

УДК 551.251

З.А. БЕКМУХАМЕТОВА¹**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ
МЕТАМОРФИЗМА БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ
КЕМПИРСАЙСКОГО КОМПЛЕКСА. Ст. III**

Микроминералды және геохимикалық деңгейде рудаланудың пайда болуына қатысты жағдайлар кемпірсай кешенінің хромиттердің метоморфогенді рудалануымен, платиндердің, және алмасты рутилді экологит массивтердің сәйкестенуімен байланысты құрылымды-уақытша геохимикалық аймақ циклімен, сатымен, қатынасты фациямен, гидротермальды метаморфизммен және соңғы динамометаморфизммен жүйелі түрде қойылған. Мақала соңында аймақтық және локальды метаморфизді жыныс пен руданың көне фациясына жан-жақты баға келтірілген, онда заттың өзгеруі талдауымен классикалық поликомпонентті метаморфиза фациясы қатарында алғашқы рет автордың метаморфизінің жана шкаласында альтернативті монокомпонентті көміртекті мегафациясымен салыстырмалы корреляция орындалды.

Системно изложена пространственно-временная геохимическая зональность по циклам, стадиям, фациям контактового и гидротермального метаморфизма и финального динамометаморфизма с сопутствующим им метаморфогенным оруденением хромитов, платиноидов и алмазоносных рутиловых экологитов массивов кемпирсайского комплекса по которым на микроминеральном и геохимическом уровнях рассмотрены возможные причины проявления оруденения. В заключение статьи приведена всесторонняя оценка возрастающих фаций регионального и локального метаморфизма пород и руд, в которых наряду с анализом изменения вещества по классическим поликомпонентным фациям метаморфизма впервые выполнена сравнительная корреляция их с альтернативными монокомпонентными углеродистыми мегафациями по новой шкале метаморфизма автора.

The article presents data about dimensional-time geochemical zonation according to cycles, stages, facies of contact and hydrothermal metamorphism and final dynamometamorphism with associated metamorphogenic mineralization of chromites, platinoids and diamond bearing rutile eclogites of the Kempirsai complex massifs, where causes of possible manifestation of mineralization on micromineral and geochemical levels are considered. In conclusion the article deals with a comprehensive assessment of increasing facies of regional and local metamorphism of rocks and ores in which alongside with the analysis of substance change on classical polycomponent metamorphism facies comparative correlation of them with alternative monocomponent carbonaceous megafacies according to the author's new scale of metamorphism has been done for the first time.

Геодинамика и связанные с нею процессы контактового метаморфизма вмещающих пород, гидротермального метаморфизма ультрабазитов и метаморфогенного образования богатых хромитовых руд, финального динамометаморфизма и экологитизации кобальтитов происходили на фоне деформационного и катакластического метаморфизма импульсивно, накладывая пространственно-временную геохимическую зональность на породы и руды автохтонного Кемпирсайского концентрически-зонального плутона и его протрузивного Мамытского сателлита. Зональность наиболее четко проявлена с запада на восток вдоль

субширотного профиля, начиная от «нулевого» метаморфизма в скарново-магнетитовых и титаномагнетитовых рудах северо-западного Велиховского участка, и во вмещающих их габброидах, тилаитах, троктолитах, диаллаговых пироксенитах, вебстеритах, энстатитах и верлитах всей западной экзоконтактовой зоны. Завершается зональность глубоким метаморфизмом на востоке массива с образованием аподунитовых серпентинитов вплоть до проявлений рассланцованных и смятых метаморфических пород вдоль Главного Уральского глубинного разлома. Размещенная среди них Мамытская альпинотипная

¹ 0050010 Казахстан, Алматы, ул. Богембай батыра 69^а. Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева МОН РК.

протрузия претерпела финальную эклогитовую фацию динамометаморфизма [8]. Однако начальный контактовый метаморфизм связан с внедрением высокотемпературной базит-ультрабазитовой магмы Кемпирсайского плутона, обусловившего экзоконтактовый метаморфизм вмещающих пород в магматический этап, за которым в постмагматическую стадию следует локальный гидротермальный метаморфизм и динамометаморфизм пород и руд автохтонного массива и его протрузивных сателлитов.

Экзоконтактовый метаморфизм проявлен в виде мраморизации останцов и ксенолитов известняков чанчарской свиты в северо-западном обрамлении габброидов краевой фации Кемпирсайского массива, по которым образовались скарново-магнетитовые руды на Велиховском участке [5,9]. Кальцитовые мрамора белоснежного цвета, массивного облика вскрыты карьером и распиленными блоками добываются в качестве поделочного и строительного материала. Биотит-пироксен-плаггиоклазовые роговики и кварц-альбитовые адинолы развиты по туфогенным песчаникам и алевролитам эйфеля, а базальтоиды подвержены зеленокаменному метаморфизму. Аналогичного состава роговики известны на Домбаровском участке [2]. Возможно, мрамора, адинолы и роговики развиты вдоль всей западной экзоконтактовой зоны Кемпирсайского массива, но перекрыты плащом молодых отложений. В восточной экзоконтактовой зоне роговики известны на Эбетинском участке. Они развиты по ксенолитам и останцам песчаников ордовика, заключенных в габбро-амфиболитах, и имеют кварц-гранатовый состав [15]. Севернее известны образования магнезиальных скарнов магматического этапа, развитых по доломитам [12].

Гидротермальный метаморфизм нарастает по мере спада внутрикамерных метаматических процессов и завершения концентрически-зонального расслоения раскристаллизованных базит-ультрабазитовых пород и руд, когда газовая фаза пневматолитовых трансмагматических флюидов вскипает под экранирующей крышкой габброидов апикальной фации Кемпирсайского массива и перекрывающих вмещающих пород и в виде отработанных конденсатов опускаются во внутрь камеры еще не затвердевшей интрузивной магмы, но уже подверженной межформационным сдвигам пород различной компетен-

ции. Такие деформации происходят прежде всего между габброидами краевой фации и ультрабазитами ядерной фации массивов. Механизм же образования остаточных гидротермальных растворов известен при инфильтрационном метасоматозе в скарновых месторождениях как «эффект отраженной щелочности» по Д.С. Коржинскому.

