

Академия наук СССР
Уральский научный центр
Институт геологии и
гесхимии имени
акад. А. Н. Заварицкого

Министерство геологии
РСФСР
Уральское территориальное
геологическое управление

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ
III УРАЛЬСКОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО
СОВЕЩАНИЯ

III

СВЕРДЛОВСК
1974

Академия наук СССР
Уральский научный центр
Институт геологии и
геохимии имени
акад. А. Н. Заварицкого

Министерство геологии
РСФСР
Уральское территориальное
геологическое управление

55121 + 553/063
/ 09

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ
III УРАЛЬСКОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО
СОВЕЩАНИЯ

III

ВУЛКАНИЗМ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Свердловск
1974



1258

Редколлегия: В.В.Баранов (секретарь), К.К.Золоев,
В.М.Нечеухин, Д.С.Штейнберг(редактор).

В У Л К А Н И З М

Б.П.Золотарев, М.Н.Ильинская, А.Н. Сухов

ГИН АН СССР, Москва

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ И УРАЛЬСКИХ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ СЕРИЙ

Концепция новой глобальной тектоники (А.В.Пейве и др., 1971, 1972, 1973), базирующаяся в одном из аспектов на сходстве в строении океанической коры и офиолитовых ассоциаций, подразумевает также сходство в эволюции вулканических формаций, развитых в современных океанических и древних геосинклинальных областях. Поэтому чрезвычайно важно проследить смену этих формаций в различных структурных зонах современного океана и количественно оценить соотношения вулканических серий, входящих в ту или иную формацию и степень их дифференцированности.

Принято считать, что вулканические породы океанических рифтов и абиссальной части океанов представлены недифференцированными базальтами толеитовой формации, океанических островов — контрастно дифференцированной щелочной оливин-базальтовой формации, где в большинстве случаев преобладают талеиты. Породы андезитов-базальтовой формации островных дуг подразделяются на три непрерывно дифференцированные серии: толеитовую, высокоглиноземистую и щелочную оливин-базальтовую.

Состояние изученности позволяет нам обоснованно оценить объемное соотношение вулканических серий островных дуг. На Курильской островной дуге, Камчатке и в Японии в среднем толеитовая серия составляет 45%, высокоглиноземистая 42%, щелочная оливин-базальтовая 13% от общего объема вулканических пород.

Установлено также, что эти соотношения различны в разных структурных зонах островных дуг и непостоянны во времени. Чем древнее проявление вулканизма и чем ближе строение зем-

ной коры островной дуги в районе его проявления к океаническому типу, тем большую долю в объеме андезито-базальтовой формации составляют толеитовая и высокоглиноземистая серии. Средняя взвешенная порода этих серий по своему составу максимально приближается к первичной мантийной магме, в то время как аналогичная порода щелочной оливин-базальтовой серии является производной контаминированной мантийной магмы. Распределение когерентных и некогерентных элементов не противоречит этому предположению.

Анализ распространенности дифференциатов названных трех серий показывает, что толеитовая и высокоглиноземистая серии близки между собой и характеризуются отчетливо проявленным двуимодальным распределением дифференциатов, что отражает тенденцию первичной магмы к контрастной дифференциации. Щелочная оливин-базальтовая серия по характеру дифференциации ближе всего к непрерывно дифференцированной. Тип дифференциации (контрастный или непрерывный) является показателем щелочности магмы, а, следовательно, — мощности и типа земной коры в районе проявления вулканизма.

Наиболее вероятным механизмом глубинной дифференциации является ликвация силикатного расплава на две взаимно не смешиваемые жидкие фазы, отвечающие по своим средним составам андезито-базальту и дациту, с существенным преобладанием первого. В рифтовых и абиссальных зонах океана ликвационный процесс проявлен наиболее слабо. Более отчетливое его проявление характерно для океанических островов и максимальное для островных дуг. В этой же последовательности возрастает доля дацитовой составляющей при ликвации глубинных магм перечисленных зон океана.

Специальными исследованиями (С.Н. Иванов и др., 1973) было показано, что вулканические породы Уральской эвгеосинклинали области претерпели последовательную трансформацию от толеитовых формаций океанических рифтов до непрерывно дифференцированных андезито-базальтовых формаций островных дуг и дифференцированных трахибазальтовых формаций субконтинентов.

Результаты наших исследований позволяют внести некоторые коррективы в рассмотренную выше схему эволюции уральского эвгеосинклинального вулканизма. Исходя из концепции раздвижения континентальных литосферных плит, самой ранней вулканической формацией является контрастно дифференцированная щелочная оливин-базальтовая формация, аналогичная формациям континентальных рифтов, которая затем, в срединных частях эвгеосинклинальной области сменяется недифференцированной формацией океанических толеитов и контрастно дифференцированной формацией океанических островов. Одновременно с этим в переходных зонах, граничащих с континентальными плитами, образуются вулканические области дифференцированной андезитов-базальтовой формации островных дуг, которые длительное время сосуществуют с формацией океанических толеитов и щелочной оливин-базальтовой формацией островов. Последовавшее затем сближение континентальных литосферных плит привело к интенсивному скучиванию океанической коры, вследствие чего, в сравнительно узких линейно вытянутых зонах пространственно совместились породы вулканических формаций, ранее развитые в различных зонах палеоокеана. Одновременно с этим проявился дифференцированный трахибазальтовый, а затем гранитный магматизм.

Е.П. Ширай
ЦНИГРИ, Москва

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ УРАЛА
И ДРУГИХ РЕГИОНОВ СССР

Уральские колчеданные провинции являются типичными представителями эвгеосинклиналей фемического профиля. В таких областях колчеданосным формациям предшествуют недифференцированные базальтовые формации натровой серии.

Базальтовые формации Урала, Казахстана, Тувы, Саяна и Салаира характеризуются удивительным постоянством состава, занимая промежуточное положение в треугольнике составов пород таких петрологических типов, как толлеитовые базальты океанов-траппы - натровые субщелочные базальты (спилиты). Для них характерен натровый состав при пониженном содержании титана, кальция, магния, умеренной глиноземистости и повышенном содержании железа и щелочей. Сумма щелочей несколько выше, чем в океанических базальтах и траппах, но ниже, чем в спилитах. Состав базальтов, становление которых протекало на опущенных блоках мощной сиалической коры при подъеме расплавов вдоль глубинных расколов (Мугоджары), значительно отличается от формаций, накопление которых происходило на существенно океанической коре (Магнитогорский и Тагильский прогибы).

Контрастные формации натровой серии, формирующиеся в эвгеосинклинальных областях фемического и салефемического профиля, также представляют определенный петрогенетический тип, состав пород которого не зависит от возраста (различные провинции Урала, Сев. Кавказа, Тува, Салаир и др.). Породы формации характеризуются низкими значениями парных корреляционных связей между пороодообразующими окислами, отсутствием боуэновского тренда, что, наряду с афировым обликом, свидетельствует о слабом проявлении дифференциации. Базальты контрастной формации, при их фациальном разнообразии, отличаются от недифференцированных только более высоким содержанием кремнезема, меньшей титанистостью, несколько повышенным содержанием глинозема. Липариты и дациты обладают несколько повышенными содержаниями железа, магния, титана, натрия по сравнению с экспериментально изученными выплавками. При общей маловодности магм характерны некоторые признаки увеличения роли летучих, особенно в поздних образованиях.

П о с л е д о в а т е л ь н о - д и ф ф е р е н ц и -
р о в а н н ы е ф о р м а ц и и о т л и ч а ю т с я о т п р е д ы -
д у щ и х б о л е е и н т е н с и в н о п р о я в л е н н ы м и к о р р е л я ц и о н н ы м и с в я -
з я м и м е ж д у о с н о в н ы м и п о р о д о о б р а з у ю щ и м и о к и с л а м и , ч т о с
у ч е т о м п о р ф и р о в о г о с л о ж е н и я с в и д е т е л ь с т в у е т о с л о ж н о й
д и ф ф е р е н ц и а ц и и в п р о м е ж у т о ч н ы х м а г м а т и ч е с к и х о ч а г а х и
к а н а л а х , б о л ь ш е й р о л ь ю л е т у ч и х . Д а н н ы е ф о р м а ц и и о б л а -
д а ю т ш и р о к о й д и с п е р с и е й с о с т а в о в с л а г а ю щ и х и х п о р о д .
П р и э т о м м о г у т б ы т ь в ы д е л е н ы д в е о с н о в н ы е г р у п п ы :

1 - б а з а л ь т - а н д е з и т - д а ц и т - л и п а р и т о в ы е ф о р м а ц и и н а т р о -
в о й с е р и и , п р и у р о ч е н н ы е к э в г е о с и н к л и н а л я м ф е м и ч е с к о г о
п р о ф и л я , г д е о н и р а з в и в а ю т с я в о л е д з а к о н т р а с т н ы м и ф о р -
м а ц и я м и (У р а л , С е в . К а в к а з) , о т п о р о д к o т o р ы х o т л и ч а ю т -
с я н е с к o л ь к о п о в ы ш е н н ы м с o д е р ж а н и е м к а л и я и б o л ь ш е й
д и с п e р с и e й с o д e р ж а н и й и д р . o к и с л o в ; 2 - б а з а л ь т - а н д e -
з и т - д а ц и т - л и п а р и т o в ы е и а н д e з и т - д а ц и т - л и п а р и т o в ы е к а л и -
н а т р o в ы е ф o р м а ц и и , п o л ь з у ю щ и е с я ш и р o к и м р а з в и т и e м в э в -
г e o с и н к л и н а л я х с а л e ф e м и ч e с к o г о п р o ф и л я (Ц . К а з a x c t a н ,
М . К а в к а з , Б у р я т и я и д р .) o т л и ч а ю т с я ш и р o к o й д и c п e р с i e й
c o c т a в o в , р а з л и ч н ы м и o б ь e м а м и ф а ц и а л ь н ы х р а з н o c т e й ,
п р e ж д e в с e г o a н д e з и т o в , н а л и ч и e м в ы c o к o г л и н o з e м и c т ы х
р а з н o c т e й , б o л ь ш o й д и c п e р с i e й щ e л o ч e й . П o р o д ы н e c у т
c л e д ы в з a и м o д e й c t в и я р a c п л a в a c k o p o в ы м м a т e р и a л o м .

В з а к л ю ч e н и e н e o б х o д и м o o т м e т и т ь , ч т o т и п к o л ч e д а н -
н o г o o р у д e н e н и я в з н а ч и т e л ь н o й c t e п e н и o п р e д e л я e т с я
o c o б e н н o c т я м и c o c т a в a п o р o д р у д o н o c н ы х ф o р м а ц и й , в c в я -
з и c ч e м и з y ч e н и e и х п e т р o x и м и ч e c к и х o c o б e н н o c т e й п р и -
o б р e т a e т в a ж н o e з н a ч e н и e .

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЭВОЛЮЦИИ БАЗАЛЬТОИДНОГО
ВУЛКАНИЗМА УРАЛЬСКОЙ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ
(Магнитогорская зона, Южный Урал)

В литературе освещались данные, полученные при сравнительном изучении содержаний и характера распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в океанических толеитовых базальтах, трахибазальтах переходной стадии развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали (Тагильская зона) и оливиновых щелочных базальтов континентов и западного склона Урала. Их сопоставление с полученными нами пока еще немногочисленными определениями содержаний РЗЭ в базальтах переходной и диабазах и габбро-диабазых субконтинентальной стадии развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали (Магнитогорская зона) показывает, что выводы о характере их накопления и распределения, сделанные, в частности, Л.С.Бородиным, И.К.Пятенко (1972) в общем сохраняют свое значение и в рассматриваемом нами случае. Океанические толеиты сравнительно с исследованными нами разновидностями базальтов обеднены РЗЭ, особенно элементами подгруппы лантана (сумма 36,0 г/т), при несколько повышенном содержании элементов иттровой подгруппы (сумма 44,0 г/т). В базальтах переходной стадии содержание элементов подгруппы лантана резко возрастает (сумма 98,18 г/т), снижаясь в два раза в диабазах и габбро-диабазых последующей, субконтинентальной стадии (сумма 41,26 г/т). Содержание элементов иттровой подгруппы в базальтах переходной стадии увеличивается довольно умеренно (сумма 60,86 г/т), сохраняя в этих же пределах свое значение в базальтах субконтинентальной стадии (сумма 55,65 г/т). Характерно, что качественный состав РЗЭ обеих стадий не меняется; меняются лишь количественные соотношения элементов.

Весьма показательным представляется сопоставление данных по содержанию РЗЭ и щелочности базальтов океанической, переходной и субконтинентальной стадий развития.

Стадии развития	K_2O	Na_2O	K_2O/Na_2O	Сумма РЗЭ г/т
1. Океаническая	до 0,3	2,4	0,20	87,0
2. Переходная ранняя	1,62	2,85	0,57	179,2
3. Переходная поздняя	0,95	4,34	0,22	107,0
4. Субконтинентальная	1,18	2,16	0,54	125,0

Примечание: 1 - данные Л.С.Бородина, И.К.Пятенко, 2-4 - данные автора. Определения содержаний РЗЭ выполнены в институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР В.В.Червяковской.

Приведенные данные однозначно свидетельствуют о наличии зависимости в суммарном содержании РЗЭ от содержания K_2O . Еще более очевидна эта зависимость при изучении характера взаимоотношений суммарного содержания РЗЭ и содержания K_2O в щелочных гранитоидах субконтинентальной стадии развития Магнитогорской зоны. При их общей щелочности 9,68% среднее содержание K_2O составляет 4,83%. Соответственно резко возрастает и общее содержание РЗЭ, составляя 285 г/т, при сохранении тенденции к большему, в 4 раза, накоплению элементов подгруппы лантана и примерно вдвое больших, сравнительно с базальтами субконтинентальной стадии, содержаниях элементов итровой подгруппы.

Приведенный цифровой материал показывает, что зависимость между содержаниями K_2O и РЗЭ не прямая, поскольку отношение суммы РЗЭ к процентному содержанию K_2O в породе в океанических толеитах составляет порядка 30 : 1, далее снижаясь до 10 - 12:1. При общем возрастании содержаний всех без исключения РЗЭ по мере перехода от океанической стадии к субконтинентальной, особенно к кислым разновидностям пород последней, наиболее информативными являются легкие РЗЭ, а из них лантан и церий, содержания которых в ходе эволюции увеличиваются более значительно.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ
АВТОМАГМАТИЧЕСКИХ БРЕКЧИЙ

Вулканогенные породы кислого состава обычно содержат 5-10% вкрапленников, остальной их объем сложен первично-стекловатой или сферолитовой основной массой с небольшим количеством микролитов.

Однако, в последнее время выделяется группа кислых вулканогенных пород, обладающих оскольчатым обликом минералов, количество которых неодинаково, но может достигать 50% всей массы породы. Основная масса имеет первично-стекловатое строение, часто со следами "пепловидной" структуры. Эти образования, отличающиеся целым рядом общих признаков, несмотря на большое разнообразие, могут быть объединены в группу пород флюидопорфирового комплекса (Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б., 1973)^{х/}.

Образования этого комплекса пользуются широким распространением и встречаются среди отложений геосинклинальных и особенно орогенных этапов развития.

Для геосинклинальных этапов характерны мелкие, главным образом межпластовые тела, встречающиеся в геосинклиналях. В орогенных областях и областях активизации породы флюидопорфирового комплекса, приуроченные к вулканотектоническим депрессиям вулканических поясов, имеют огромные объемы; здесь они являются обычно членами вулканоплутонических ассоциаций.

