К. Изучение метаморфических комплексов. М.: Недра, 1989. 208 с.
6. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
7. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.
8. Хорева Б.Я. Генетическая типизация процессов регионального метаморфизма как основа фациального, формационного и металлогенического анализа метаморфических пород // Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1972. С. 110-118.
9. Sutton J. Proceedings of the Geological Society of London. Symposium: Depth and tectonics as factors in regional metamorphism, discussion. 1962. P. 34-36.

УДК 55(470.5 + 571.5)

Ю.Н. Федоров, К.С. Иванов, В.Н. Кошевой, В.В. Кормильцев, М.Ф. Печеркин, С.Г. Захаров,  
М.М. Павлов, Ю.В. Ерохин, О.Э. Погромская, Б.А. Калеганов, И.В. Князева

#### ГЕОЛОГИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (СЕВЕРО-СОСЬВИНСКИЙ РАЙОН)

В 2001-2002 гг. нами проведены комплексные геологические исследования и составлены геологические карты масштаба 1:500 000 фундамента Северо-Сосьвинского района (рис. 1, 2). В административном отношении рассматриваемая территория входит в состав Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области; охватывает зону сочленения восточного склона Урала и Западно-Сибирского мегабассейна, занимая более 6 листов масштаба 1: 200000 (P-41-I; II; VII; VIII; XIII; XIV). Площадь исследований имеет протяженность 300 км по меридиану, при ширине 110 км и практически полностью находится в зоне Тагильского мегасинклинория, палеозойские структурно-вещественные комплексы которого на крайнем западе участка выходят на поверхность. К востоку они погружаются под платформенный чехол Западно-Сибирского мегабассейна, и отложения триаса, относимые здесь к среднему структурному этажу. Для построения карт фундамента использованы результаты аэромагнитной съемки и карта аномалии силы тяжести в редукции Граафа-Хантера масштабов 1:200000, а также данные глубокого бурения. Сочетание плотностных и магнитных свойств, использование характерных морфологических признаков геологических объектов, аналогии физических полей над открытыми и погребенными структурами позволили составить кондиционные карты фундамента при недостаточном числе опорных скважин.