Габброиды апикально-краевой фации массива подвергаются серицитизации, волокнистой амфиболитизации, уралитизации. Известковистые клинопироксены, тылаиты, вебстериты переходной зоны – горнблендитизации и хлоритизации. Магнезиальные форелленштейны, троктолиты, верлиты, энстатиты, гарцбургиты и дуниты, расположенные в верхних горизонтах непосредственно под габброидным куполом или вдоль вертикальных межформационных срывов, замещаются магнезиальными скарнами шпинель-тремолитового состава в процессе автореакционного метаморфизма по В.А. Жарикову. Ниже эти магнезиальные породы ультрабазитового ядра по данным разведочного бурения подвержены фронтальной серпентинизации до глубины 1200м и вдоль разломов до 2000м, тогда как в вертикальной колонне Великой Дайки избирательная гидратация дунитов достигает 3000м. Как видно, проявленная концентрически-зональная смена амфиболитизации, хлоритизации и доминирующей серпентинизации свидетельствует о послойно унаследованном типе регрессивного автометаморфизма в габброидной оболочке Кемпирсайского концентрически расслоенного плутона к его ультрабазитовому ядру, проявленного по мере смены субстрата, спада температуры остаточных гидротермальных конденсатов и полного затухания процесса на большой глубине.

Если температурному градиенту в остаточных конденсатных растворах принадлежит исключительная роль фациального проявления высокотемпературного метаморфизма, то такое же важное значение имеют геодинамические процессы для низкотемпературного гидротермального метаморфизма при образовании серпентинитов, которые, подобно разбухшим глинам, поглощают воду с увеличением объема, приобрели выдавливающую подвижность гелевидной массы и способность быстро восстанавливать химическое и морфологическое равновесие в новой среде. Серпентинизация оливинов ультрабазитового

ядра массива сопровождалась высвобождением железа и сменой восстановительного режима на окислительную, что влекло за собой ожелезнение, окисление и собирательную перекристаллизацию гипидиоморфнозернистых хромшпинелидовых аксессуаров в метаморфогенные платиноносные нодулы хромшпинелидов, подобные образованиям магнетитовых и бурожелезняковых оолитов и бокситовых бобовин. Скорее всего такая структурная конвергентность руд различного состава и происхождения связана с возникающими магнитными полями железистой матрицы, способствующей собирательному росту хромитов до изотропных метаколлоидных выделений, в данном случае нодул, в серпентинитовой массе, которая при этих процессах подвергается дебазификации и осветлению.

По нашим подсчетам методом Р. Лесиуса суммарный молекулярный объем породообразующих окислов вторичного серпентина более чем в три раза превышает объем исходного оливина. Поэтому не случайно большая часть магнохромитовых нодул сосредоточена в дунитах, а в гарцбургитах, энстатитах, верлитах хромшпинелиды содержатся в виде алюмохромитовых аксессуаров гипидиоморфнозернистой структуры, отраженных в атласе ультрабазитовых пород [3]. Начавшийся процесс серпентинизации ультрабазитов, прежде всего, обусловил пластическую деформацию Кемпирсайского массива с изменением его морфологического облика и перераспределением вещественного состава под влиянием нарастающего двойного коллизийного сжатия. Следующим геодинамическим процессом, с которым связана серпентинизация ультрабазитов Кемпирсайского и Хабаровинского массивов, представляющих собой в доорогенный период одно вытянутое гарполитовое межформационное тело, морфологически подчиненное структуре вмещающей антиклинальной складки второго порядка с ундулирующей осью шарнира, является волнообразное поперечное коллизийное сжатие по А.К. Каюпову и др. [18]. Под воздействием сжатия гарполитовая форма массива разделилась на двояковыпуклые участки разуплотненных серпентинизированных пород Кемпирсайского и Хабаровинского массивов, локализованных в смежных складках погружения с перемычкой в участке максимального поперечного стресса в складке антиклинального поднятия. В результа-

те тектонического расчленения массив в плане приобрел форму «восьмерки» с неполным разрывом пластов эмбрионального будинажа: Хабаровинский массив на севере стал зеркальным отражением южного Кемпирсайского массива.

С усилением процесса серпентинизации до фронтального замещения ультрабазитов на больших глубинах избыточная масса серпентинитов в условиях усиливающегося горизонтального центростремительного сжатия устремилась вверх, выдавливая и взламывая на своем пути хрупкие габброидные и пироксенитовые породы кровли и краевых обрамлений массива и увлекая их за собой вдоль разломов скользящими дифференцированными движениями. Выходы таких пород нередко воспринимаются за покровный надвиговой шарьяж, происходящий по наклонной плоскости под действием силы тяжести. В рассматриваемом случае шарьяж (т.е. волочение) происходил под действием одностороннего давления ламинарного скольжения «каши» серпентинизированных и сопровождающих их твердых пород вдоль Бородинского разлома. Здесь они, застревая, составляли дискретно размещенные блоковые будины в виде альпинотипных массивов вторичного ультрабазитового пояса Уралтауского поднятия, параллельно вытянутого Сакмарскому ультрабазитовому поясу реститовых плутонов, в совокупности образуя Сакмарско-Уралтауский парный пояс автохтонных офиолитовых плутонов и аллохтонных альпинотипных протрузивных массивов [8].

В реститовых базит-ультрабазитовых породах Кемпирсайского плутона в процессе одностороннего пластического отжатия серпентинитового цемента метаморфогенно созревшие аподунитовые хромшпинелидовые нодулы также заняли определенное ориентированное положение часто в виде вытянутых овальных агрегатов. Они, постепенно сближаясь между собой в условиях коллизийного стресса, сгущались до вкрапленных, богатовкрапленных и сплошных хромитовых руд. При этом под микроскопом прослежено как хрупкие нодулы подвергались микросетчатой катакластической трещиноватости [9, рис. 4]. Нередко в сплошных хромитовых рудах катакластические деформации перерастают в дробление и измельчение нодул до образования перетертых порошковатых «сажистых» руд значительной мощности в местах межблоковых

разломов. Сыпучесть таких руд создает особые трудности сплошного крепления при проходке штолен.