Расплавы, образовавшие породы флюидопорфировых комплексов, отличались чрезвычайно высокой подвижностью. Это сказалось на появлении очень маломощных тел, а также на наличии протяженных, часто волосовидных апофиз и инъекций.

^{х/} В литературе при описании пород этих комплексов пользуются такими наименованиями, как "туфолавы", "игнибристы", "кристаллотуфы", "автомагматические брекчии" и др.

Наиболее интересной в петрографическом отношении разновидностью пород флюидопорфировых комплексов следует считать автомагматические брекчии (Яковлева Е.Б., 1963). Они являются обычными представителями пород этой группы в геосинклиналях, а в орогенных областях формируются в условиях затрудненного передвижения магмы к поверхности, например, завершают формирование мощных толщ игнибритоподобных пород.

По химизму состав автомагматических брекчий и других пород флюидпорфировых комплексов меняется от липаритов до андезитов; для них характерна несколько повышенная щелочность и некоторое преобладание калия над натрием по сравнению с аналогичными им по кремнекислотности обычными вулканитами того же региона и возраста.

Эти особенности химизма определяют специфические минеральные парагенезисы, наблюдаемые в автомагматических брекчиях. Так, для кислых разностей характерно сосуществование небольших количеств пироксена с калиевым полевым шпатом, биотитом и кварцем. В породах с содержанием SiO_2 63-65% цветные минералы представлены орто- и клинопироксенами, биотитом, а для лейкократовой части вкрапленников характерно сосуществование кали-натриевых полевых шпатов с плагиоклазами с основностью Al_2O_3 40. Минералы автобрекчий формируются многоэтапно, причем каждый из этапов сложен минеральным парагенезисом, отражающим определенный период кристаллизации пород. Наряду с отмеченными выше не совсем обычными сочетаниями минералов во вкрапленниках, для этих пород характерно резкое несоответствие состава порфировых выделений (габбро, кварцевое габбро) и стекловатой основной массы (липарит).

Основная масса часто является флюидальной, иногда для нее характерно наличие "пепловидных" структур, связанных, по-видимому, с явлением ликвации в кислом остаточном расплаве, обусловленным повышенным содержанием летучих компонентов. После потери главного их количества вязкость расплава резко возрастает, что приводит к появлению уже

отмеченного оскольчатого облика вкрапленников и растаскиванию их осколков по флюидалности.

Широкая распространенность описанной группы пород, а также установленная в настоящее время ассоциация с ними ряда месторождений полезных ископаемых различных металлов (медь, свинец, цинк, олово, золото, уран и др.) делает необходимым выделение среди кислых вулканитов рассматриваемых образований.

Р.Г. Язева

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

ПЕТРОЛОГИЯ КРЕМНЕКИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Проблема кремнекислого магматизма в эвгеосинклинальных толщах, т.е. время, механизм и возможная этапность появления кремнекислых расплавов в условиях океанической коры, — одна из наиболее трудных при изучении ее эволюции. Современные океанологические исследования, позволившие в новом свете оценить условия формирования базальтоидных толщ древних эвгеосинклиналей, на первый взгляд еще более затруднили решение этой проблемы. Данные глубоководного драгирования последних лет способствовали тому, что среди исследователей укреплялось представление об отсутствии кремнекислых пород в разрезе океанической коры. Однако последняя сводка И.В. Лучицкого (1973) показывает, что это не совсем точный вывод.

Изучение уральских эвгеосинклинальных вулканогенных разрезов также свидетельствует о том, что кремнекислые магматические породы появляются синхронно с основными на заключительных этапах накопления мощных недифференцированных спилит-диабазовых толщ. Подтверждением этому служит чередование спилитовых и альбитофировых лавовых потоков и, в частности, наблюдаемые признаки пропитывания жидким расплавом в подошве спилитовых потоков рых-

лой пирокластики, покрывающей альбитофировые экструзивные купола и лавовые потоки (это исключает предположение о силловой природе альбитофиров).

Устанавливается, что первые кремнекислые расплавы в эвгеосинклинальном разрезе формировались в виде вулканогенных пород и преимущественно в экструзивно-лавовых фациях с малыми объемами сопутствующей пирокластики. Становление габбро-плагиогранитных интрузивных серий происходило несколько позже, причем кремнекислые эвгеосинклинальные вулканы могли попадать в зоны плагиогранитизации, существенно расширяя их. Характерными особенностями этих самых ранних в эвгеосинклинали кислых вулкаников являются микролитовые структуры основной массы, ничтожно малый объем интрателлурических порфировых выделений, высокая кристаллизационная способность исходных расплавов, свидетельствующая о малой вязкости их и необычная для кислых пород. Порядок выделения породообразующих минералов из расплавов следующий: магнетит, пироксен, роговая обманка, плагиоклаз, кварц. Присутствие роговой обманки, т.е. водросодержащего минерала во вкрапленниках даже в редкопорфировых лавовых фациях не свойственно всем последующим кислым вулканикам и свидетельствует о достаточно высоком P_{H_2O} при становлении данных пород.

Судя по времени появления и объемам кварцевых вкрапленников, самые ранние кремнекислые вулканики не являются предельно кислыми породами и по степени насыщения кремнекислотой сопоставимы с дацитами.

Описанные умеренно-кислые вулканики (натриевые дациты) являются наиболее распространенными и характерными для так называемых контрастных дифференцированных формаций на Урале, независимо от возраста. Кроме них, в состав данных формаций могут входить сходные с ними структурно, но предельно кислые вулканики. Кварцевые вкрапленники в них появляются уже при общем объеме порфировых выделений 7-8% и составляют от 1/3 до 1/2 этого объема.

Умеренно- и предельно кислые вулканиты могут быть со-
вмещены пространственно, как например в карамалыташской
вулканогенной формации Учалинско-Александринского райо-
на на Южном Урале, или входят в формации разной степени
контрастности, как например на Среднем и Северном Урале.

Единообразие самых ранних кремнекислых вулканитов в
эвгеосинклинальных толщах Урала, несмотря на возрастной
диапазон (от ландовери до среднего девона) и удален-
ность друг от друга изученных районов, свидетельствуют о
сходных условиях и едином механизме их формирования из
маловодных кремнекислых расплавов, производных от тех-
же очагов базальтовой магмы, которые дали мощные недиф-
ференцированные спилит-диабазовые толщи.

Разделение контрастных и непрерывно-дифференцирован-
ных формаций в эвгеосинклинальных вулканогенных толщах
в свете вышеизложенного в известной мере условно.

А.С. Бобохов

ИГ БФАН СССР, Уфа

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕГЕО- СИНКЛИНАЛЬНЫХ КИСЛЫХ ПОРФИРОВЫХ ПОРОД МАГНИТО- ГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

(по данным изучения типоморфизма породообразующих
минералов)

Исследовались фенокристаллы кварца и плагиоклаза,
входящие в состав разновозрастных кислых порфировых по-
род, с определенными разновидностями которых простран-
ственно и во времени ассоциируется колчеданное орудене-
ние и которые из-за широко проявившегося метаморфизма
различного типа нередко почти полностью утратили пер-
вичные петрохимические и структурные особенности.

Установлено, что с помощью выявленных типоморфных
особенностей породообразующих минералов можно опреде-
лять формационную принадлежность магматических пород
(термолюминесценция кварца), производить их расчленение

и корреляцию по составу и некоторым геохимическим особенностям исходных расплавов, выяснять характер эволюции этих расплавов по времени (состав расплавных включений, термолюминесценция и элементы-примеси кварца), восстанавливать температурный режим становления пород (реликтовая степень упорядоченности плагиоклазов, температура точки инверсии, микротвердость и температура гомогенизации расплавных включений кварца).

Натровая специализация рассматриваемых кислых пород, проявляющаяся в явном преобладании во входящем в их состав кварце Na-Al центров над Li-Al центрами, что обусловило заметное отличие его по термолюминесценции от кварца из сиалических гранитоидов, плагиогранит-порфиров и кислых пород каменноугольной K-Na формации (Бобохов, 1973), а также разница в их относительном возрасте, определенная с помощью термолюминесцентного анализа, позволяют парагенетически связывать первые с натровыми вулканогенными базальтоидными формациями.

Эволюция во времени исходных расплавов кислых пород, судя по составу расплавных включений, определенных с помощью $\Sigma MA-I$ и "Камеки", носит закономерный, циклический характер (Бобохов, Павлов, Хайретдинов). Выделяются силурийско-нижнедевонский цикл и среднедевонский цикл, являющийся в определенной мере продолжением первого. Максимальное содержание в расплавах меди отмечалось в конце силурийско-нижнедевонского, начале и середине среднедевонского циклов.

Содержания обнаруженных в фенокристаллах кварца элементов-примесей варьируют в следующих пределах: K (0 - 0,06), Na (сл. - 0,07), Li (0 - 0,002), Rb (0 - 0,002), Cs (0 - 0,0001), Al (0,001 - 1,0), Ti (0,002 - 0,04), Ca (0,01 - 0,2), Fe (0,05 - 0,3), Mg (0,01 - 0,2), Mn (0,001 - 0,003), Si (0,0003 - 0,03). Обособляются липаритовые порфиры Карамалыташской структуры, в кварце которых на порядок ниже количество Al и Ti. Кислые породы Учалинского и Верхнеуральского рудного районов отличаются малым содержанием

в кварце щелочей. Количество меди во всех исследованных кварцах оказалось примерно одинаковым.

Выяснилось, что в кварце из порфиров, не сопровождающихся сульфидной минерализацией колчеданного типа, отмечаются только $Na-Al$ центры. В этом кварце, по данным спектрального анализа, содержание Na обычно превосходит содержание Al .

Температура кристаллизации кислых субвулканических пород в некоторых структурно-формационных зонах последовательно увеличивалась от наиболее ранних к наиболее поздним фазам внедрения. В этом же направлении уменьшалась скорость охлаждения магматических тел, что возможно вызвано некоторым увеличением глубин их консолидации.

И. А. Бурикова
МГУ, Москва

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАЗЛИЧИЯ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ СРЕДНЕГО ДЕВОНА ЮЖНОГО УРАЛА

1. Кислые вулканы среднего девона в пределах Магнитогорского синклинория связаны с формациями разного типа — контрастной диабаз-альбитофировой (карамалыташской) и непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой (улутауской) и представляют собой две генетически самостоятельных группы.

2. Вулканы непрерывной формации характеризуются более разнообразным минеральным составом, отличающимся большим содержанием темноцветных компонентов, среди которых широко распространены гидроксилсодержащие минералы — роговая обманка, биотит, и, соответственно, менее лейкократовым составом пород по сравнению с вулканами контрастной формации. Различия четко проявлены в последовательности кристаллизации минералов, которая в непрерывной формации обычно начинается с магнетита, а также в морфологии минералов-вкрапленников, таких как

кварц и плагиоклаз. Наиболее широко явления резорбции вкрапленников развиты в породах непрерывной формации, где наряду с кварцем присутствуют и резорбированные зерна плагиоклаза, которые в контрастной формации характеризуются широким развитием удлиненно-призматических форм.

3. Сравнение минеральных парагенезисов-вкрапленников кислых вулканитов обеих формаций показало, что составы расплавов непрерывной серии отличаются относительно более высоким химическим потенциалом калия при равной величине химического потенциала Na_2O по сравнению с породами контрастной формации. Повышение активности щелочей в непрерывной формации (главным образом K_2O) является главной причиной появления во вкрапленниках калинатрового полевого шпата и парагенезисы его с более основным плагиоклазом (андезин-40). Повышенная активность калия в магматическом расплаве отчетливо фиксируется по расширению поля кристаллизации $Oч$ в системе $Ab-An-Oч$.

4. Вулканиты контрастной формации характеризуются слабо порфировым типом структур с небольшим процентом вкрапленников (8-12%), а в непрерывной - резко порфировым типом структур (25-30%), что свидетельствует о значительно более длительном интрателлургическом этапе кристаллизации последней и более высокой степени перегрева первой.

5. Кислые вулканиты разных формаций различаются своими петрохимическими особенностями. Контрастная формация несет признаки существенно натрового метасоматоза при резком преобладании Na_2O над K_2O (5:1), в то время как непрерывная формация характеризуется метаморфизмом изохимического типа, где соотношения Na_2O и K_2O изменяются от 3:1 до 1:1 в экструзивных липаритах. Помимо характера щелочности кислые вулканиты различаются: а) степенью пересыщенности кремнеземом, которая увеличивается в породах непрерывной формации.

Контрастн. формация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	
	липариты дациты	73,80 66,60	0,29 0,60	12,40 13,50	1,40 2,51	2,20 3,90	0,09 0,13	0,88 1,70	1,12 2,20
Непрерывн. формация	липариты (лавн)	74,72	0,26	11,09	1,26	1,41	0,06	1,35	2,90
	дациты	65,50	0,50	15,05	2,02	3,39	0,09	2,64	3,20
	липариты (экструзии)	75,57	0,21	12,58	0,73	1,20	0,06	0,62	0,95

а также и глиноземом (при пересчете на нормативные минералы); б) характером изменения петрохимических параметров и в) характером парных корреляционных связей микроэлемент-петрогенный окисел.

6. Наиболее вероятной причиной различия двух групп кислых пород является генерация соответствующих магм при различном содержании летучих компонентов, главным образом воды.

Кислые вулканиты контрастной формации (карамалыташской) обладают признаками, свидетельствующими о близости исходного расплава (P_{H_2O} от 0,5 до 1-2кб) к "сухой" магме, что обуславливает возможность подъема ее в верхние горизонты земной коры и сохранение в перегретом состоянии, при слабо взрывном характере вулканизма и обилии субвулканических тел, небольшой роли интрателлурического этапа (слабо порфировый тип), ограниченном развитии гидроксилсодержащих минералов, позднем выделении магнетита. Кислые вулканиты непрерывной (улутауской) формации являются производными расплава, генерируемого при большем давлении водяного пара (P_{H_2O} ~3кб) по сравнению с контрастной формацией, и отличаются соответственно большим содержанием воды в расплаве. Подтверждением этому являются: сильно взрывной характер кислого вулканизма ($K_{эксплоз.} = 45-95\%$), резко порфировый облик пород, более широкое развитие парагенезисов с гидроксилсодержащими минералами (роговая обманка, биотит), интенсивная резорбция вкрапленников кварца и плагиоклаза, ранняя кристаллизация магнетита.

ЯВЛЕНИЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В КРЕМНЕКИСЛЫХ РАСПЛАВАХ

Признаки дифференциации в кремнекислых породах, в отличие от основных, проявляются менее отчетливо и изучены несравнимо хуже. Вместе с тем они представляют несомненный петрогенетический и, по-видимому, металлогенический интерес.

В результате изучения кремнекислых вулканитов (кварцевых альбитофиров) из спилит-кварцево-альбитофировой формации на Южном Урале была установлена их принадлежность к котектическому типу, характеризующемуся постоянным соотношением кварца и плагиоклаза, как во вкрапленниках, так и в основной массе ($Q/Pl \approx 1$). Отклонения от котектического типа, выявленные в минералогическом и химическом составе отдельных субвулканических тел и даек, обусловлены, преимущественно, процессом дифференциации.

Явление дифференциации изучено на примере сложнопостроенного многофазного субвулканического силла, вскрытого скважиной I750 в северо-восточной части Карамалыташской структуры. В 350 метровом разрезе силлового тела, сложенного макроскопически однородной породой, при детальном петрографическом исследовании выявлено три разновидности, различающиеся наиболее существенно по соотношению вкрапленников и содержанию SiO_2 (табл. I, I. $SiO_2 = 74,94$; 2. $SiO_2 = 79,84$; 3. $SiO_2 = 72,76$).

Возникновение этих разновидностей хорошо объясняется перераспределением в родоначальном котектическом расплаве ряда компонентов и, в первую очередь, кремнезема. В результате расплав, обогащенный против котектики SiO_2 , начал кристаллизоваться с избыточного кварца, а обедненный SiO_2 - с избыточного плагиоклаза. Изменение начального химического состава привело, таким образом, к закономерному изменению соотношения Q/Pl во вкрапленниках.

Таблица I

№ ин	Глубина по скв. 1750	Тип породы	Вращенники			Норматив. состав				
			ко- лич. оп- ред.	Q%	Рл%	Q / Рл	Q	Ав	Ос	Ап
1	650-620	Котекти- ческий	2	10,4	11,2	48,0/52,0	45,6	44,7	4,4	5,3
2	620-530	Обогащен.	4	8,8	4,7	65,2/34,8	53,7	43,6	0,6	2,1
3	527-390	Обеднен.	6	3,6	9,2	28,1/71,9	42,5	45,2	3,8	8,5
4	390-30	Обеднен.	4	7,0	9,8	41,5/58,5	-	-	-	-

Вероятный механизм дифференциации в данном случае заключается, по-видимому, в накоплении в верхних частях магматического очага воды, обогащенной преимущественно кремнеземом. Опыты Бернхэма и Джанса показали, что состав растворенного вещества в водной фазе, находящейся в равновесии с расплавом пегматита, при $F_{H_2O} = 2,9$ об. составляет 1,5% и представлен на 85% - SiO_2 , на 4% - Na_2O и 2,8% - K_2O .

Обогащенные летучими и SiO_2 кислые расплавы проявляют наибольшую инъекционную способность, а соответствующие им кислые породы нередко несут повышенную сульфидную минерализацию.

В.П.Челноков

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ КВАРЦЕВЫХ АЛЬБИТОФИРОВ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Утверждение новых идей глобальной тектоники и связанных с ними представлений о заложении эвгеосинклинальных зон на океанической коре вновь пробуждает интерес к проблеме происхождения спилито-кератофировых ассоциаций и, в частности, наиболее кислых их членов - кварцевых альбитофиров.

Были изучены кварцевые альбитофиры спилит-кварцево-альбитофировой формации на Южном Урале в районах Карамалыташской, Сибайской, Бакр-Узякской и Гайской вулканокупольных структур. Эти породы имеют простой минералогический парагенезис (кварц, альбит - во вкраплениях; кварц, альбит, клорит, эпидот, пумпеллит - в основной массе) и специфический химический состав с низким содержанием H_2O (< 1,0%). До недавнего времени низкая калиевость кварцевых альбитофиров объяснялась многими исследователями, как вторичное явление, связанное с метаморфизмом нормальных кали-натриевых пород. В последнее время начинает преобладать мнение, что она является харак-

терной особенностью раннегеосинклинальных вулканических пород.

В результате детальных петрографических исследований получены данные, указывающие на то, что первичный состав кварцевых альбитофиров отвечает бедной калием кварц-олигоклазовой котектике. О котектической природе кварцевых альбитофиров говорят близко-одновременная кристаллизация вкрапленников кварца и плагиоклаза, образование их интрателлургических микропегматитовых сростаний, постоянное количественное соотношение кварц-плагиоклаз, как во вкрапленниках, так и в микропегматитовых сростках (табл. I). Величина этого соотношения, близкая к I, не соответствует нормальной гранитной эвтектике, детально изученной Таттлом и Боуэном, но хорошо объясняется, согласно экспериментальным исследованиям фон Платена, Стюарта, Йодера, Луса и др., кристаллизацией котектического кварц-олигоклазового расплава. Реликтовые вкрапленники высокотемпературных плагиоклазов № 36-47, обнаруженные в кислых вулканах Гая, Карамалыташа, Бакр-Узяка, по-видимому, соответствуют равновесному кварц-олигоклазовому расплаву с содержанием анортитового компонента около 12%. Калишпат, изредка отмечаемый в виде реликтов во вкрапленниках альбита, относится к богатой калием низкотемпературной разновидности и имеет вторичное происхождение.

Нормативные составы химически проанализированных образцов кварцевых альбитофиров с микропегматитовыми вкрапленниками (табл. I), а также вычисленные по средним химическим анализам этих пород из изученных районов, показывают, что отношение Q/Pc , близкое к I, сохраняется также и в валовом составе кремнекислых пород. Такое постоянство отношения Q/Pc во вкрапленниках, микропегматитовых сростках, с одной стороны, и в валовом составе пород, с другой, - не случайно и говорит о том, что генерация исходного кремнекислого расплава и последующая кристаллизация интрателлургической фазы происходили при близких значениях P_{H_2O} .

Таблица I

Район	Соотношение Q/Pc				Нормативный состав				
	Во вкрапленник.		В микропегмат. сростках		Ко-лич. ана-ли-зов	Q	Ab	Or	An
	Ко-лич. оп-ред.	Q/Pc	Ко-лич. оп-ред.	Q/Pc					
Карамалыташ	35	48,8/51,2	22	48,9/51,1	6	47,8	42,7	3,1	6,4
Сибай	29	50,8/49,2	25	49,9/50,1	2	49,6	45,0	4,7	0,7
Бакр-Узяк	5	47,4/52,6	4	52,4/47,6	1	46,3	43,1	2,5	8,1
Гай	32	43,7/56,3	64	49,4/50,6	9	44,0	44,4	4,4	7,2

Рассмотрено положение кварцевых альбитофиров и вероятный путь их кристаллизации в экспериментально охарактеризованной системе $Q - Ab - Or - An - H_2O$. Фигуративные точки средних валовых составов кварцевых альбитофиров по изученным объектам, а также отдельных наименее измененных их разностей располагаются в $Q - Ab - Or - An$ тетраэдре вблизи котектических кварц-плагиоклазовых поверхностей, отвечающих $P_{H_2O} = 1-2$ кбара.

Таким образом при $P_{H_2O} = P_{нагр.}$ глубина генерации и начала кристаллизации исходного кремнекислого расплава, вероятно, не превышала 7 км.

Исходя из сравнительно небольшой глубины образования первичного расплава и натриевой специфики его состава, можно предполагать, что возникновение существенно натриевых кремнекислых расплавов обусловлено дифференциацией бедной калием океанической базальтовой магмы в промежуточных вулканических очагах. Однако не исключается и другой вероятный путь, связанный с образованием кремнекислых расплавов в результате селективного плавления океанической коры под воздействием потока горячих кремне-натриевых флюидов.

А.С.Бобохов, А.В.Павлов, П.Ф.Сопко,
И.А.Хайретдинов

ИГ БФАН СССР, Уфа

КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОТИПНЫХ КИСЛЫХ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МАГИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ ПО СОСТАВАМ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Предварительные исследования (Бобохов, Павлов и др., 1974) показали, что по сравнению с методами, основанными на пересчетах данных химического и спектрального анализов, наиболее надежным при расчленении и корреляции палеотипных кислых порфировых пород является сопоставление составов расплавных включений в их пороодообразующих минералах.

С помощью лазерного микроспектроанализатора ИМА-1 был изучен состав капелек исходного расплава, законсервированного в фенокристаллах кварца субвулканических пород Сибайского и Учалинского рудных районов. В серии субвулканических пород Сибайского рудного района изучены последовательно внедрившиеся липаритовые порфиры с мелкими фенокристаллами кварца, липаритовые порфиры мегафирового облика и липаритовые порфиры с крупными фенокристаллами кварца. Серия Учалинского рудного района состоит также из последовательно образовавшихся дацитовых порфиритов, липаритовых порфиров, липарито-дацитовых порфиров, дацитовых порфиритов, липарито-дацитовых порфиров и дацитовых порфиритов, отличающихся друг от друга некоторыми петрографическими и петрохимическими признаками. Номенклатура субвулканических пород определялась величиной петрохимического параметра "v" (v').

Установлено, что изменение содержания Al, Ti, Mg, Fe во включениях в кварце из пород Учалинской серии имеет в общем циклический характер. Для начальных и конечных фаз отмечаются максимальные содержания Al, Ti и минимальные Mg, Fe, для промежуточных фаз - минимальные Al, Ti и максимальные Mg, Fe. Поведение Si во включениях имеет тенденцию к уменьшению ее содержания в конечных фазах.

Вариации содержаний этих элементов во включениях из пород Сибайского рудного района по своей направленности и в значительной мере по относительным величинам хорошо коррелируются с характером изменения их в породах начальных фаз серии Учалинского района. Это в какой-то степени может служить и показателем относительного возраста субвулканических пород Сибайского и Учалинского рудных районов. Последнее согласуется с представлениями о более позднем завершении процессов активного вулканизма в Учалинском рудном районе.

О КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЕ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРОД
РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СЕРИЙ И СОПОСТАВЛЕНИИ ИХ С
БАЗАЛЬТАМИ СОВРЕМЕННЫХ АКТИВНЫХ ЗОН

1. Вопросы классификации и номенклатуры базальтовых пород затрагивали в свое время многие исследователи как отечественные, так и за рубежом. Однако и до сегодняшнего дня наиболее спорной является терминология для группы базальтовых пород вообще, а для спилито-диабазовых серий особенно. Неопределенность термина "спилит" создает трудности в разделении спилитовых пород и группы диабазов. Спилитами называют палеотипные породы не только базальтового состава (с диабазовой, микролитовой и т.д. структурами, А.Н.Заварицкий, 1955), но и среднего состава (Лебединский, 1962; Велинский, 1963); не только породы низкокалийевые, но и с высоким содержанием калия (Тернер, Ферхуген, 1961), не только афировые их разновидности (А.Н.Заварицкий, 1955; Броньяр), но и порфиоровые их разновидности (В.А.Заварицкий, Лебединский), не только лавы с подушечной структурой, но и лавы массивного сложения (Дачатка и др., 1963). Главным в отнесении природы к спилиту во всех перечисленных случаях оказывается альбитовый состав плагиоклаза независимо от генезиса последнего.

2. Основные вулканиты дифференцированного комплекса, например карамалыташского, представлены разновидностями сравнительно бедными калием (0,2-0,6%), образующими два ряда пород, которые отличаются друг от друга минералогически и химически:

а) мезократовый ряд (пироксен-содержащие породы) - диабазы, вариолиты, диабазовые и вариолитовые порфириты. Плагиоклаз обычно альбит с четко выраженной реликтовой зональностью. Имеют наибольшее распространение в нижней части разреза. Целиком слагают покровы и отдельные потоки преимущественно с подушечной структурой;

б) лейкократовый ряд (лейкодиабазы, плагиобазальты). Плагиоклаз представлен всегда альбитом. Зональность проявлена слабо или совсем отсутствует. Слагают обычно верхние части разреза. Лавы преимущественно массивные, плотные, сопровождающиеся гиалокластитам;

По химическому составу породы лейкократового ряда более натриевые и менее кальциевые и ближе всего соответствуют составу спилита. В нашем понимании только эти породы и можно называть спилитами. Породы мезократового ряда, соответствующие нормальным базальтам, по минералогическому составу и структуре отвечают породам нормальных диабазов (пироксеновых).

3. Основные вулканы недифференцированного мугоджарского комплекса, сильно обедненные калием (0,07-0,12%), характеризуются теми же особенностями. По минералогическому составу четко выделяются две разновидности лав: разности, содержащие пироксен (вариолиты, диабазы, иногда долериты), и разности лейкократовые, без пироксена, преимущественно с альбитом. По химическому составу последние также являются более натриевыми и менее кальциевыми и соответствуют составу спилита. Характерно, что разности базальтов с аналогичными особенностями минералогии и химизма наблюдаются и среди даек.

4. Просмотр материала по другим формациям Магнитогорской зоны, а также по ряду аналогичных формаций в других структурных зонах Уральской эвгеосинклинали свидетельствует о широком распространении в них аналогичных разновидностей пород. Породы, выделяемые под названием "спилиты", оказались преимущественно лейкократового облика, средние составы которых наиболее близки к среднему уральскому спилиту, т.е. и в этих ассоциациях намечается такое же деление основных вулкаников, как и для карамалыташского комплекса. При этом составы спилитов сохраняют те особенности химизма, которые характерны для вулкаников данной зоны. То же самое можно сказать и про базальтовые комплексы

зон современного вулканизма. Например, в пределах срединноокеанических хребтов спилиты содержат очень незначительное количество калия (0,05–0,17%). Для древних геосинклинальных зон в пределах островных дуг содержание калия несколько больше, но все еще сравнительно низкое (0,13–0,30%). Однако в геосинклинальных сериях островных дуг сравнительно более молодого возраста со щелочно-земельным уклоном (остров Парамушир, Курильские острова) и в продуктах орогенного вулканизма (Западный Ороген) появляются калиевые спилиты с содержанием окиси калия 1% и более. По составу калиевые спилиты острова Парамушир отвечают андезиту.

5. Можно полагать, что вулканы лейкократового ряда есть результат автометаморфических изменений более поздних, обогащенных натрием дифференциатов основной магмы, сохраняющих особенности химизма данной зоны, связанной с принадлежностью того или иного комплекса к определенным типам структур (эвгеосинклиналь, срединноокеанический хребет, островная дуга, орогенный пояс), а следовательно к определенным геологическим условиям возникновения магматических очагов. Спилитами, по-видимому, можно называть только продукты автометаморфической альбитизации более поздних дифференциатов основной магмы с низким содержанием калия, а диабазами – результат метаморфизма ранних дифференциатов той же магмы. Продукты метаморфических изменений дифференциатов первично более калиевой магмы, по-видимому, следует называть иначе.

ХАРАКТЕР ПОВЕДЕНИЯ ЩЕЛОЧЕЙ, ТИТАНА, ЖЕЛЕЗА, Na/K и Ti/Fe - ОТНОШЕНИЙ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ МАГНИТОГОРСКОГО МЕТАСИНКЛИНОРИЯ

Анализ распределения Na , K , Ti , ΣFe , Na/K и $Ti/\Sigma Fe$ в вулканических породах контрастных (баймак-бурибайской, карамалыташской) и слабо и последовательно дифференцированных (ирендыкской улутауской и колтубанской) формаций в различных структурно-формационных зонах показывает, что их общими особенностями являются следующие: уменьшение Na/K и увеличение Ti/Fe — отношений от древних формаций к молодым. Последовательное обогащение вулканогенных пород калием и титаном может быть обусловлено как увеличением глубины генерации базальтовых магм, так и процессами их глубинной дифференциации. С этой точки зрения можно допустить более низкие уровни генерации базальтовых магм Восточной структурно-фациальной зоны.

Контрастные формации по сравнению со слабо и последовательно дифференцированными характеризуются повышенной суммарной щелочностью при более высоких значениях Na/K — отношения, а в отдельных случаях повышенным содержанием титана (карамалыташская формация). Для контрастных формаций характерно резкое изменение содержания суммы железа при переходе от средних к кислым членам.

Сравнение рассматриваемых вулканогенных формаций с известково-щелочными формациями островных дуг показывает близость абсолютных содержаний суммы щелочей и железа и сходство тенденций в поведении щелочей, титана и железа. В изученных вулканогенных формациях основные члены обеднены (за исключением карамалыташской), а кислые члены обогащены титаном по сравнению с аналогичными по содержанию кремнезема породами известково-щелочных формаций. Для последних характерны более низкие значения величины Na/K -отношения и повышенные значения Ti/Fe -отношения.