Процесс созревания гидротермального метаморфизма ультрабазитов до серпентинитов, флюидная мобилизация из хромистой матрицы и собирательная кристаллизация изоморфно рассеянных металлов до платиноносных хромшпинелидовых нодулей с последующей их концентрацией до богатых руд во времени происходили около 40 млн. лет. Абсолютный изохронный возраст по Sm-Nd, определенный по неизменным ультрабазитам Кемпирсайского массива, составляет 397 млн. лет [$\epsilon(T) = \pm 8,68$], что почти совпадает с данными определения по K-Ag методу в 402 млн. лет [5] и более молодой возраст в 359 млн. лет датирует изохрона, полученная по Sm-Nd для хромитовых руд, содержащих гидратированные фазы серпентинитовых включений [26,28]. Этот длительный и сложный метаморфогенный процесс зарождения, роста хромшпинелидовых нодулей и их постепенной концентрации до богатых руд сопряжен с не менее сложными явлениями выщелачивания и перераспределения платиноидов, определивших ярко проявленную пространственно-временную геохимическую зональность их размещения среди хромитовых, сульфидоносных титаномагнетитовых руд и вмещающих пород Кемпирсайского плутона.

Установленная геохимическая специализация хромитовых руд на сидерофильные редкие элементы платиновой группы (СРЭПГ) связана с особенностями формирования Кемпирсайского автохтонного плутона и сидерофильными свойствами осмия, иридия и рутения [7]. Поэтому СРЭПГ в хромитовых рудах выделены нами как ряд тугоплавких сидерофильных элементов Cr-Os-Jr-Ru и, как отмечалось, содержание этих платиноидов находится в прямой пропорциональной зависимости от содержания Cr_2O_3 в рудах. Иначе говоря, содержания СРЭПГ находятся в прямой корреляционной зависимости от густоты хромшпинелидовых нодулей и достигает максимума в сплошных хромитовых рудах, что еще раз свидетельствует об их генетическом единстве как метаморфогенных образований. Среднее содержание СРЭПГ в хромитовых рудах 0,7-0,8 г/т. и на примере месторождения Поисковое они размещены в следующем убывающем ряду (г/т): Os-0,25, Jr-0,12, Ru-0,78, Rh-0,0004, Pt-0,04,

Pd-0,05. Вблизи тектонических срывов содержание РЭПГ в сплошных хромитовых рудах достигает (в мг/т): Os-730, Ru-590, Jr-500, что связано с приразломным метаморфизмом хромитовых руд. Для извлечения платиноидов из хромитовых руд исследователями «Уралмеханобр» была разработана технологическая схема тонкого дробления и флотирования со следующим содержанием ЭПГ в концентратах (г/т): Os-4,99, Jr-2,86, Ru-0,86, Rh-0,16, Pt-0,33, Pd-0,22, всего 9,42 г/т. Однако имеющийся уровень технологии не может обеспечить рентабельное их извлечение. Тем более, что при измельчении хромитовых руд снижается их качество и стоимость. Экспортируемая хромитовая руда по цене 170 дол/г (в 1990г.) должна отвечать определенным требованиям по крупности кусков [16]. Поэтому на повестку дня ставится поиск самостоятельных зон и горизонтов ультрабазитовых пород, несущих рудные скопления СРЭПГ до рентабельного извлечения в автономных платинометаллических месторождениях.

По данным В.В. Дистлер и др. [13], РЭПГ в хромитовых рудах Кемпирсайского массива развиты в виде минеральных вростков и доминирующих изоморфных примесей твердых растворов. Они установлены не только в хромшпинелидах, но и рассредоточены в породообразующих минералах ультрабазитовых пород: оливине, ортопироксене, гранате, перовските, амфиболах, серпентине, брусите, тальке. Эти минералы нередко образуют мономинеральные породы ультрабазитов, достаточных для селективной добычи при использовании более эффективной технологии обогащения на СРЭПГ. Следовательно, дальнейшие тонкие исследования и поиски сидерофильных РЭПГ следует проводить вне промышленных рудных тел магnoxромитов: среди метаморфизованных гарцбургитов, энстатитов, верлитов, вебстеритов, троктолитов, амфиболитов, горнблендитов, гранатовых скарноидов и низкохромистых алюмохромитовых и хромпиктитовых рудах, используемых для огнеупорного сырья. В таких породах и рудах обогащение и извлечение СРЭПГ могут оказаться рентабельными даже при более низком их содержании, чем в богатых хромитовых рудах.

В титаномагнетитовых пироксенитах (косынитах) Велиховского месторождения с содержанием серы 0,04-0,07 % [5], иногда до 1 %, халько-

фильные минералы платиновой группы (ХМПГ) в основном образуют вторичные минеральные образования, возникшие при гидротермальном метаморфизме. Из тонковкрапленных платиноносных сульфидных минералов, как в рифе Меренского Бушвельдского [17] и Хауланд-рифe Стиллиутерского [23] массивов, в титаномагнетитовых рудах Велиховского месторождения преобладает пирротин, халькопирит, пентландит, пирит. Валовое содержание в них ХМПГ порядка 1,2 г/т и их вполне можно извлекать из сульфидных хвостов при добыче и магнитном обогащении титаномагнетитовых руд. Однако перспективы ресурсов платиноидов могут резко возрасти за счет самостоятельных платинометалльных месторождений в пироксенитах, содержащих, как и в рифе Меренского, вкрапленность сульфидных минералов в пироксенитах. Такая перспективная площадь развития халькофильных платиноносных горизонтов может быть установлена и прослежена на север в створе Велиховского, Херсонского и Горюнского титаномагнетитовых месторождений, локализованных в пироксенитах. Больше того, по опыту работ платинометалльных рудников Рустенбурга и Юнион в рифе Меренского платиноносные сульфиды в основном концентрируются в пегматоидных пироксенитах [17], что может значительно облегчить поисковые работы на платиноиды и в Кемпирсайском массиве. На этих рудниках также наблюдается прямая корреляция между минералами сульфидов (пирротина, пентландита, никелистого пирита, халькопирита) и платиноидами [17]. По опыту поисков в Хауланд-рифe Стиллиутерского массива США [23] платиноносный горизонт может быть обнаружен и среди троктолитов и оливиновых норитов в западной части Кемпирсайского массива при незначительном содержании в них сульфидов.