Сравнение рассматриваемых вулканогенных формаций с толеитовыми формациями платформ и рифтовых зон океанов показывает сопоставимость базальтов контрастных формаций по величине Na/K -отношения с толеитами рифтовых зон. Базальты слабо и последовательно дифференцированных формаций по величине этого отношения занимают промежуточное положение между толеитами платформ и рифтовых зон. По величине Ti/Fe -отношения базальты контрастных и слабо и последовательно дифференцированных формаций приближаются к толеитам платформ.

Ю.Ф.Юрин, В.П.Шатров
ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

СТРУКТУРЫ ЛИКВАЦИИ В ОСНОВНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Вулканогенные породы Северного Урала, содержащие свежее и частично палагонитизированное стекло, описаны многими исследователями. При выяснении генетических типов стеклосодержащих вулканогенных отложений Североуральского района мы обратили внимание на то, что в изотропном вулканическом стекле темно-серого цвета развиты микросферические обособления слабо раскристаллизованного бутыльно-зеленого стекла. Разные по окраске стекла разделены оторочкой, состоящей из мельчайших зерен рутила. Диаметр сферических обособлений бутыльно-зеленого стекла составляет 0,05–0,09 мм. Морфологические особенности сфер стекла, заключенного в темно-сером стекле, показывают, что мы имеем дело с уникальным природным явлением – каплями стекла в другом стекле.

Согласно современным представлениям, основанным на геологическом и экспериментальном материале, факт наличия капель одного стекла в другом стекле объясняется проявлением метастабильной ликвации, а эмульсионная структура стекла называется структурой ликвации магматического расплава.

В участках образцов стеклосодержащих пород, где вулканическое стекло полностью палагонитизировано, также видны микросферические образования. По величине они соизмеримы с каплями стекла, однако, как и заключающий их матрикс, сложены палагонитом. Другими словами можно сказать, что в образованном по стеклу палагоните фиксируются псевдоморфозы палагонита по каплям вулканического стекла. Оптические свойства (цвет, степень прозрачности, показатели преломления) псевдоморфоз палагонита по каплям стекла и заключающего их палагонитового матрикса одинаковы. Разделяющий "капли" и матрикс слой состоит уже из мельчайших зерен лейкоксена, в котором кое-где еще просматриваются единичные зерна рутила, уцелевшие от полной лейкоксенизации.

Полученная информация позволяет теперь разгадать природу измененных аллохимическим метаморфизмом вулканогенных пород с микросферическими обособлениями лейкоксена как реликтов основного вулканического стекла с реликтовой магматогенно-ликвационной структурой.

Результаты исследований открывают новые возможности для более обоснованного формационного расчленения сложной по составу и строению главной (западной) зеленокаменной полосы восточного склона Урала и выяснению ее геологической структуры.

Д.С.Штейнберг, О.Н.Грязнов
ИГиГ УНЦ АН СССР, СГИ, Свердловск

ПОЗДНЕКАЛЕДОНСКАЯ БАЗАЛЬТОИДНАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ УРАЛА И АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

В Уральской палеозойской эвгеосинклинали области (Татильский, Магнитогорский прогибы, Сакмарская зона), в зоне ее восточного сопряжения с Казахстаном (Ишимский щелочной комплекс) и в Минусинском межгорном прогибе Алтае-Саянской области на гетерогенном складчатом основании развиты синхронные и однотипные проявления позднекаледонского (поздний лудлоу - эйфель) вулканизма и подчиненного ему интрузивного магматизма. Эффузивные проявления представлены не-

прерывными сериями толейитовых базальтоидов, меняющими состав ассоциаций от умереннотитанистых порфировых базальтов, андезитов через трахиты, фонолиты, лейцитовые фонолиты до липаритов. Интрузивные аналоги представлены габбро, монцонитами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами, граносиенитами, гранитами. Вулканизм завершается местами наиболее молодыми трахибазальтами и комагматичными им щелочными габброидами, иногда с нефелином.

Тесная ассоциация базальтов, принадлежащих к умереннотитанистому и маложелезистому типу непрерывных серий, и их производных говорит в пользу происхождения всех магматитов в результате эволюции нормальной базальтовой магмы. Геологическая позиция вулканитов и подчиненных им интрузивов свидетельствует о их формировании в условиях позднеорогенной консолидации земной коры подвижных зон, завершивших длительную эволюцию. Эта позиция является, по-видимому, общей для всех базальт-трахитовых ассоциаций, производных нормальной базальтовой магмы, образующихся в условиях стабилизации геосинклинальных областей или их отдельных зон.

На Урале синхронная базальт-трахитовая ассоциация прослеживается вдоль всего Тагильского прогиба, известна на Полярном Урале, обнаружена в Магнитогорском прогибе в районах Поляковки, Гая, Орска, где она формируется на силурийском вулканогенном эвгеосинклинальном основании, недавно выявлена и описана в Сакмарской зоне в виде щелочных, богатых калием базальтоидов эйфельского возраста.

Мы наблюдаем гомодромную эволюцию от порфировых полифировых, реже плагиофировых базальтов через субщелочные базальты типа шшонитов и абсарокитов до андезито-трахитов (латитов), трахитов, щелочных трахитов и эпилейцитовых фонолитов, а в интрузивных фациях от габбро через габбро-сиениты и сиенито-диориты до сиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Эта эволюция начинается в позднем силуре и завершается в эйфеле появлении наиболее молодых и свежих порфировых малотитанистых трахибазальтов, секущих в виде даек все породы и магнетитовые контактово-метасоматические руды, связанные с сиенитами. Среди вулканитов и

интрузивных комагматов преобладают недосыщенные кремнеземом разности. Наряду с этим наблюдаются элементы альтернативной дифференциации — появляются пересыщенные кремнеземом магматиты — граниты в виде даек в сиенитах, кварцевые трахиты и сиениты.

Ишимский комплекс вулканитов и их интрузивных аналогов включает порфиритовые (в том числе щелочные) базальты, трахиты, фonoлиты и эпидейцитовые фonoлиты, габброиды, сиениты, нефелиновые сиениты. В возрастном отношении он соответствует кайдаульской свите (ранний девон — эйфель), сложенной преимущественно трахилипаритами и широко развитой на каледонском основании Центрального Казахстана. Появление Ишимского комплекса связано с эволюцией базальтоидного магматизма в Уральской палеозойской геосинклинали.

В центральной части Алтае-Саянской складчатой области базальтовая щелочная формация возникла по периферии Минусинского межгорного прогиба на рифейском (байкальском) и раннекаледонском (салаирском) складчатом основании юго-западного обрамления Сибирской платформы. Возраст ее ранний девон — эйфель.

Формация характеризуется двучленным строением ассоциации вулканических пород. Каждой толще свойственна последовательная смена эффузивов основного состава субщелочными, щелочными, а затем кислыми с эволюционирующим нарастанием щелочности от нижней толщи к верхней. Ранняя ассоциация: базальты, андезиты — трахиты — липариты. Поздняя ассоциация: трахибазальты, трахиандезиты — щелочные трахиты, фonoлиты — трахилипариты. Так же варьирует состав жерловых и интрузивных аналогов эффузивов: диабазовые порфириты — сиениты — нефелиновые сиениты — граносиениты, сиенит-порфириты, гранит-порфириты.

Анализ естественного хода геологических событий, выраженного последовательными излияниями базальт-андезитовых, трахит-фonoлитовых и липарит-трахит-липаритовых лав, внедрением генетически связанных с эффузивами субвулканических интрузивных комагматов основного, щелочного и субщелочного кислого состава, детальные петро-геохимические исследования по-

зволюют полагать, что ассоциации вулканических и субвулканических интрузивных пород принадлежат одной формации. Ее возникновение обусловлено процессами альтернативной кристаллизационной дифференциации нормальной базальтовой магмы.

Приведенные факты позволяют сделать важный в петрологическом смысле вывод о тесной возрастной и пространственной близости двух альтернативных направлений эволюции базальтовой магмы: трахит-липаритового и трахит-фонолитового и их производных (предельно насыщенных и недосыщенных кремнеземом — липаритов и фонолитов). Напрашивается сопоставление с ассоциацией рапакиви-нефелиновые сиениты, с альтернативным водным внутрикоровым анатексисом, приводящим к тесной ассоциации производных водных магм — миаскитов и гранитов (Ильменские горы). По-видимому, речь идет об универсальном механизме, способном действовать в рамках котектического принципа в условиях различных глубин, познание природы которого представляет большой интерес. В то же время несомненно существование латеральной смены синхронных альтернативных ассоциаций, обусловленное строением и составом, то есть предисторией основания.

П.Ф.Сопко, А.С.Бобохов, А.П.Бояркин,
М.А.Кулагина, И.Б.Серавкин, К.А.Уразаев
ИГ БФАН СССР, Уфа

РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ И ИХ МЕТАЛЛО- ГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

1. Наиболее важные для раннегеосинклинальной стадии развития Магнитогорского мегасинклинория процессы вулканизма обусловили возникновение двукратно повторявшихся в силурийско-нижнедевонское и среднедевонское (местами среднедевонско-франское) время рядов вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций. Силурийско-нижнедевонский ряд, проявившийся преимущественно в западном крыле мегасинклинория, включает в себя инициальную спилито-диабазовую формацию, сложно сочетавшиеся во времени и простран-

стве контрастную базальт-липаритовую и последовательную базальт-андезит-дацит-липаритовую формации и завершавшие этап андезито-базальтовую и вулканогенно-осадочную формации. Вулканогенная часть последней формации представлена породами андезито-базальтового и андезито-дацитового состава.

Среднедевонский ряд образован последовательно, частью параллельно, возникшими базальтовой, базальт-липаритовой, базальт-андезит-дацит-липаритовой и вулканогенно-осадочной формациями; в последней вулканогенные продукты принадлежат андезито-базальтовым и андезитовым порфиритам, их пирокластическим аналогам и субвулканическим породам главным образом липарито-дацитового состава.

Дифференцированные формации, важной частью которых являются субвулканические образования основного, иногда среднего, и, в особенности кислого состава, местами сопровождаются синхронными гипабиссальными породами габбро-плагиогранитного ряда, переходя в эффузивно-интрузивные ассоциации типа Баймакского, Верхнеуральского, Ащевутаевского вулканоплутонических комплексов.

2. Самостоятельное подкоровое происхождение имеет формация альпинотипных серпентинизированных гипербазитов, пространственно связанная с инициальными вулканогенными формациями и глубинными разломами. С этими же формациями и гипербазитами ассоциируются габбро-диабазовые формации, самостоятельность которых не всегда ясна.

3. Геолого-математическое изучение петрохимических и геохимических особенностей наиболее интересных в металлогеническом отношении раннегеосинклинальных вулканогенных образований показывает выдержанность состава и содержаний элементов-примесей в породах недифференцированных андезито-базальтовых формаций и в то же время свидетельствует о сложной эволюции вулканизма, приведшего к образованию колчеданосных контррастных и последовательных вулканогенных формаций. Основные эффузивы этих формаций в различных блоках отличаются петрохимическими особенностями. Вместе с тем распределение в них петрогенных элементов подчиняется нормальному закону, что, наряду с общим петрохимическим характером пород, указывает на происхождение исходных расплавов из единых мантийных очагов базальтоидных магм.

Кислые породы, большая часть которых образует субвулканические тела, характеризуются иными корреляционными связями между петрогенными элементами, не подчиняющимися ни нормальному, ни логнормальному законам распределения, и в то же время хорошей сходимостью петрохимических особенностей в различных участках.

Широкое фациальное, петрографическое и петрохимическое разнообразие кислых вулканогенных пород связано со сложной эволюцией в приповерхностных условиях кислых расплавов, непосредственно не связанных с очагами магм основного и среднего состава.

Тесная пространственная связь различных по составу и фациям пород и общая направленность их формирования определялась тектоническими движениями, регулировавшими эволюцию автономных магматических систем и таких же автономных гидротермальных систем, сопровождавшихся колчеданным рудообразованием. Различный тип эволюции этих систем обусловил связь медноколчеданных месторождений с контрастными формациями, а колчеданных месторождений с полиметаллическим и золото-полиметаллическим уклоном — с последовательными формациями.

4. Эволюция независимой от вулканизма ультраосновной магмы привела к образованию концентраций хромитов. С габродиабазовыми формациями, пространственно ассоциирующими с гипербазитами, связаны медно-никелевые месторождения, приуроченные к контактам серпентинитов с вулканогенными породами инициальной силурийской формации.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Геохимические характеристики вулканогенных натровых формаций раннегеосинклинальной стадии ($S - D_2$) развития рассматриваемого региона основываются на данных о распределении элементов-примесей по типам вулканогенных пород. Для этих целей было проанализировано более 1200 проб, специально отобранных из характерных разрезов силурийской и эйфельской контрастных липарито-базальтовых, позднесилурийско-раннедевонской последовательной липарито-базальтовой и нижнедевонско-раннеэйфельской слабодифференцированной базальт-андезито-базальтовой формаций мегасинклинория. Данные анализов были статистически обработаны на ЭВМ "Наири".

Основные вулканические породы контрастных формаций, характеризующихся проявлениями медноколчеданного оруденения, содержат в количествах близких к кларковым или превышающих их: медь (~ 1), кобальт (~ 1), серебро (3-4). Кислые вулканические породы, с которыми и ассоциируют колчеданные руды, отличаются значительными кларками концентрации меди (2,7-3) и серебра (4-8). Положительная величина суммарного коэффициента корреляции подтверждает первичное, магматическое происхождение халькофильных элементов в кислых вулканических породах.

Силурийская контрастная формация, представленная во многих разрезах недифференцированными базальтовыми сериями, отличается от таковой эйфельской высокими содержаниями в породах никеля и кобальта.

Для основных вулканических пород последовательной липарито-базальтовой формации, которой присущи проявления золото-полиметаллически-колчеданного оруденения, характерен высокий кларк концентрации мышьяка (36-40). Средние породы этой формации имеют повышенные кларки концентрации меди (2), молибдена (1,5) и серебра (3). В кислых субвулканических породах кларк концентрации по меди составляет 4, по серебру 26 и мышьяку 53.

Анализ распределения металлов в эффузивных, ранних субвулканических и поздних субвулканических (дайки) кислых породах липарито-базальтовых формаций свидетельствует, что содержания меди, цинка и кобальта увеличивается к более поздним образованиям. С последними обычно ассоциируют и более крупные скопления колчеданных руд.

Геохимическая специализация кислых вулканических пород рассмотренных выше формаций на такие элементы, как марганец, хром, титан, скандий, никель и кобальт подтверждают базальтоидное происхождение этих пород.

Породы слабодифференцированной базальт-андезито-базальтовой формации, как правило лишенной колчеданного оруденения, отличаются стабильными, относительно высокими средними содержаниями халькофильных элементов без дифференциации концентраций по типам пород.

В целом для раннегеосинклинальных вулканогенных пород Магнитогорского мегасинклинария характерна медная геохимическая специализация.

В.В.Сажнов
ЗКГУ, Актюбинск

О ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ МУГОДЖАР В ПАЛЕОЗОЕ

1. Современные разработки теории новой глобальной тектоники позволяют по новому рассматривать некоторые важные стороны тектоно-магматического развития казахстанской части Урала (Мугоджары, Орь-Илекское междуречье), толкование которых с позиций классических представлений о развитии геосинклинальных областей выглядело не всегда убедительно. В геологическом строении района усматриваются черты, свойственные таким важнейшим элементам модели теории литосферных плит, как зоны типа современных срединных океанических хребтов с их рифтами и характерным вулканизмом, наличие меланжа, шарьирования, метаморфизма и магматизма, свойственных зонам схождения плит.

2. Нижняя часть разреза базальтоидов западной зеленокаменной зоны Мугоджар, обычно, рассматривается в объеме му-

годжарской (подушечные лавы, гиалокластиты) и куркудукской (покровы диабазов, яшмы), свит, выделенные в числе других А.А.Абдулиным, В.К.Заравняевой и В.Г.Кориневским.

Важное значение, с точки зрения определения структурно-тектонического положения региона в додевонское время и понимания его дальнейшего геологического развития, имело установление В.Г.Кориневским, В.К.Заравняевой, В.В.Сажновым дайкового характера актогайского диабазового комплекса, примечательной особенностью которого является то, что многократно внедрившиеся дайки образуют различной мощности (свыше 1000м) пакеты, вытягивающиеся в пояса субмеридионального простирания. Близость состава даек с вмещающими базальтоидами, с одной стороны, с другой – своеобразная компановка в виде пакетов, свидетельствуют о приуроченности магматизма к подвижной расширяющейся зоне, развивавшейся по типу современных срединно-океанических хребтов с их рифтами. Необходимо добавить, что в тесной ассоциации с актогайскими диабазами находятся широко распространенные габброиды, несущие, в большинстве случаев, признаки метасоматического развития. Габброиды образуют тела различной формы и размеров – от массивов, площадью в десятки квадратных километров, до небольших штоков и даек.

3. Последующее геологическое развитие направлено в сторону увеличения пропорции магматитов андезито-базальтового и андезитового, до андезито-дацитового состава, в числе которых возрастает роль пирокластов, а также туфогенно-осадочных пород; все большую роль приобретает вулканизм центрального типа. Указанные особенности характерны для районов островных дуг, следовательно, можно допустить, что к среднему девону тангенциальные перемещения привели к столкновению двух литосферных плит, в результате чего западнее современных Западно-Мугоджарских разломов возникла зона поглощения с восточным падением. Поддвигание одной плиты под другую вызывает в среднем девоне интенсивное "соскребание", дробление и перемешивание пород с образованием меланжа и тектонических пластин. Подобные продукты в настоящее время четко фиксируются в пределах Орь-Илекского междуречья, где в составе тектониче-

ских пластин и меланжа, помимо прочих, оказались ультрабазиты Хабарнинского и других массивов. К этому же времени относится возникновение обширных поясов даек дацит-липаритов, липаритов, плагиогранит-порфиров и др., происходит становление массивов натровых гранитоидов (плагиогранитный комплекс).

4. Имеющиеся к настоящему времени данные позволяют рассматривать тектоно-магматическое развитие района со среднего девона как следствие погружения одной плиты под другую с развитием зоны поглощения (зона Заварицкого-Беньофа). Это усматривается, например, в последовательном смещении магматизма в направлении с запада на восток, изменении в том же направлении петрохимических особенностей (например, возрастание роли калия в гранитоидах).

Погружение одной плиты под другую происходило неравномерно: имели место остановки и резкие подвижки, в результате которых происходила резкая перестройка структурного плана, затухание и новые вспышки магматизма. В частности, следует отметить каменноугольный этап тектоно-магматической активности, приведшей к образованию многочисленных субмеридионального простирания разломов, обусловивших заложение грабеннообразных структур в пределах Мугоджар, надвигание Сакмарской зоны на восточный край Русской платформы, вынос по зонам разломов серпентинитовых масс.

5. Приведенная модель тектоно-магматического развития позволяет поставить вопрос о степени обоснованности отнесения метаморфических пород Мугоджарского антиклинория к докембрию. Наблюдающиеся факты возрастания степени метаморфизма в пределах палеозойских толщ, особенности развития зон мигматитов, а также данные абсолютного возраста не исключают ордовик-раннекаменноугольного возраста метаморфизованных комплексов Мугоджар.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИИ И ПЕТРОЛОГИИ ВУЛКАНО-
ГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВ. МУГОДЖАР

1. Колчеданосная провинция Сев.Мугоджар, расположенная в области сочленения Магнитогорского прогиба и Центрально-Мугоджарского срединного массива, представляет собой своеобразный эвгеосинклиальный прогиб, заложенный на мощном (20 км) неглубоко залегающем (0,5-4 км) сиалическом основании и отделенный от Магнитогорского прогиба крупным поперечным поднятием древнего заложения.

2. Магматические формации Сев.Мугоджар подразделяются на раннегеосинклиальные (базальтовая недифференцированная, липарит-базальтовая контрастная вулканогенные и габровая плутоногенная) и позднегеосинклиальные (андезито-дацитовая вулканогенная и габро-диорит-гранитная плутоногенная). Раннегеосинклиальные образования ($S_2 - D_2e$), несмотря на наличие мощной сиалической коры, в целом являются недифференцированными производными базитовой магмы, а позднегеосинклиальные (D_{2-3}) - принадлежат к продуктам дифференциации в промежуточных очагах и каналах в обстановке активного взаимодействия базитовых расплавов с коровым материалом.

3. Недифференцированная формация ($S_2 - D_1$) представлена афировыми лавами базальтов, близких по облику к кайнотипным (плаггиоклаз представлен лабрадором, пироксены и стекло слабо хлоритизированы). По петрохимическим особенностям базальты сопоставимы с породами недифференцированной формации других районов Урала. По составу они являются промежуточными между океаническими базальтами срединных хребтов и траппами древних платформ, отличаясь от тех и других повышенной щелочностью при ведущей роли натрия. Отсутствие отрицательной корреляционной связи калия с натрием и суммой щелочей исключает значительные преобразования пород с выносом калия и подтверждает первично натровую специализацию расплавов.

4. В составе контрастной формации ($D_1 - D_2e$) преобладают базальты, представленные как лавами, так и лавобрекчиями.

крупнопорфировых плагиоклазовых базальтов, агломератовыми и лапиллиевыми туфами, аглутинатами. Породы жерловых и прижерловых фаций слагают на лавовом основании протяженную гряду цепочечно расположенных вулканических построек. Базальты отличаются по составу от недифференцированных меньшими содержаниями титана и большими — кремнезема и алюминия. На склонах и в депрессиях палеорельефа гряды развиты вулканомиктовые образования. Количественно подчиненные липариты слагают экструзивно-субвулканические тела, развитые на склоне шлаковой гряды. Липариты характеризуются существенно натровым составом при повышенном содержании магния, железа и титана по сравнению со стандартными составами.

5. Позднегеосинклинальные магматические образования, вулканы которых представлены преимущественно андезитами, а интрузивные породы — гранодиоритами при подчиненной роли габброидов, характеризуются неравномерно повышенным содержанием калия и широкой дисперсией других породообразующих окислов при наличии устойчивых корреляционных связей между ними.

А.П.Бояркин, М.А.Кулагина
ИГ БФАН СССР, Уфа

СТРОЕНИЕ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ СРЕДНЕ- ДЕВОНСКИХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ САКМАРО-ВОЗНЕСЕН- СКОЙ ЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

I. Северная часть Сакмаро-Вознесенской зоны сложена вулканогенно-осадочными толщами силурийского и девонского структурных ярусов, находящимися в сложных соотношениях между собой вследствие интенсивной дислоцированности. В породах силурийского возраста, залегающих в виде крупных изолированных блоков, широко развиты крупные тела серпентинизированных гипербазитов и мелкие интрузии габброидов и субщелочных пород нижнекаменноугольного и верхнепалеозойского возраста. Гипербазиты срезают также борта сложной вулканогенными и осадочными породами девонского

возраста Аратауской мульды, расчленяя ее на отдельные блоки. В результате интенсивного тектонического сжатия в одних блоках эти породы залегают полого, в других — круто, иногда перемежаясь с блоками пород силурийского возраста.

2. В строении Аратауской мульды, возраст выполняющих которую пород определяется находками в линзах известняков животной фауны, участвуют две толщи. Нижняя толща сложена вулканогенными породами базальтового, андезито-базальтового, андезито-дацитового и липарито-дацитового состава. Верхняя — вулканогенно-осадочная толща состоит из пачек кремнистых пород, туфогенных песчаников, андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий. До последнего времени формационная принадлежность этих толщ, их соотношение между собой и с более древними образованиями представляют предмет дискуссий.

3. Детальное изучение разреза Аратауской мульды в районе Белого озера и к северу от него показывает, что основание вулканогенной толщи сложено диабазами, реже диабазовыми порфиритами, спилитами и вариолитами. Эти породы слагают ряд потоков мощностью до 10–15 м, нередко обладающих зональным строением. Они перекрываются андезито-базальтовыми порфиритами нередко миндалекаменного строения, отличающимися от близких по составу пород нижнедевонского возраста, за которые они иногда принимались, петрографическими и петрохимическими особенностями. Значительная часть пород базальтового и андезито-базальтового состава образует, кроме того, силлы. Основные эффузивы перекрыты андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, которые, так же как и породы основной пачки, нередко прорваны субвулканическими телами андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов и липарито-дацитовых порфиритов. Петрографические и петрохимические особенности основных, средних и кислых пород Аратауской мульды близки к таким же особенностям вулканогенных пород, развитых в среднедевонской последовательной формации Учалинско-Александринской зоны. Таким образом, нижняя толща разреза Аратауской мульды также принадлежит последовательной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации.

4. Вулканогенная толща перекрыта вулканогенно-осадочными образованиями, в основании которых залегает пачка кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, встречающихся в виде отдельных прослоев и выше по разрезу. В средней части разреза, характеризующейся отчетливым ритмичным строением, наиболее широко развиты туфопесчаники и туфы андезитового состава, в значительной мере, по-видимому, переотложенные. Верхняя часть вулканогенно-осадочной толщи сложена преимущественно андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, их лавовыми брекчиями, туфобрекчиями и туфами. Вся эта толща по составу и строению близка к верхнеживетской флишоидной вулканогенно-осадочной формации Учалинско-Александринской зоны и может быть идентифицирована с нею.

5. Развитие в Аратауской мульде пород последовательной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации, сопровождающейся субвулканическими телами кислого состава, определяет потенциальную колчеданосность территории. Учитывая уже выявленные признаки колчеданного оруденения, необходимо вести систематические поиски концентраций колчеданных руд в этой части Учалинского рудного района.

А.С. Ярмоленко
КазНИИМС, Алма-Ата

О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ И МИГРАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

По работам Б.М.Келлера, Л.С.Либровича, Н.И.Леоненко, И.Н.Крылова, В.И.Абатурова, В.Ф.Коробкова, О.Ф.Гордеева, Р.А.Котлярова, Г.А.Долгих, А.С.Ярмоленко и других исследователей в составе вулканогенно-осадочной толщи, сформированной в течение нижнего-среднего палеозоя в пределах южной части Сакмарской зоны, различается шесть главных типов фациальных профилей с более или менее постепенными переходами между ними.

1. Альбитофиробазальтовый, непрерывно дифференциро-

ванний, с увеличенной в отдельных участках ролью крайних членов ряда; составлен лавами и туфами (в изменяющихся количественных соотношениях) спилитов, вариолитов, диабазов, андезито-базальтов, базальтовых, андезитовых и дацитовых порфиритов, альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Туффы, силиколиты, известняки, глинистые и углистые сланцы имеют резко подчиненное значение, часты грубообломочные туфы.

2. Андезито-базальтовый, частично дифференцированный; подчиненные прослой кремнистых, глинистых и песчаных пород, местами - грубообломочные туфы.

3. Базальтовый с подчиненными кремнистыми породами - диабазы, спилиты, вариолиты, силиколиты, редко - грубообломочные туфы. Постепенно переходит в кремнистый тип разреза. В отдельных участках незначительно развиваются известняки или алевролиты и песчаники.

4. Кремнистый с редкими прослоями вулканокластов и эпивулканокластов. На значительных площадях содержит прослой битуминозных сланцев.

5. Алевролитопесчаниковый.

6. Карбонатный.

Региональными денудационными поверхностями толща делится на три структурных комплекса - кембро-протерозойский, палеозойский и мезокайнозойский. Наиболее изученный палеозойский структурный комплекс, выходы которого занимают почти всю площадь данной зоны, в свою очередь разделяется на три структурных этажа - ордовикский, силурийский и девонский.

По распространенности указанных типов фациальных профилей отдельные структурные единицы в латеральном направлении распадаются на ряд геотектонических зон, закономерно расположенных друг относительно друга. Таким образом, для кембрийских отложений намечается две геотектонические зоны - Акайская андезито-базальтовая и Косистекская кремнистая. Для ордовикского структурного этажа - два разобщенных, но однородных альбитофиро-базальтовых ареала - Киндерлинский и Каргалинский, окаймленных через переход-

ные варианты алевролитопесчаниковыми зонами. Для силурийского структурного этажа — два альбитофиро-базальтовых — Блявинский и Алимбетовский, и два андезитобазальтовых ареала, окруженных базальтовыми зонами, постепенно переходящими в кремнистые и кремнисто-битуминозные зоны. Для девонского структурного этажа — Западно-Косистекский альбитофиро-базальтовый ареал, окаймленный последовательно кремнистой и карбонатной зонами.

Сопоставление размещения геотектонических зон в разновозрастных структурных единицах свидетельствует о миграции вулканических ареалов и их сопровождающих других геотектонических зон — по меридиану в северном направлении.

Выделенные геотектонические зоны, наряду с присущими им фациальными профилями, различаются также особенностями тектоники, метаморфизма и геохимического облика и контролируют размещение определенных типов оруденения. В частности, отдельные вулканические ареалы определяют размещение медноколчеданных руд.

В.И.Воробьев, В.С.Дубинин, Б.П.Потапенко,
В.В.Сагдо, А.Ф.Шарапов

ОГГУ, Оренбург

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОРЕНБУРГСКОГО УРАЛА

1. Оренбургский Урал представляет собой южную часть Уральской палеозойской геосинклинальной области, заложившейся на допалеозойском кристаллическом фундаменте.

2. В истории развития этого региона выделяются ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-раннетурнейский, поздне-турнейско-намюрский и верхнепалеозойский тектоно-магматические этапы.

3. Палеозойский магматизм наиболее значительно проявляется в пределах Центрально-Уральского, Восточно-Уральского, Зауральского поднятий и в Магнитогорском прогибе.

4. Ордовикско-раннедевонский магматизм представлен вулканогенной недифференцированной базальтовой формацией, проявленной в Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зонах Центрально-Уральского поднятия, Теренсайско-Тюлькубайской зоне Магнитогорского прогиба, Еленовско-Кумакской зоне Восточно-Уральского поднятия, Зауральском поднятии. Формация является малопродуктивной в отношении эндогенного оруденения. Интрузивный магматизм представлен габбро-перидотитовой формацией, проявленной в Центрально-Уральском поднятии. С ней связана непромышленная медно-никелевая минерализация и месторождения хромитов.

5. Среднедевонско-раннетурнейский тектоно-магматический этап характеризуется мощными проявлениями во всех зонах раннегеосинклиналиного базальтоидного вулканизма, завершающегося формированием гипабиссальных интрузий гранитоидов, образующих в ряде случаев сложные вулканоплутонические ассоциации. Продукты вулканизма принадлежат недифференцированной, контрастно дифференцированной и последовательно дифференцированной формациям, две последних из которых являются наиболее продуктивными в отношении медноколчеданного оруденения. С габбро-плагиогранитной и габбро-гранодиорит-плагиогранитной интрузивными формациями связаны проявления золотосульфидной минерализации.

6. Позднетурнейско-намюрский вулканизм представлен контрастно-дифференцированной формацией повышенной щелочности, интрузивный магматизм - гранитоидами магнитогорского комплекса, которые четко локализованы в пределах восточной зоны Магнитогорского прогиба. Колчеданная специализация вулканогенной формации недостаточно ясна; с магнитогорским интрузивным комплексом связаны контактово-метасоматические проявления железных руд и полиметаллическая минерализация.