Изложенная геохимическая зональность размещения платиноидов особенно наглядно проявляется при сопоставлении типовых рядов пропорционального убывания содержания СРЭПГ в хромитовых рудах и ХМПГ в сульфидоносных титаномагнетитовых пироксенитах Кемпирсайского плутона. Для СРЭПГ по усредненным данным различных авторов присуща следующая типоморфная пропорция $Os:Jr:Ru:Rh:Pt:Pd = 60:29:5:3:2:1$. В обратной пропорции процентные соотношения ХМПГ установлены в наиболее

изученных сульфидоносных пироксенитах рифа Меренского $Pt:Pd:Ru:Rh:Jr:Os = 61:28:5:3:2:1$ и в такой же очередности, по отрывочным сведениям, они размещены в титаномагнетитовых пироксенитах Велиховского месторождения Кемпирсайского плутона. Пространственное совмещение рудных зон титаномагнетитовых руд и ХМПГ объясняется их тенденцией к телескопированной локализации в тонковкрапленной сульфидной минерализации периферической части Кемпирсайского массива среди пироксенитов, тылаитов, троктолитов, т.е. в промежуточной зоне между габброидами краевой фации и ультрабазитами ядерной фации, адекватной Критической зоне Бушвельдского лаполита, в которой размещен пироксенитовый риф Меренского с обильной вкрапленностью сульфидных минералов [17]. Отсутствие платиноидов в магматических хромитовых и титаномагнетитовых рудах Бушвельдского и других лаполитах платформенных областей еще раз свидетельствует о более поздней метаморфогенной природе собирательной концентрации платиноидов в соответствующих рудах Кемпирсайского плутона Уральской складчатой системы.

Как видно, из типоморфных рядов количественного изменения в обратных пропорциях СРЭПГ в хромитовых рудах ультрабазитового ядра и ХМПГ в титаномагнетитовых пироксенитах и тылаитах переходной зоны габбро-пироксенитовой краевой субформации Кемпирсайского плутона, элементы Rh и Jg занимают промежуточное положение, как и в двойных триадах минералов платиновой группы периодической таблицы Д.И. Менделеева, и проявляют двойственную геохимическую амфотерность. Они, особенно иридий, тесно ассоциируют в твердых растворах с сидерофильными элементами осмия, рутения, железа, никеля и кобальта, вместе с тем, они также входят в состав твердых растворов и с халькофильными элементами платины и палладием, но не имеют подобно последним минеральных химических соединений с S, As, Sb и Te. В целом же, наиболее геохимически аморфный родий в отличие от правых и левых пар элементов платиновых триад распространен более или менее равномерно как в хромитовых, так и в титаномагнетитовых рудах.

Унаследованное развитие СРЭПГ в аподунитовых хромитовых рудах ультрабазитового

ядра и наложенные вторичные образования ХМПГ в зоне перехода от титаномагнетитовых пироксенитов и тылаитов к габброидам краевой фации Кемпирсайского плутона позволяют систематизировать противоречивые взгляды на рудогенез платиноидов и реконструировать обобщенную схему последовательности их отложения, обосновывая закономерность проявления пространственно-временной геохимической зональности в контексте с общей рудно-петрологической моделью формирования концентрически-зональных базит-ультрабазитовых плутонов кемпирсайского комплекса.

Прежде всего, следует иметь в виду, что, несмотря на тонкорассеянную редкометалльность платиноидов, процессы их концентрации обусловлены теми же явлениями, которые регулировали формирование пород и основных руд железа и хрома при гравитационном расслоении интрузивных массивов как в платформенных, так и складчатых областях. Фактор «тяжелых» и «легких» платиноидов при их изначальной изоморфной рассредоточенности по всей массе газожидкого расплава магматической камеры не играл существенной роли, вопреки существующим представлениям, даже при формировании лополитов бушвельдского типа, где наглядно проявлена гравитационная дифференциация. Ведущую роль в распределении черных металлов и платиноидов, в частности, играли их кислотно-основные и окислительно-восстановительные свойства, изменения которых в периодической таблице Д.И. Менделеева коррелируются с атомными весами элементов: 1) кислотность водородных соединений, как и атомные веса платиноидов, увеличивается слева направо по горизонтальным рядам и сверху вниз по вертикали естественных групп элементов, 2) основность окислов и гидроксидов, наоборот, падает по горизонтали слева направо и по вертикали снизу вверх, 3) наиболее важным окислителем после кислорода воздуха и хлора является хромовая кислота, что проявилось в сидерофильных свойствах платиноидов группы хрома (Os-Ru) при метаморфогенном перераспределении элементов, 4) халькофильность триад платиноидов возрастает слева направо по горизонтали 5 и 6 рядов таблицы и сверху вниз по вертикали с максимальным значением в крайнем правом столбце VIII группы платиноидов железа (Pd-Pt). Тем не менее, на

валовое распределение платиноидов в метаматическую стадию сферического расслоения пород ультрабазитового ядра массива сыграли их суммарная величина тяжелых атомных весов (от 101,7 Ru до 195,23 Pt), доминирующая часть которых была оттеснена вместе с железом, титаном и ванадием к периферии камеры и изоморфно вошла в состав титаномагнетитовых пироксенитов и в виде избыточных микровключений самородных сидерофильных твердых растворов поликсена (Pt, Fe) и палладистой платины (Pt, Pd) в количестве 1,2 г/т при остаточной массе порядка 0,7-0,8 г/т в центральной части ядра среди хромитоносных дунитов. Дальнейшее их выщелачивание и фракционирование на СРЭПГ в хромитовых рудах и ХМПГ в сульфидах титаномагнетитовых пироксенитов происходит в метаморфогенную стадию гидротермального преобразования пород и руд Кемпирсайского массива.

В метаморфогенную стадию серпентинизации ультрабазитовых пород и перераспределения рудного вещества, как уже отмечалось, сопряженно происходило образование хромшпинелидовых нодулей. При гидротации дунитов, гарцбургитов выщелачивались хром и алюминий в слабокислых растворах в виде гидроокислов $\text{Cr}(\text{OH})_3$ и $\text{Al}(\text{OH})_3$, осадки которых благодаря уникальным амфотерным свойствам растворились в слабокислой среде с образованием солей хромитов, алюминатов и при сплавлении с оксидом магния образовали акцессорные метакромистые нодули магнохромитов $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$ в дунитах и алюмохромитов $(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$ в гарцбургитах. При собирательной кристаллизации хромшпинелидовых нодулей изохронно сорбировались среди платиноидов лишь СРЭПГ. Прежде всего, поглощались Os, Jg, и Ru с наиболее близкими по своим сидерофильным свойствам к Cr и Al хромшпинелидовых нодулей, в которых они сплавлялись в виде микровключений твердых растворов Os-Jr-Ru, Jr-Os-Fe-Ni, Cu-Os [13]. Халькофильные свойства Pt и Pd активизировались в сульфидную стадию с привнесением серы, мышьяка, теллура и других летучих и подвижных компонентов, которые соединялись с местным избыточным железом титаномагнетитовых руд и вмещающих пироксенитов с образованием вторичной колчеданной минерализации. В этих условиях, благодаря возрастанию халькофильных свойств рудных элементов по С.Т. Бадалову [4],

изначально сорбировались в различной мере сидерофильные дисперсные примеси платиноидов в магматических породах и рудах растущими кристаллическими зернами пирротина, пирита, пентландита, халькопирита. Минеральные формы платиноидов в этих сульфидах Велиховского месторождения не изучались, но по аналогии с сульфидными рудами рифа Меренского Бушвельдского лополита это включения купперита (PtS), брэггита (Pt,Pd,Ni)S, сперрилита (PtAs) [17], а в Хауланд рифе установлены 8 сульфидных платиновых минералов, 14 арсенидов и столько же теллуридов [23]. Процессу сульфидизации подвержены и традиционно сидерофильные элементы, количественно замыкающие убывающий ряд ХМПГ в виде вторичных минеральных систем Ru-Os-S, Jr-Ru-As-S, Ru-As в хромитовых месторождениях Главного рудного пояса Кемпирсайского массива [13]. Вместе с тем, среди хромитовых рудных тел и вмещающих их серпентинитов месторождения Алмаз-Жемчужная вскрыты линзообразные тела сульфидов мощностью от 10 до 70 м, которые по данным А.Е. Малахова [20] несут повышенные содержания халькофильных элементов (м г/т): Pd-720, Pt-106, Ph-5 при суммарном содержании их 831 и отсутствии литофильных Os и Ru. Следовательно, из этого и ранее приведенных фактов размещения платиноидов вытекает следующая закономерность их дисперсного размещения и последующего пространственно-временного метаморфогенного обособления СРЭПГ в хромитовых рудах и ХМПГ в сульфидах титаномагнетитовых пироксенитов. В метаматическую стадию ротации газово-жидкого расплава в магматической камере под воздействием трансмагматических флюидов и формирования концентрически-зональных плутонов Кемпирсайского плутона рудообразующие элементы черных металлов и сопутствующие им редкометалльные платиноиды также подвергались расслоению в условиях внутрикамерной центробежной сепарации на тяжелые и легкие фракции по атомным весам [6,10]. Тяжелая фракция металлов железа, титана, ванадия и основная масса платиноидов количеством до 1,2 г/т фракционировала в пироксенитах краевой фации ультрабазитового ядра, легкая фракция алюмохромитов и остаточная масса платиноидов порядка 0,7-0,8 г/т сохранилась в дунитах стержневой части ультрабазитового ядра.

Однако руководящую роль в распределении платиноидов сыграла их дальнейшая геохимическая специализация в метаморфогенную стадию преобразования, когда изначально сидерофильные платиноиды группы железа по С.Т. Бадалову приобрели халькофильные свойства с образованием минералов сульфидов, арсенидов, висмутинид, антимонитов, теллуридов. При серпентинизации дунитов и перераспределении сидерофильных компонентов РЭПГ сорбировались и концентрировались в метаморфогенно растущих хромшпинелидовых нодулях и сохранились в хромитовых рудах в виде самородных сплавов твердых растворов. Вторичная ассоциация ХМПГ образовалась в последующую сульфидную стадию оруденения в титаномагнетитовых пироксенитах с унаследованной концентрацией платиноидов группы железа. Однако при наложении сульфидной минерализации на серпентиниты хромитовых месторождений содержание ХМПГ одинаково с количеством СРЭПГ в хромитовых рудах, т.е. не превышает 0,8 г/т, что свидетельствует об изначально валовом распределении сидерофильных и халькофильных платиноидов в дунитах.

Из приведенных данных распределения платиноидов по их физико-химическим свойствам неожиданно следует новый поисково-оценочный критерий перспективности типа оруденения – по геохимическим полям офиолитовых поясов. Геохимические поля ХМПГ предопределяют титаномагнетитовое оруденение базит-ультрабазитовых автохтонных плутонов офиолитовых поясов, тогда как поля развития СРЭПГ обусловлены хромитовой рудоносностью таких массивов. Например, по установленным в 2005г. Б.М. Ракишевым, Л.А. Ярцевой и др. геохимическим аномальным полям платины и палладия в Андасайском, Шиентасском, Тымлайском и др. массивах Жалаир-Найманского офиолитового пояса возможно проведение поисков титаномагнетитовых месторождений.

Нарастающее одностороннее давление не ограничивается пластической деформацией серпентинитов и метаморфогенного образования богатых платиноносных хромитовых руд, оно становится фактором физико-химических процессов финального динамотермального метаморфизма. Под его влиянием в габброидах массива происходит растворение породообразующих минералов и перераспределение компонентов с обра-

зованием более высокотемпературных гранатов и пироксенов, а порода в целом приобретает резко выраженную анизотропию гранатовых и пироксен-плагноклазовых амфиболитов с направленной кристаллобластической структурой рассланцованных пород. Пластическая деформация со скользящими дифференциальными смещениями приводит к тектоническим срывам между разбухающей массой серпентинитов и апогабброидными гранатовыми и пироксен-плагноклазовыми амфиболитами, которые в свою очередь могут быть растащены на отдельные блоки и глыбы катакlastической деформацией, местами полностью оголяя ультрабазитовые ядра массива от габброидной оболочки, как это наблюдается в протрузивных ультрабазитовых массивах Аккаргинско-Джетыгаринского гипербазитового пояса в Костанайском Зауралье, трассируемого на сотни километров вдоль глубинного разлома [19].

Альпинотипные протрузии на примере рассматриваемого Мамытского массива, находясь в чужеродной среде жестких гранитогнейсовых толщ докембрия, в виде линзовых будин Уралтауского поднятия, еще на пути ламинарного скольжения вдоль Бородинского разлома подверглись контаминации, ассимиляции обломков вмещающих алюмосиликатных пород и динамометаморфизму с образованием по известковым пироксенитам гранатов и далее алмазонасных гранат-пироксеновых эклогитов в условиях пика коллизииного суперсжатия, орогенной складчатости и горообразования в пределах микроконтинента.