Многочисленные тела гипербазитов, ранее связываемые с ультраосновным магматизмом этого этапа, по-видимому, представляют собой протрузии.

7. Верхнепалеозойский тектоно-магматический этап характеризуется проявлением батолитовых интрузий гранитов ада-

мовского комплекса, распространенных в Восточно-Уральском и Зауральском поднятиях. Интрузивным образованиям комплекса присуща редкометальная и редкоземельная специализация.

В. В. Сагло
ОТГУ, Оренбург

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН ЮЖНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В пределах рассматриваемого региона выделяются два типа вулканических (структурно-формационных) зон:

а) моноформационные и б) полиформационные.

1. Вулканические (структурно-формационные) зоны моноформационного типа представлены двумя подтипами: 1) Вулканические (структурно-формационные) подзоны с продолжительным периодом (поздний ордовик—ранний девон) некомпенсированного прогибания, сопровождавшегося субмаринными излияниями лав недифференцированной базальтовой формации и смеившегося (в раннем девоне), ранней стабилизацией (Присамарская зона); 2) Вулканические (структурно-формационные) подзоны моноформационного типа, где режим некомпенсированного прогибания в ордовике, силуре—раннем девоне сменился режимом устойчивого поднятия в среднем девоне. Здесь наблюдаются значительные накопления вулканитов слабо дифференцированной андезитово-базальтовой формации (Западно-Мугоджарская, Ирендыкская и Гумбейско-Нагайбакская подзоны).

Вулканогенные формации, развитые в пределах моноформационных подзон, характеризуются афировым обликом эффузивных пород, слабой дифференциацией базальтоидов с низким коэффициентом фракционирования, частыми чередованиями кристаллических пород с вулканогенными, слабым развитием дайковых серий и натриевым составом магм. В пределах развития моноформационных зон колчеданное оруденение, как правило, отсутствует.

В вулканических (структурно-формационных) подзонах по-

лиформационного типа выделяются три подтипа:

1) Подзоны, где непродолжительный период некомпенсированного прогибания постепенно сменился весьма продолжительным периодом компенсированного прогибания и затем прогрессивно нарастающей стабилизацией (Тубинско-Гайская и Джусинско-Ащевутакая зоны). Эти подзоны характеризуются на ранних стадиях (поздний силур-ранний девон) трещинными субмаринными излияниями базальтовых лав контрастно дифференцированной базальт-липаритовой формации, где в заключительный период обычно формируются кислые вулканы. В этот период здесь проявился вулканизм центрального типа в субаэральной обстановке и накопление вулканических пород последовательно дифференцированной базальт-андезит-липаритовой формации.

2) Вулканические (структурно-формационные) подзоны полиформационного типа с весьма продолжительным периодом некомпенсированного прогибания, сменившимся непродолжительным периодом компенсированного прогибания с постепенно нарастающей стабилизацией (Кос-Истекская, Прииргизская, Сакмарская и Учалинская подзоны). На ранних стадиях развития указанных подзон (силур-ранний-средний девон) происходили трещинные субмаринные излияния базальтов контрастно-дифференцированной формации, сменившиеся формированием субаэральных вулканических построек центрального типа, сложенных преимущественно вулканогенными породами кислого состава. Накопление вулканических пород слабо дифференцированной формации (в Учалинской подзоне) и титанистых базальтов недифференцированной формации (в Сакмарской подзоне) происходило на заключительных этапах среднедевонского вулканизма.

3) Вулканические (структурно-формационные) подзоны полиформационного типа, характеризующиеся длительным некомпенсированным прогибанием, которое сменилось кратковременным компенсированным прогибанием. Компенсированное прогибание в таких подзонах сменилось поднятием (Султановская, Джабигинская, Восточно-Мугоджарская и Журманкольская вулканические зоны). Последовательность и скорость накопления вулканогенных образований, а также характер вулканизма в данном типе аналогичны предыдущему, с той лишь раз-

нищей, что здесь на заключительных этапах преимущественное развитие получили как эффузивные, так и субвулканические фации редуцированной последовательно дифференцированной андезит-дацит-липаритовой формации конца среднего девона.

Эволюция палеозойского вулканизма в пределах полиформационных зон южной части Уральской складчатой области шла от недифференцированных и слабо дифференцированных формаций к контрастно и последовательно дифференцированным, от трещинных излияний к извержениям центрального типа, от афировых к порфирным разностям в составе базальтоидов, от существенно натровых к калинатровым.

Наиболее значительный интерес как в научном, так и в практическом отношении представляют дифференцированные (последовательно или контрастно) вулканогенные формации вулканических зон полиформационного типа, с которыми на Урале как пространственно, так и генетически связано колчеданное оруденение.

В результате проведенных исследований выявлена определенная закономерность: в породах последовательно дифференцированных формаций первого и второго подтипа полиформационных зон локализованы крупные богатые медью и полиметаллами месторождения (Гай, Сибай, Учалы, 50-лет Октября и др.); в вулканитах полиформационных зон третьего подтипа расположены месторождения средних и малых размеров (Султановское, Светлинское).

И.А.Смирнова, В.Л.Черкасов
ОКГРЭ, Оренбург

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ПРЕДЕЛАХ БРИЕНТСКО-АШЕБУТАКСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ

Изученный район расположен в нижней части восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория. В изученном районе выделяются комплексы: 1) нижнепалеозойский вулканический (0-S?), 2) Домбаровский интрузивный ($S_2 - D_1$?), 3) Ашебутакский плутоно-вулканический ($D_2 - D_3$ и т.), 4) Южно-Маг-

нитогорский вулcano-плутонический ($D_3, m-C, t_1$), 5) Магнитогорский плутоно-вулканический ($C, t_2 - V$), 6) верхнепалеозойский интрузивный.

Петрохимические диаграммы отражают двойственный характер магматической эволюции в исследованном регионе. С одной стороны они указывают на направленность развития магматизма в палеозое, о чем свидетельствуют следующие данные. В вулканических фациях: 1) постепенное нарастание кислотности, 2) увеличение суммы щелочей и отношения $\frac{K_2O}{Na_2O}$. Понижение этих величин происходит лишь в вулканитах Магнитогорского комплекса, сформировавшихся в остаточных интрагеосинклиналях в обстановке длительного прогибания, 3) постепенное уменьшение содержания MgO , 4) понижение общей железистости ($Fe_2O_3 + FeO$) и известковистости. Отклонение в сторону увеличения этих параметров отмечается опять-таки только в вулканитах Магнитогорского комплекса.

В плутонических фациях единство процесса эволюции в течение палеозоя подтверждается следующими данными: 1) близкими значениями SiO_2 в интрузивных породах нижнего и среднего палеозоя и заметным увеличением кислотности верхнепалеозойских гранитоидов, 2) близкими содержаниями TiO_2 в ниже-среднепалеозойских интрузивных породах и понижением титанистости в последних по времени верхнепалеозойских гранитах, 3) постепенным понижением величины MgO .

Вторая закономерность, выражающаяся в подразделении крупного палеозойского тектоно-магматического цикла на два более мелких, отчетливо проявляется на диаграмме соотношения вулканических и плутонических фаций в каждом комплексе, на графике поведения TiO_2 в вулканических фациях, на графике изменения суммы щелочей и $\frac{K_2O}{Na_2O}$; CaO и $Fe_2O_3 + FeO$ в плутонических фациях и на диаграммах средних содержаний петрогенных окислов в магматических комплексах.

Первый, нижнепалеозойский тектоно-магматический цикл предварительно можно разделить на три этапа. Начальный этап - отложение ордовического (?) вулканогенно-осадочного комплекса, развитого восточнее площади. Ранний этап (S?) - проявление недифференцированного толеитового базальтоидно-

го вулканизма океанической стадии (С.Н.Иванов и др.), проявившегося в эффузивной и пирокластической фациях, и завершившегося отложением вулканогенно-осадочной толщи. Поздний этап - ($S_2 - D_1 ?$) - внедрение гнейсовидных гранитоидов Домбаровского комплекса. Учитывая его особо важную, "пограничную" роль, в докладе рассматриваются принципы и причины выделения этого комплекса. Судя по структурному положению, составу, характеру текстур и структур и месту в истории развития магматизма он, скорее всего, является синорогенным, связанным с завершающими фазами каледонского орогенеза.

Средне-верхнепалеозойский тектоно-магматический цикл отчетливо разделяется на три этапа. В первый этап ($D_2 - D_3 fr$) происходило формирование локально дифференцированных натровых плутоно-вулканических комплексов, представителем которых в районе является Ашебутакский комплекс. Начало его образования соответствует океанической предостровной стадии (С.Н.Иванов и др.), а конец охватывает стадию островных дуг. Этап завершился незначительной структурной перестройкой, вызванной начальными стадиями герцинского орогенеза. Во второй этап ($D_3 fm - C_1$) образовались дифференцированные калиево-натровые субщелочные эффузивно-интрузивные ассоциации - Южно-Магнитогорский и Магнитогорский комплексы. Они сформировались в различных геотектонических условиях и поэтому несколько отличаются по возрасту, составу магматических продуктов и количеству плутонических комагматов. В схеме С.Н.Иванова и др. этот этап соответствует субконтинентальной стадии развития эвгеосинклинали. В третий ($C_2 - P$), заключительный, этап второго цикла внедрялись калиево-натровые и натриево-калиевые гранитоиды, относящиеся к верхнепалеозойскому интрузивному комплексу. Интрузии синорогенные, и связаны они с проявлением наиболее мощных фаз вариссийской складчатости.

Общая закономерность изменения состава магм во времени позволяет выделить в рамках единого палеозойского цикла три стадии развития магматизма, которые имеют решающее влияние на специфику эндогенного рудообразования.

Первая стадия - собственно геосинклинальная. Для нее характерен океанический тип вулканизма, переходящий в конце стадии в островной. Состав магм в первой половине стадии базальтовый (толеитовый), во второй половине - андезито-базальтовый. По этим признакам стадия подразделяется на две подстадии. В первую, в период прогибания, формируются вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы, во вторую - в период дифференцированного поднятия, получают развитие сложные плутоно-вулканические ассоциации, в которых вулканические процессы еще преобладают над плутоническими. Различный геотектонический режим двух подстадий, видимо, обусловлен горообразовательными движениями, имевшими место в конце нижнего палеозоя. Они сопровождались внедрением кислого расплава, локализовавшегося только в возникших зонах поднятия - зачатках будущих интрагеоантиклиналей. Состав и характер послескладчатого магматизма оставался симатическим базальтоидным.

Комплексы первой стадии обладают медно-цинковой и медно-колчеданной металлогенической специализацией.

При более детальном изучении нижнепалеозойских магматических комплексов возможно появятся дополнительные критерии для расчленения нижнепалеозойского цикла на свои самостоятельные стадии.

Вторая стадия - раннеорогенная соответствует среднему этапу развития палеозойской эвгеосинклинали. Для нее характерны умеренно-кислые и андезитовые магмы с субщелочным уклоном. В участках, прилегающих к интрагеоантиклиналям, возникшим в первую стадию, образуется более кислая (дацитовая, трахидацитовая) вулканоплутоническая ассоциация. В условиях интрагеосинклинального режима формируется плутоно-вулканический комплекс, валовый состав которого соответствует андезиту или кислому андезиту.

Для магматических сообществ второй стадии характерна общая железорудная специализация, с которой в интрагеоантиклинальных условиях ассоциирует частная полиметаллическая специализация, а в интрагеосинклинальных - титановая и частная редкометалльная (иттрий-циркониевая).

Третья стадия - позднеорогенная отделяется от второй перерывом в магматической деятельности. Новое мощное проявление ее совпадает с главными фазами складчатости, завершившимися переход палеозойской геосинклинали в ороген. Эта стадия соответствует позднему этапу развития геосинклинали. Для нее характерен гранитный магматизм, проявившийся только в плутонической форме. Гранитоиды обладают сквозной полиметаллической специализацией.

Завершающая стадия - стадия консолидации орогена, в районе проявилась в резко возросшей роли разрывных нарушений.

Анализ стадийности изменения состава магм, характера и степени их дифференциации позволяет определить формационную принадлежность выделяемых конкретных магматических комплексов.

П.В.Лядский
ОТГУ, г.Оренбург

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ

Детальные исследования в пределах рассматриваемой территории позволили выявить некоторые соотношения между процессами магматизма, метаморфизма и рудообразования и наметить общую схему их развития. Магматические образования раннегеосинклинальной стадии в районе представлены в основном вулканогенными ассоциациями контрастной базальт-липаритовой формации (верхний силур-эйфель). Эволюция вулканизма в период становления этой формации идет от трещинных излияний базальтоидов со следами слабой дифференциации к извержениям центрального типа с интенсивной эксплозивной деятельностью, с широким развитием порфиритовых фаций и контрастных по составу вулканитов. Эта смена характера вулканизма и его продуктов в одних зонах протекала постепенно, в других - довольно резко, с некоторой тектонической перестройкой и кратким затуханием вулканизма (в ниж-

нем девоне). В последнем случае породы нижней части разреза формации обособляются в недифференцированную спилит-диабазовую субформацию (верхний силур - нижний девон). Интрузивные аналоги контрастной формации представлены дайками и мелкими интрузиями габбро и габбро-диабазов.

Процессы метаморфизма и метасоматоза в раннегеосинклинальную стадию выражаются в региональном зеленокаменном изменении, а в участках с интенсивной гидротермальной деятельностью - в локальном метасоматозе, образовании кварц-серицитовых зон и рудных ассоциаций колчеданной формации. Колчеданные руды пространственно и генетически связаны с породами базальт-липаритовой формации. Формирование их происходило в период завершения становления спилит-диабазовой ассоциации и смены ее более дифференцированными комплексами. Этот период характеризуется некоторым затуханием трещинных излияний, внедрением большого количества субвулканических интрузий, резким усилением взрывной и газо-гидротермальной деятельности. В результате этих процессов среди вулканогенных образований появляются вулканогенно-осадочные, хемогенно-осадочные и рудные ассоциации гидротермального и эксгальационно-осадочного происхождения. Пространственно рудные залежи локализируются в вулкано-тектонических депрессиях, формирующихся на склонах аккумулятивных структур.

В инверсионную стадию (средний девон, - живет), в связи со стабилизацией значительной части территории, вулканическая деятельность продолжается лишь в вулканических грабенах (Курмансайском, Акжарском и др.), в которых накапливаются породы базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. В участках более ранней стабилизации, на пересечениях глубинных разломов зарождаются центры вулканизма субщелочного трахилипарит-дацитового комплекса (Джайлганская вулканическая постройка). В интенсивно прогибающихся зонах со слабым вулканизмом (Домбаровская синклиналь) формируются ритмичные отложения вулканогенного флиша. В эту же стадию происходит становление начальных интрузий габбро-гранитоидной серии.

Продолжающиеся в эту стадию процессы зеленокаменного изменения наиболее интенсивно развиваются в породах контрастной формации. Нарастающая плотность теплового потока и увеличение давления привели к образованию в этих породах устойчивой альбит-актинолит-эпидотовой ассоциации, к перекристаллизации колчеданных руд и к появлению в околорудных метасоматитах парагенезисов с биотитом, мусковитом и актинолитом. В породах последовательно дифференцированной формации метаморфические изменения протекали в условиях пумпеллит-пренитовой фации и отличались своей незавершенностью.

В раннеорогенную и орогенную стадии (верхний девон-нижний карбон) вулканическая деятельность затухает. Складчатые деформации и резкое усиление теплового потока вдоль проницаемых зон привели к развитию интрузивного магматизма и к формированию положительных термальных структур с процессами прогрессивного метаморфизма. В этот этап завершается начавшееся в доорогенную стадию становление интрузий габбро-гранитоидной серии с конкретными габбро-плагιοгранитной, габбро-тоналит-гранитной и монцонит-граносиенитовой формациями.