Таким образом, упрощенная модель формирования и рудогенеза базит-ультрабазитовых массивов кемпирсайского комплекса при одноактном внедрении магмы из разных глубин мантии с различной специализацией на хромитовое оруденение в Кемпирсайском плутоне и на алмаз-рутил-эклогитовый парагенезис в Мамытском массиве представлялись без учета геодинамического многоступенчатого развития в межплитной шовной зоне и тесно связанных с нею двух циклов и соответственно двух пиков метаморфизма и динамометаморфизма.

К *первому* циклу относится внедрение высокотемпературной базит-ультрабазитовой интрузивной магмы в офиолитовый пояс второй тектонической ступени и ее послонная сферическая кристаллизация с образованием гипабиссальных автохтонных плутонов концентрически-зонально-

го строения. Начинается он с пикового метаморфизма обусловившего образование экзоконтактовых аподолмитовых магнезиальных скарнов, мраморов и скарноидных роговиков девятого класса термально метаморфизованных пород по классификации В.М. Гольдшмидта. По мере становления и охлаждения гипабиссальных автохтонных плутонов офиолитового пояса следует регрессивный гидротермальный метаморфизм с преобразованием габброидов краевой фации в габбро-амфиболиты эпидот-амфиболитовой фации, а ультрабазитов ядерной фации – в автометаморфические магнезиальные скарны и доминирующие серпентиниты зеленосланцевой фации метаморфизма с образованием в них платиноносных хромшпинелидовых нодулей. *Второй цикл* метаморфизма связан с нарастающим конвергентным коллизийным сжатием в шовной зоне, наглядно проявленных в пределах Кемпирсайского и Хабаровинского массивов пластической деформацией, концентрацией релитовых хромшпинелидовых нодулей до богатых платиноносных хромитовых руд и отжатия избыточной массы серпентинитов и серпентинизированных пород в виде приповерхностных альпинотипных протрузий ламинарного скольжения вдоль Главного Уральского разлома, его боковых ответвлений и приразломного рассланцевания как габброидов восточной эндоконтактовой зоны Кемпирсайского массива, так и смежных вмещающих пород. Отторжение, ламинарное скольжение и становление пород альпинотипных протрузивных массивов третьей тектоно-магматической ступени в верхних структурных этажах палеозоя Сакмарского офиолитового пояса и в боковых докембрийских породах складчатого основания Уралтауского микроконтинента [9] сопровождаются процессами кластической деформации и динамометаморфизма, минеральные ассоциации в которых образовывались в три стадии: начальную (прогрессивную), пика и ретроградную, установленные при помощи электронно-микропробных анализов в скарноидах и эклогитах Мамытского массива.

Стадия прогрессивного динамометаморфизма определяется возрастающими включениями новых метаморфогенных минералов в исходных породах и, прежде всего пойкилобластового граната и авгита в скарноидах и амфиболитах с характерными включениями эпидот+белая слюда+КПШ+альбит и реже сфена. Эта ассоциация

рекристаллизованных минералов в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма является пиковой для рассланцованных габбро-амфиболитов Кемпирсайского массива и предшествует эклогитовой фации прогрессивного метаморфизма в Мамытском протрузивном массиве. В некоторых образцах ядро граната обогащено Mg и Fe, а содержание Ca и Mn значительно понижается от ядра к краю зерна [9]. Эта зональность интерпретируется как доказательство повышения давления при повышении температуры. Включения авгита в гранате образовались в течение дальнейшей прогрессивной эклогитовой фации метаморфизма. Сохранившиеся в эклогитах реликты зерен авгита с ильменитовыми ламеллитами предполагают следующую предпиковую реакцию метаморфизма: авгит+ильменит=омфациит+рутил в условиях повышения щелочности среды.

Стадия пика динамометаморфизма или ультраметаморфизма высоких давлений определяется эклогитовой ассоциацией алмандинового граната+омфациита+фенгита+рутила. Температуры равновесия ассоциирующих эклогитовых минералов были подсчитаны с использованием геотермометра Fe-Mg обмена между пироксеном и гранатом по Д.И. Эллису и Д.Н. Грину [27], при заданном давлении в 40 кбар. Анализы для подсчетов температур равновесия проводились по внешнему краю зерна граната на стыке с зерном пироксена или даже по зерну граната с включением зерна пироксена. Микропробные анализы гранатов и клинопироксенов показывают, что по Д.И. Эллису и Д.Н. Грину $K_0(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{\text{Грт}}/\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{\text{Клс}})$ обменная реакция Fe-Mg между ассоциирующими минералами эклогитов зависит от содержания $\text{CaX}^{\text{Грт}}/\text{Ca}$ (гроссуляр) и величины K_0 как функции PT параметров. Поэтому при расчете температур равновесия нами в начале были установлены $\text{X}^{\text{Грт}}/\text{Ca}$ и K_0 параметры. Для четырех образцов эклогитов Мамытского массива температура равновесия гранатов и пироксенов, варьирует в диапазоне от 823 до 963°C. Согласно Н.В. Соболева, В.С. Шатского и др. [24,25] метаморфизм высоких давлений в эклогитах характеризуется присутствием таких стресс-минералов – индикаторов ультравысоких температур и давлений, как алмаз и коэсит. Температура равновесия от 823 до 976°C, подсчитанная для минеральных ассоциаций эклогитов при давлении 40

кбар рассматривается нами как софациальная алмазоносная ассоциация, обусловленная пиковыми PT параметрами метаморфизма.

Ретроградная стадия. Некоторые образцы эклогитов характеризуются присутствием олигоклаза или более кальциевого плагиоклаза, указывающих на спад (фазовый переход) метаморфизма от эклогитовой к амфиболитовой фации. Развитие зеленосланцевой стадии метаморфизма характеризуется ассоциацией кальциевого амфибола+хлорита+эпидота+кварца+сфена. Эти ассоциации минералов указывают на то, что метаморфизм эклогитов регрессировал в сторону амфиболитовой фации до зеленых сланцев. Большинство изученных амфиболитов – это паргаситы, которые возможно образовались по измененным омфацитам. Зерна граната и пироксена часто окружены каемками амфибола, возникшими в процессе альтерации граната и пироксена в течение ретроградной стадии. В некоторых образцах края зерен авгита в контакте с зернами граната частично замещены альбит-авгитовыми симплектитам. Альбит часто встречается вдоль контакта между авгитом и гранатом, а сетчатые микропрожилки пегматоидных и аплитовидных лейкосомов секут эклогиты. Рутил нередко замещен сфеном и лейкоксеном.

Наконец, Сакмарско-Уралтауский офиолитовый пояс является уникальной зоной для всесторонней оценки фаций метаморфизма, где наряду с проведенным анализом по классическим поликомпонентным фациям метаморфизма представляется возможность корреляции их с монокомпонентными углеродистыми мегафациями новой дополненной и уточненной шкалы метаморфизма, составленной нами по монотропным (устойчивым и необратимым) полиморфным углеродистым модификациям при одном субстрате органического вещества в следующем возрастающем порядке метаморфизма: *карбонатная, гидрокарбонатно-нефтегазовая, асфальт-керитовая, дисперсно-углистая, лигнитовая, бурогольная, горючесланцевая, каменноугольная, черносланцевая, антраксолит-шунгитовая, графитовая и лонсдэлит-алмазная* [11]. Выходы битумов различных модификаций обнаружены до нескольких десятков в верхнепалеозойских толщах пояса. По данным Н.К. Надинова и др. [21, стр. 13] здесь «в обнажениях, шурфах, штольнях и скважинах установлены многочис-

ленные проявления битума нефтяного ряда (каустобиолиты) и нефти, приуроченные к различным литологическим комплексам изверженных, метаморфических, эффузивных и осадочных пород: габбро, сланцам, мраморам, вулканитам, конгломератам, брекчиям, известнякам и т.д. широко стратиграфического диапазона – от ордовика до нижнего карбона включительно... Проникнув в трещины вмещающих отложений, находясь в зоне гипергенеза, углеводороды длительное время подвергались глубокому экзогенному биохимическому разрушению и различной стадии метаморфизации, в результате чего образовались жильные скопления от высоковязких нефтей до керитов». Пленки, жилы и скопления битуминозных веществ содержатся также в габброидах, пироксенитах, серпентинитах и экзоконтактовых метаморфитах Кемпирсайского массива. Поэтому по имеющимся данным поисково-съемочных работ и нашим лабораторным исследованиям имеется возможность в общих чертах показать фациальное распределение углеродистых модификаций по метаморфизованным породам офиолитового пояса.

Как известно, в целом породы пояса претерпели зеленосланцевую фацию метаморфизма, что также проявлено в битумизации пород. По данным А.А. Абдулина [1] к битумизированным породам относятся темно-серые и черные известняки, мергели, сланцы, растительные остатки известковистых песчаников и алевролитов егиндинской свиты верхнего девона, джанганинской и карабулакской свит нижнего карбона, но уже в сугралинской свите нижнего силура, кидрясовской свите нижнего ордовика и тем более в отложениях кембрия вместо битуминозных веществ среди рассланцованных вулканогенных и окремненных терригенных пород развиты графиты, фтаниты и углистые сланцы, переходящие в докембрийских комплексах в сплошные графитовые пласты месторождений Актасты, Бугетколь и рудопроявлений. Следовательно, верхнепалеозойские породы регионального метаморфизма даже при осторожной оценке относятся к дисперсно-углистой мегафации нафтидов, углеводороды которых по И.М. Губкину представляют «диффузионно-рассеянную нефть» на огромных пространствах. С глубиной битумы не «исчезают» в нижнепалеозойских и докембрийских толщах, а сменяются более метаморфизованными

модификациями углерода в породах черносланцевой и графитовой мегафации. Вместе с тем, отмечаемые в карабулакской и кугутыкской свитах нижнего карбона прослои углей и графитовых сланцев [1] могли образоваться в шовной зоне приразломного метаморфизма в условиях двойного коллизийного сжатия, которое оказалось адекватным литостатическому давлению в древних толщах, повышенная складчатость которых также является следствием горизонтального сжатия. Такие явления метаморфизма, как было показано, особенно наглядно проявлены в метаморфических и магматических породах кемпирсайского комплекса.

Битуминозные известняки темно-серого и черного цвета осветлены до белоснежных мраморов Велиховского участка в результате возгона из них рассеянных частиц битума под воздействием контактового тепла Кемпирсайского массива, последующего перераспределения и сублимации их в роговиках в виде жил керита и асфальтита мощностью 2-20 см, по простираению 250 м и прослеженных на глубину до 40 м [21]. Прожилки твердых битумов отмечаются также в рассланцованных габброидах и пироксенитах, тогда как в трещинах серпентинитов битумы представлены жидкими разностями (нефть, мальта) и газовыми эманациями (водорода, аммиака, метана и др.), как, например, в Жарлыбутаском рудном узле на юго-востоке Кемпирсайского массива, вблизи субширотного Илекского разлома. В различной степени метаморфизованные разности нафтидов по породам широкого спектра фаций регрессивного метаморфизма не составляют сплошные зоны каустобиолитов и поэтому совокупность твердых битумов в жилах и прожилках среди роговиков и габбро-амфиболитовых сланцев отнесены к асфальт-керитовой мегафации. К этой же мегафации относятся мономинеральные прожилки битума мощностью до 3 мм, секущие роговики в медноколчеданных месторождениях Западной зеленокаменной зоны Мугуджар. Они, по Г.Э. Нарвайт [22], парагенно составляют высокотемпературную кварц-эпидотовую минеральную фацию дорудного метасоматоза. Смолисто-вязкие и газовой-жидкие разности битумов нефтяного ряда слагают ассоциированную с вмещающими серпентинитами гидрокарбонатно-нефтегазовую мегафацию регрессивного метаморфизма первого цикла становления

автохтонного Кемпирсайского массива.