Зеленокаменный метаморфизм с началом складчатых движений сменяется зеленосланцевым, на фоне которого в дальнейшем появляются зоны прогрессивного динамотермального и контактового метаморфизма. С прогрессивным этапом метаморфизма, особенно с его регрессивной стадией, связано развитие гидротермальной деятельности с процессами интенсивного метасоматоза, мобилизации и отложения рудного вещества и преобразования ранее сформировавшихся руд колчеданной формации. К этому этапу рудообразования относится ряд проявлений медной, полиметаллической и редкометальной минерализации.

ДЕВОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО КРЫЛА
МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ НА ПРИМЕРЕ АЛЕКСАНД-
РИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

По данным изучения магматизма Александринского рудно-го района и сопредельных площадей в восточном крыле Маг- нитогорского синклинория выделяются:

1. Диабазовая недифференцированная формация D_1 .
2. Контрастная диабаз-спилит-липарито-дацитовая натровая формация D_{2e} .
3. Непрерывная базальт-андезит-дацит-липаритовая натро- вая формация D_{2gv} .
4. Базальтовая порфиритовая натровая D_{2gv} и базальт- трахитовая D_3 формации.

Достоверных фактов существования силуро-нижнедевон- ской базальтовой порфиритовой формации (ирендыкская сви- та) в районе нет. По геофизическим данным, диабазы коб- ленца в большинстве случаев залегают на породах, по фи- зическим свойствам отвечающим габбро, которые могут рас- сматриваться как "приращение" к верху базальтового слоя. Гранитный слой на большей части восточного крыла синкли- нория по этим же данным, вероятно, отсутствует.

Устанавливается четкая зависимость локальных миниму- мов проявления непрерывной формации от подобных же миниму- мов контрастной формации и первая рассматривается как естественное продолжение и завершение контрастной.

Максимумы проявления вулканизма контрастной и непре- рывной формаций характеризуются наибольшей мощностью вул- каногенных продуктов и представляют собой полигенные вул- канические постройки центрального типа диаметром 15-30 км. Кислые вулканы контрастной формации, вулканы непре- рывной формации и сопровождающие их небольшие гипабиссаль- ные интрузии габбро-плаггиогранитной формации формируются преимущественно по периферии таких построек с образованием кольцевых структур типа кальдерных.

Вытянутый в меридиональном направлении пояс вулканических построек подобного типа образует Учалинско-Александринскую структурно-формационную зону.

В промежутках между такими постройками, в зонах их внешнего обрамления, параллельно с непрерывной формацией происходит формирование вулканитов базальтовой порфиритовой формации D_2^{8V} в ее натровом варианте. Есть основания предполагать, что на таких участках мы видим раннее начало более глубинного мантийного магматизма, так как базальты этой формации имеют повышенную основность по сравнению с базальтами контрастной и непрерывной формаций.

Завершается девонский магматизм формированием вулканитов базальт-трахитовой формации D_3^{fr} (колтубанская свита) и комагматичных им гипабиссальных интрузий габбро-сиенитовой формации (Верхнеуральский интрузивный комплекс).

Условия формирования вулканогенных формаций меняются от глубоководных в нижнем девоне до мелководных типа островных дуг в конце среднего и верхнем девоне в обстановке постепенного общего воздымания и консолидации земной коры, лишь местами прерываемого локальными погружениями в живетское время.

Э.В.Шалагинов, В.В.Бабкин
ЧКГРЭ, УТГУ, Челябинск

ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ СУХТЕЛИНСКОЙ СТРУКТУРЫ

В развитии вулканизма Сухтелинской синклиналильной структуры, расположенной внутри Зауральско-Сухтелинского синклинория, принадлежащего Восточно-Уральскому поднятию, выделяется три этапа, представленных толщами: линевской вулканогенной (поздний силур-ранний девон), сухтелинской осадочно-вулканогенной (средний девон) и переселенческой вулканогенной (поздний девон). Первая и последняя толщи сложены порфиритами базальтового состава, в первой к ним добавляются андезитобазальтовые. В небольшом объеме присутствуют туфы того же состава. Средняя толща сложена серией вулканитов, варьирующих от базальтовых порфиритов до лапа-

ритовых порфиров в излившихся и субвулканических фациях, сопровождающихся вулканическими туфами, в основании которой залегают терригенные осадки - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты, а также углисто-кремнистые сланцы. Нижняя и верхняя толщи по соотношению натрия и калия относятся к натровой, средняя - к натровой, мало калиевой и реже - калинатровой сериям.

Наличие прослоев кремнистых сланцев, известняков свидетельствует о формировании сухтелинской толщи в подводных условиях, присутствие рифогенных известняков в верхах толщи говорит о мелководности осадков.

В ксенотуфах верхов толщи широко распространена пиритная вкрапленность, что может рассматриваться в сочетании с обликом вулканических серий как благоприятный признак на медноколчеданное оруденение.

О.П.Сергеев

МГРП, Магнитогорск

К ВОПРОСУ О ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАГНИТОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

1. Интрузивы магнитогорской группы (Магнитогорский, Московский, Куйбасовский, Алексеевский, горы Грань) и вмещающие их эффузивные породы нижнего карбона синхронны и комагматичны. Целесообразно объединить их общим термином "магматические породы магнитогорского комплекса".

2. Образование магматических пород магнитогорского комплекса связано с нижнекарбонным тектоно-магматическим этапом, длительность которого составляет около 15 млн. лет - с первой половины нижнего визе до середины верхнего визе. Общая мощность накопившихся за это время эффузивно-осадочных толщ достигает 3 км.

3. Эффузивная толща представляет собой чередование основных и кислых пород, причем основные количественно резко преобладают. Средний состав эффузивных пород отвечает базальту, содержащему около 52% SiO_2 , что, вероятно, соответствует среднему составу первичной магмы.

4. В обнаженных частях интрузивных массивов преобладают кислые породы, но, судя по геофизическим данным, начиная с глубины 0,5-3 км преобладающей породой становится габбро. Учитывая значительную вертикальную мощность массивов (более 15 км), следует признать, что общая доля габбро в них составляет не менее 80-90%, и средний состав интрузивных пород, так же как и эффузивных, является основным. При базальтовом составе первичной магмы наиболее вероятным очагом ее зарождения следует считать породы мантии Земли на глубинах 80-120 км.

5. Нижнекарбонный магматический этап начался с интрузий габбро и излияний базальтов, по составу, видимо, отвечающим недифференцированной первичной магме.

Основным направлением эволюции магматического расплава в течение этапа являлась ее дифференциация с накоплением кислой фракции граносиенитового состава и остаточной фракции основного состава. Дифференциация магмы, вероятно, происходила в промежуточном магматическом очаге, расположенном в земной коре на глубине, измеряемой первыми десятками километров (образование гранитной эвтектики).

Одновременное существование в промежуточном очаге кислой и основной магм обусловило многократное чередование кислых и основных пород в эффузивной толще.

6. Общий ход эволюции магматического расплава в промежуточном очаге соответствовал обычной схеме эволюции базальтовой магмы, наблюдающейся в большинстве изученных петрографических провинций мира: в расплаве постепенно увеличивалось содержание кремнезема и щелочей, уменьшалось содержание магния, железа и кальция, состав расплава изменялся от толеитского базальта в направлении к гранитной эвтектике. Существовал и обратный процесс - контаминация гранитных расплавов, образование такситовых структур.

7. Особенностью, характерной для магнитогорского комплекса, является: а) увеличенное содержание щелочей против средне-мировых значений во всех классах пород на 2-3% в интрузивной фации и 1-2% в эффузивной; б) уменьшенное со-

держание окиси кальция во всех классах пород в среднем на 2%; в) преобладание натрия над калием во всех классах пород; г) заметно повышенное содержание двуокиси титана во всех классах интрузивных и эффузивных пород (кроме крайних кислых); д) некоторая незавершенность дифференциации в интрузивной фации: мода состава кислых пород соответствует не гранитной эвтектике, а натровому граносиениту, содержащему 68% кремнезема, 6,1% окиси натрия и 2,9% окиси калия; е) разнообразие состава отдельных образцов, одинаковых по содержанию кремнезема как среди основных, так и среди кислых пород. В разных точках магматического очага возникали неодинаковые концентрации петрогенных компонентов, обусловившие различные их соотношения даже в близко расположенных участках образовавшихся пород.

8. Учитывая преимущественно натровый состав пород магнитогорского комплекса, следует, видимо, пересмотреть известное положение (Алешин М.И. и др., 1963) о том, что наиболее продуктивными на скарново-магнетитовое оруденение являются интрузии с повышенным содержанием калия.

Е.Е. Порошин
ВСЕГЕИ, Ленинград

ПЕТРОЛОГИЯ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА

В результате детальных геологических, петрохимических, геохимических и минералогических исследований в пределах Магнитогорского прогиба автором выделяются два типа вулканогенных ассоциаций раннего карбона: базальт-трахилипаритовая (БТ) - $C_1^{t_2-V_1}$, развитая в центральной части прогиба (р-он п.п. Богдановского и Грязнушинского), и базальт-трахит-трахилипаритовая (БТТ) - $C_1^{V_1-V_3}$, приуроченная к его северному замыканию и восточной периферии (р-он г. Магнитогорска). Между ними наблюдаются ассоциации переходного типа (рр. Худолаз и Греховка).

Первая ассоциация характеризуется широким развитием афировых базальтов - продуктов трещинных подводных извер-

жений, линейной (субмеридиональной) конфигурацией вулканических полей и мощным, составляющим на отдельных участках до 60-80% объема пород, дайковым комплексом базальтового состава. Аналогичный распространенному в спилитовой формации западных Мугоджар, он, вероятно, свидетельствует о растяжении земной коры в момент образования БТ ассоциации. Для второй ассоциации отмечается: резкое увеличение роли извержений центрального типа среди основных членов, их степени порфировости, до 70-80%, увеличение количества андезитов и трахиандезитов до 10-15%, а также почти полное отсутствие даек основного состава, что, по-видимому, отражает условия близповерхностной дифференциации в промежуточных камерах в момент становления БТТ ассоциации.

БТ ассоциация имеет бимодальный характер распределения по SiO_2 с максимумами в интервалах 46-48% и 70-72%, и отчетливо выраженный "феннеровский" путь дифференциации от высокомагнезиальных через высокожелезистые базальты к андезито-базальтам, который сопровождается соответствующим изменением состава породообразующих минералов: увеличением $FeO + Fe_2O_3$ и TiO_2 и уменьшением MgO в титан-авгитах; увеличением TiO (от 16 до 20%) и отношения Fe_2O_3/FeO (от 0,3 до 1,8) в титаномagnetитах при неизменной окисленности железа и увеличении TiO_2 (от 40 до 48%) в сосуществующих с ними ильменитах. Средний состав группы базальтов БТ ассоциации отвечает оливиновым толеитам (Иодер и Тилли, 1965) и отличается от таковых спилитовой формации Урала повышенными содержаниями Al_2O_3 (16.2), K_2O (0.8), а от нижнетриасовых повышенными содержаниями MgO (6.0), Na_2O (3.8), Al_2O_3 и пониженными $FeO + Fe_2O_3$ (10.6) и K_2O .

Для БТТ ассоциации свойственно: плавное распределение по SiO_2 с нечеткими максимумами в интервалах 50-54% и 70-72% и "боуэновский" путь дифференциации. Средний состав базальтов отвечает высокоглиноземистым оливиновым толеитам и отличается от базальтов рассмотренной выше ассоциации повышенными содержаниями SiO_2 (50.8), Al_2O_3 (17.5), $Na_2O + K_2O$ (5.2), степени окисленности железа и пониженными $FeO + Fe_2O_3$, MgO и полным отсутствием высокожелезистых разностей.

Кислые члены ассоциаций подразделяются на две группы: высокожелезистые ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - 6-8\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 10-11\%$) липариты, составляющие доли процента от объема вулканитов БТ ассоциации, и низкожелезистые ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - 3-4\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 13-15\%$) липариты и трахилипариты, широко распространенные в обеих ассоциациях. Образование первой группы связывается нами с дифференциацией базальтовых магм, для второй предполагается механизм палингенного плавления.

Изученные ассоциации соответствуют формационным типам того же названия (доклад Н.А.Румянцевой на настоящем совещании).

В.А. Прокин
БГУ, Уфа

О СИЛУРО-ДЕВОНСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ЮЖНОГО УРАЛА

1. Принято считать, что главенствующую роль в формировании современных геологических структур Южного Урала играли позднепалеозойские дислокации. Выявлению среднепалеозойских структур и их роли в распределении синхронных геологических формаций уделялось недостаточно внимания. Стратиграфическими, литологическими и петрологическими исследованиями, выполненными за последние годы, установлена частая и довольно резкая фациальная смена силуро-девонских отложений в широтном направлении при выдержанности их по простиранию. В отдельные периоды имело место синхронное накопление горных пород в морских глубоководных, мелко-водных и наземных условиях.

2. В западных структурах эвгеосинклинальной области Южного Урала - в Присакмарском синклинории, Ирендыкском антиклинории и Кизило-Уртазымской синклинальной зоне, в меньшей степени претерпевших последующие деформации, можно установить основные закономерности фациальной смены и приуроченности геологических формаций к определенным элементам палеоструктур. При этом установлено, что в зонах антиклинальных структур накапливались вулканиты андезитобазальтовые.

зальтовых формаций, в синклинальных прогибах отлагались вулканомиктовые и терригенные породы, а в местах сочленения поднятий и прогибов располагались центры извержений спилито-кератофировой формации.

Описанная зональность четко проявляется в геофизических полях. Для поднятий характерна более высокая напряженность магнитного поля по сравнению с прогибами. Осевые части антиклинальных структур характеризуются максимумами, а синклинали — минимумами силы тяжести. Между ними располагаются зоны высоких градиентов гравиметрового поля, соответствующие полосам развития вулканитов спилито-кератофировой формации.

4. Исходя из состава и строения выделенных структур и применяя принцип актуализма, можно предполагать, что силуро-девонские положительные структуры были подобны островным дугам, а синклинали напоминали глубоководные желоба. В пределах островных дуг существовали один или несколько вулканических поясов. Вулканиты андезито-базальтовой и спилито-кератофировой формаций накапливались в пределах антиклинальных структур и на их склонах (а не в трогах как принято считать).

5. Состав геологических формаций предопределил и металлогенические особенности палеоструктур, в пределах которых они развиты. Наиболее богаты эндогенными месторождениями зоны сочленения антиклинальных и синклинальных структур, к которым приурочены медноколчеданные, хромитовые, скарново-магнетитовые и золоторудные месторождения. В пределах антиклиналей формировались медно-порфировые, а позднее — наложенные редкометалльные месторождения. В палеосинклиналях распространены осадочные месторождения марганца и отдельные сульфидно-никелевые проявления.

6. В связи с горизонтальными перемещениями палеоструктур, а также в результате последующих их деформаций, проявлений процессов гранитизации и метаморфизма, первичная картина местами значительно изменена. Выявление силуро-девонских палеоструктур по фрагментам сохранившихся типичных геологических формаций позволит более полно выяснить геологическую историю Южного Урала, отдельных его районов и сделать прогноз на определенные полезные ископаемые.