Возрождение прогрессивного метаморфизма второго цикла в шовной зоне столкнувшихся плит в условиях коллизионного двойного сжатия определяется возрастающими включениями и прожилками твердых битумов, прослойками углестых и графитизированных сланцев и мергелей в молодых отложениях, включая каменноугольного возраста [1], в шовной зоне смятия и динамометаморфизма вдоль Главного Уральского разлома, его ответвлений и верхнепалеозойского тектонического надвига Мамытского протрузивного массива. В подошве массива докембрийские порфиритоиды с чешуйками графита смяты в мелкие складки, раздроблены, со следами борозд скольжения в пологой подошве (10-20°) западного крыла массива [9], а в эндоконтакте развития апоперидотитовых эклогитов восточного крыла с крутым тектоническим контактом (60-70°) обнаружены микровключения алмазов [14]. Таким образом, амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая поликомпонентные фации пиковой стадии динамометаморфизма второго цикла в шовной зоне столкнувшихся плит коррелируются соответственно с каменноугольной, графитовой и лонсдэлит-алмазной углеродистыми мегафациями. Благодаря необратимости углеродистых модификаций, ретроградная стадия по вторичным продуктам их разложения при снижении РТ параметров напряжения не устанавливается, поскольку в процессе прогрессивного и пикового метаморфизма однажды дегазированная водородная составляющая битуминозных веществ до чистых углеродных минералов (графит, алмаз) не восстанавливается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллин А.А. Геология Мугоджар // Алма-Ата, 1973с.
2. Абдуллин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар // Алма-Ата, 1977, 239с.
3. Анкинович Е.А., Анкинович С.Г., Колотилов Л.И., Казанцев М.М. Руды ванадия, хрома, никеля // Металлогения Казахстана: рудные формации, атлас текстур и структур. Алма-Ата. 1981. С.7-9.
4. Бадалов С.Т. Геохимическая классификация элементов // Записки Узб. мин. общества. 1973. Вып. 26. С. 157-161.
5. Бекмухаметов А.Е. Велиховское месторождение // Металлогения Казахстана. Алма-Ата, 1982. С. 33-41.
6. Бекмухаметов А.Е. Петрология и минералогия базит-ультрабазитовых плутонов кемпирсайского комплекса в офиолитовом поясе Мугоджар // Геология Казахстана. 1995. № 5-6. С.45-51 на русском языке; С. 154-159 на английском языке.
7. Бекмухаметов А.Е., Диаров А.Б., Панкратова Н.Л., Тан Мэй. Платиноносность пород и руд интрузивных массивов кемпирсайского комплекса // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. №4. С. 23-28.
8. Бекмухаметова З.А. Новая модель геодинамики становления базит-ультрабазитовых массивов в герцинской складчатой системе Мугоджар // Известия НАН РК. Сер. геол., 2007. №2. Ст. 1. С. 4-17.
9. Бекмухаметова З.А. Природа и степень проявления локального метаморфизма ультрабазитов и метаморфогенного оруденения в Кемпирсайском и Мамытском массивах Мугоджар и геодинамика их становления // Изв. НАН РК. Сер. геол., 2007. №6. Ст. II. С. 5-19..
10. Бекмухаметова З.А., Атажанова Ж.А. Рудогенез месторождений черных металлов в базит-ультрабазитовых массивах кемпирсайского комплекса Мугоджар // Geologiya va mineral resurslar. Ташкент. № 3. 2005. С.12-17.
11. Бекмухаметова З.А., Бекмухаметов А.Е. Нелинейность многокомпонентных фаций регионального метаморфизма и рациональность углеродистых мегафаций метаморфизма горных пород и полезных ископаемых // «Геодинамика и минералогия Казахстана». Алматы. 2000. Ч2. С.46-54.
12. Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. Высокометаморфизованные метасадочные породы в обрамлении Восточно-Хабарнинского ультрамафитового комплекса (Южный Урал) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург. 2004. С. 99-103.
13. Дистлер В.В., Волченко В.А., Крячко В.В. и др. Минералы платиновых металлов в хромитах Кемпирсайского массива // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1989. №11. С. 113-117.
14. Ефимов И.А., Бекжанов Г.Р., Ведерников Н.Н. и др. Ультраосновные и основные мантийные алмазоносные расплавы в складчатых системах Казахстана и Киргизии // Геология, методы оценок и перспективы расширения сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1981.С. 66-78.
15. Зверев А.Т., Лобанова З.М. Природа габбро-амфиболитов Главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабаровинского массивов) // Изв. АН СССР. 1973. №3. С.53-66.
16. Ибламинов Р.Г. Экономика минерального сырья // Пермь. 2004. 307с.
17. Каузинс К.А. Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвельд // Магматические рудные месторождения М. 1973. С.172-183.
18. Каюпов А.К., Руденко Б.М., Идырышев Р.Б., Толмачев И.М. Тектоно-магмородукоконтролирующие волнообразные структуры западной части Урало-Монгольского рудного пояса // Принципы прогнозирования оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР. М. Недр 1990. С. 279-294.
19. Ксенофонтов О.К., Ивлев А.И. Магматизм ордовикско-триасового подвижного пояса // Геология СССР. Т. 34. Торгайский прогиб. Кн.2. С.22-91.

20. Малахов И.А. Влияние геодинамики становления Уральских альпинотипных массивов на состав и текстурные особенности содержащихся в них хромитов //Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей //Екатеринбург. 2004. С.221-225.

21. Надиров Н.К., Дальян И.Б., Коробкин В.Ф., Юриш В.В. Особенности битумонефтепроявлений в Сакмарской зоне западной части Казахского Урала //«Нефть и газ». 2001. №2. С. 9-15.

22. Нарвайт Г.Э. Послемагматическое минералообразование и оруденение Западных Мугоджар //Алма-Ата. 1971. 112с.

23. Рунквист Д.В., Гурская Л.И. Новые перспективные типы платинометального оруденения //Очерки металлогении. 1986. С. 119-138.

24. Соболев Н.В., Шатский В.С. Минералогические индикаторы сверхвысоких давлений и высоких температур

метаморфических пород //Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск. 1989. С. 184-193.

25. Соболев Н.В., Шатский В.С., Вавилов С.В., Горяинов. Включения коэсита в цирконе алмазосодержащих гнейсов Кокшетауского массива – первая находка коэсита в метаморфических породах на территории СССР //ДАН СССР.1991. том 321 №1. С.184-188.

26. Edwards R.L. and Wasserburg G.J. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematizes //Earth planet. Sct. Lett. 1985. V.72. P. 389-404.

27. Ellis D.J. Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. //Contributions of Mineralogy. 1979.v.71, pp. 13-22.

28. Melher F. Stumpfl E.F. and Distler V.V. Chromite deposits of the Kempirsai massif, southern Urals. Kazakhstan // Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy (Section B. Applied Earth Sciences). 1994. V. 103. P. 107-120.