ВЕРХНЕФРАНСКАЯ ОЛИСТОСТРОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: СОСТАВ
ОБЛОМОЧНОГО ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА И ПОКРЫВАЮЩИХ
ЭФФУЗИВОВ

В разрезе верхнефранской олистостромы восточного склона Южного Урала выделяются нижний глыбовый и верхний эффузивный горизонты (Смирнов и др., 1971, 1972). В глыбовом горизонте, который представляет собственно олистострому (скользящий пласт), наряду с разнообразными по размеру (до 0,5 км) и форме блоками, глыбами и обломками известняков с обильной живетской макрофауной, кремнистых пород с франскими радиолариями, вулканомиктовых и полимиктовых песчаников неопределенного возраста, в значительном количестве встречаются остроугольные и полуокатанные куски вулканогенных пород: 1) пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов андезит-базальтового и андезитового состава, 2) кварцевых альбитофиров. В цементирующей массе и мелкообломочных фациях горизонта развиты осколки базиса и вкрапленников этих вулканитов, изредка отмечаются также обломки вулканического стекла основного состава и диабазов. В горизонт попали обломки вулканитов, уже претерпевших зеленокаменный метаморфизм в условиях эпидот-хлоритовой субфации.

По минеральному составу, структурным особенностям, характеру метаморфизма и химизму пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты из обломков аналогичны эффузивам улутауского вулканогенного комплекса (D_2Ev) этого района. Отсутствие глыб диабазов и особенно обломков красных яшм, характерных для карамалыташского вулканогенного комплекса (D_2e), свидетельствует о том, что в строении олистостромы участвуют отторженцы из вулканогенных толщ, возраст которых не древнее живета. Позднеживетский или предфранский возраст имеют, вероятно, и кварцевые альбитофиров, встречающиеся в улутауской свите в виде субвулка-

нических тел, а в глыбовом горизонте - среди обломочного материала.

Вышележащий эффузивный горизонт сложен в главной массе пироксен-плаггиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами с порфировой и серийно-порфировой структурой и гялопилитовой, интерсертальной и офитовой основной массой. Породы имеют кайнотипный облик. Это, по-существу, базальтовые порфириты с типичным для них химизмом (SiO_2 - около 50%, FeO'' - около 20%). В более древних и молодых вулканогенных комплексах района они аналогов не имеют и безусловно являются производными франского вулканизма. Слои туфов выявлены только в отдельных разрезах, а осадочные породы среди эффузивов вообще не известны; на основании этого горизонт рассматривается нами как продукт весьма мощных и кратковременных излияний базальтовой магмы. Кроме того, в небольшом количестве получили локальное развитие кварцевые альбитофиры: в виде лавовых потоков, туфов и субвулканически мелких тел, аналогичных развитым в улутауской свите.

Обломки глыбового горизонта непереотложенным вулканогенным материалом (туфами, эффузивами) нигде не цементируются. Это позволяет считать, что тектонические движения, в результате которых образовался экзотический глыбовый горизонт, синхронными процессами вулканизма не сопровождались, хотя и привели в конечном счете к появлению вулканизма. Эффузивы известны там, где нижний горизонт имеет наиболее грубообломочное строение; по простиранию к югу глыбовый горизонт постепенно замещается обычными конгломератами и песчаниками, примерно к этим же местам приурочено и исчезновение из разреза эффузивов.

Позднедевонская эпоха на восточном склоне Южного Урала характеризуется в целом как время накопления мощной флишовой толщи. Появление описанных горизонтов свидетельствует о том, что спокойный ход осадконакопления в определенный момент франского века прерывался катастрофическими геологическими событиями, вызванными, вероятно, одним из прерывистых горизонтальных подвижек земной коры. Механизм

формирования при этом глыбового горизонта пока не совсем ясен, более или менее определенно можно говорить только об оползневом его происхождении. Можно предполагать, что кратковременная разрядка тангенциальных напряжений вызвала коробление и разрушение верхних слоев земной коры (во всяком случае, живецких и франских толщ) вдоль определенных меридиональных линий, резкое расчленение рельефа и развитие крупных оползней, в результате которых продукты разрушения оказались хаотически нагроможденными на более молодых толщах. Контакты глыбового и эффузивного горизонтов не несут следов существенных тектонических движений; это говорит о том, что после образования оползней и излияния эффузивов горизонтальные подвижки здесь не возобновлялись.

Т.И.Широбокова

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

О ПРИРОДЕ РИТМИЧНОСТИ В СРЕДНЕДЕВОНСКОМ ВУЛКАНО-ГЕННО-ОБЛОМОЧНОМ КОМПЛЕКСЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Ритмичное строение улутауского вулканогенно-обломочного комплекса среднего девона на Южном Урале отмечается всеми исследователями. Этот текстурный признак позволил отдельным авторам рассматривать обломочные образования в качестве флишоидов или молассы. Ритмичность в них с этих точек зрения должна представлять результат процесса седиментации терригенных отложений, сформировавшихся на определенных этапах тектонического развития геосинклинальных областей (Mangin, 1972).

Улутауские вулканогенно-обломочные образования являются преимущественно пирокластическими и осадочно-пирокластическими накоплениями (Хворова, Елисеева, 1965; Хворова, Залманзон, 1966; Широбокова, 1973; и др.). Ритмичное строение этих образований обусловлено, по нашему мнению, способом отложения пирокластического материала в водной среде и режимом вулканических извержений. Выделяется два основных типа ритмичности. Для пород, сформировавшихся вблизи центров вулканической деятельности ритмичность выражается в

повторяемости грубообломочных отложений без видимых признаков слоистости и горизонтально слоистых (полосчатых) пачек. Мощность грубообломочных слоев достигает 20–50 м, размерность обломочного материала в них варьирует в широких пределах: от 0,1–2 мм (псаммиты) до 20 мм и более (глыбы). Наиболее крупные обломки сосредоточены в средней, а иногда в верхней части этих слоев. Все это указывает на быстрое накопление обломочного материала без его переотложения, что связано с взрывным характером его поступления.

Горизонтально слоистые пачки обычно маломощны (0,3–1,5 м) и сложены ритмично чередующимися алевро-псаммитовыми и пелитовыми породами. Для средней части этих пачек отмечаются конволютные текстуры, что является признаком осадков, сформированных из единого турбидного потока при медленном осадконакоплении, когда происходит не вертикальная (градационная), а горизонтальная сортировка обломочного материала (Кюнн, 1969). Присутствие горизонтально слоистых пачек связано с перерывами в взрывных процессах, когда накапливался материал мелких и тонких пеплов, остающихся продолжительное время в воде во взвешенном состоянии.

Второй тип ритмичности характерен для удаленных от вулканических центров фаций и встречается в повторяемости градационно-слоистых пород с псаммитовой размерностью обломочного материала мощностью 1,5–5 м и маломощных (0,1–0,5 м) алевропелитовых слоев. Верхний член ритма очень неустойчив и иногда отсутствует совсем. Градационная сортировка обломочного материала указывает на его перенос в суспензионных турбидных потоках (Хворова, Елисеева, 1965) при значительной скорости последнего. Формирование алевропелитовых слоев связано также с перерывами в осадконакоплении, в результате чего по мелкому пепловому материалу при подводном выветривании (гальмиролизе) развивались глинистые минералы. Отсутствие верхнего члена ритма (пелитовых пород) очевидно связано с незначительными перерывами в осадконакоплении.

Таким образом, ритмичное строение улутауского вулканогенно-обломочного комплекса обусловлено взрывным характером поставки обломочного материала, подводными условиями накопления и переносом его на значительные расстояния с помощью суспензионных турбидных потоков и не имеет прямой связи с тектоническими движениями.

М.Ю. Аржавитина
ИГ БФАН СССР, Уфа

ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ФАМЕНСКО-НИЗНЕ- ТУРНЕЙСКОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ФОРМАЦИИ МАГ- НИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Описываемые вулканогенные породы развиты в Магнитогорской и Теренсайско-Ащebutакской структурно-формационных зонах. Они представлены эффузивными, субвулканическими образованиями и пирокластическими разностями, среди последних преобладают туфы среднего и трахитового состава. Изучение вулканогенных пород в обеих структурно-формационных зонах показало, что они характеризуются сходными геолого-петрографическими и петрохимическими особенностями. Среди них выделены разности от базальтовых и трахибазальтовых порфиритов до трахидацитовых порфиритов.

Породы основного состава в петрохимическом отношении характеризуются пониженными содержаниями кремнезема, магнезии, условной закиси железа, окиси титана и повышенными содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} = 6,6-8,0$) и глинозема по сравнению с основными породами по Р.Дэли.

Андезито-базальтовые порфириты отличаются от базальтовых порфиритов пониженным содержанием темнопетного компонента ($\text{v}^1 = 16,2-17,6$), условной закиси железа ($\text{FeO}^1 = 5,0-6,0$), повышенным содержанием кремнезема при почти равном содержании щелочей.

Среди андезитовых порфиритов выделяются разности с нормальной и повышенной щелочностью, последние характеризуются пониженной кремнеземистостью и железистостью и

повышенной щелочностью ($a = 14,7-19,4$) и близки трахиандезитам по Р.Дэли.

Трахитовые порфиры отличаются высокой щелочностью ($a = 15,2-18,6$), низкой известковистостью, кремнеземистостью и низкими значениями темноцветного параметра. По сравнению с трахитами по Р.Дэли описываемые породы характеризуются повышенным содержанием кремнезема и пониженным содержанием магнезии.

Для щелочных пород обеих структурно-формационных зон характерно преобладание натрия над калием, хотя в отдельных случаях в Магнитогорской структурно-формационной зоне отмечается преобладание калия среди щелочей или примерно равное их содержание.

Субвулканические разности в петрохимическом отношении почти тождественны эффузивам, отличаясь несколько большим содержанием окиси титана, условной закиси железа и меньшим кремнезема.

Описываемые вулканогенные породы в обеих структурно-формационных зонах близки между собой и отличаются от других силуро-девонских формаций Магнитогорского мега-синклинория. Специфические особенности описываемой формации вероятно являются результатом образования ее в заключительную стадию среднедевонско-нижнетурнейского тектоно-магматического этапа в условиях значительной консолидации региона.

И.Б.Серавкин

ИГ БФАН СССР, Уфа

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МАКАН- БУРИБАЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ИХ МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

1. В силурийско-нижнедевонском разрезе северной части района выделяются (снизу вверх) следующие толщи: 1) диабазовая, 2) спилито-вариолитовая, 3) базальт-липарито-дацитовая, 4) андезито-базальт-андезито-дацитовая эффузивно-пирокластическая, 5) андезито-базальтовая преимущественно пирокластическая. Толщи 1-3 принадлежат конт-

растной базальт-липаритовой формации, толща 4, значительно увеличиваясь в мощности в юго-восточном направлении и несколько меняя фациальный состав, образует в Макано-Мамбетовской зоне непрерывную андезито-базальт-андезит-дацит-липаритовую серию, а толща 5 принадлежит слабо дифференцированной андезито-базальтовой формации.

Породы андезито-базальтовой формации в целом существенно отличаются от соответствующих им по составу вулканитов дифференцированной формации (толщи I-4) более низкой магнетиальностью, относительно высоким содержанием полевошпатовой извести, преимущественной принадлежностью к породам нормального ряда. Вместе с тем, переход между рассматриваемыми формациями постепенный, что подчеркивается присутствием промежуточных петрографических типов пород в пограничных слоях.

2. Каждой из названных формаций комагматичны субвулканические тела, образующие несколько петрографических и возрастных групп и фаз внедрения. Наиболее широко распространены кислые субвулканические образования, связанные с дифференцированной формацией и подразделяющиеся на четыре возрастные группы.

3. Вулканогенные толщи метаморфизованы в зеленокаменной (эпидот-актинолитовая и хлорит-эпидотовая ступени) и пренит-пумпеллитовой фациях. Последняя охватывает главным образом отложения 4-й и 5-й толщ. Установлено, что размещение зон определенных фаций регионального метаморфизма и метасоматического ореола Юбилейного месторождения контролируется синвулканическими элементами блоковой структуры, ранее определившими неоднородный фациальный и петрографический облик вулканогенных формаций. С кислыми субвулканическими телами связаны самостоятельные автаморфические и контактово-метаморфические изменения, наложенные на минеральные парагенезисы регионального метаморфизма. Регионально проявившиеся альбитизация и окварцевание базальтов связаны с наложенными процессами и частично обусловлены привносом натрия и кремнезема. С учетом этих изменений, основные эффузивы базальт-липаритовой

формации близки океаническим толеитовым базальтам, а некоторые петрографические типы пород (двупироксеновые гиаобазальтовые порфириты с реликтовыми формами фенокристаллов оливина) приближаются к оливиновым толеитам и пикритам.

4. Все вулканогенные породы района характеризуются повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями меди. Фоновые содержания этого металла в целом увеличиваются в относительно более молодых породах, составляя в нерудоносной андезит-базальтовой формации $7,3 \times 10^{-3}\%$. Установлено и закономерное увеличение фоновых содержаний меди в различных поколениях кислых субвулканических тел (от $1,8 \times 10^{-3}\%$ в ранних дорудных до $6,7 \times 10^{-3}\%$ в наиболее поздних телах послерудного возраста). Данные указывают на возможную дифференциацию рудного вещества в процессе эволюции базальтоидных расплавов. Рудообразование, на примере Юбилейного медноколчеданного месторождения и ряда рудопоявлений, залегающих в дифференцированной формации, по возрасту и пространственно наиболее тесно связано с формированием кислых субвулканических тел, завершающих образование контрастной и последовательной серий этой формации.

А. М. КОСАРЕВ
ИГ БФАН СССР, Уфа

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО КРЫЛА МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА НА ПРИМЕРЕ БУРИБАЙ-МАКАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

1. В Бурибай-Маканском рудном районе активная вулканическая деятельность охватывает отрезок времени от верхнего силура до среднего девона (эйфель). В этот период образовались силуро-нижнедевонская непрерывная базальт-андезит-дацит-липаритовая натриевого ряда, ниже-среднедевонская (эйфель) непрерывная андезит-базальт-андезит-дацит-липаритовая известковистая формации и эйфельская дацит-липаритовая кали-натровая субформация базальт-трахит-липаритовой (?) формации.

2. Вулканогенные образования силуро-нижнедевонской формации характеризуются резким преобладанием натрия над ка-

лием и низкой известковистостью. Становление фации происходило в течение единого этапа вулканизма, начавшегося излияниями базальтов и закончившегося формированием андезит-базальт-андезит-дацит-липаритового комплекса с неоднократным проявлением кислого эффузивного магматизма. Одновременно с покислением состава продуктов вулканизма вверх по разрезу наблюдается возрастание количества пирокластических пород и продуктов их перемыва.

Главную роль в формировании пород различной кислотности имели процессы кристаллизационной дифференциации магмы.

3. В вулканогенных породах, слагающих ниже-среднедевонскую фацию, сохраняется преобладание натрия над калием при общем уменьшении содержания натрия; заметно возрастает известковистость.

Формирование андезит-базальт-андезит-дацит-липаритовой фации происходило в два этапа. В течение первого сформировались андезит-базальт-андезит-дацитовая и дацит-липаритовая субфации; в течение второго - андезит-андезит-базальтовая субфация.

Во всем разрезе фации главенствующую роль имеют пирокластические породы и продукты их перемыва (тефроиды).

Наряду с процессами дифференциации магматического вещества, в формировании исходного для фации расплава заметное значение имели процессы гибридизма, при участии которых образовалась значительная группа пород андезитового и андезит-дацитового состава.

4. Близко одновременно и следуя за андезит-андезит-базальтовой субфацией ниже-среднедевонской фации происходило образование дацит-липаритовой кали-натровой субфации, завершающей ряд вулканогенных фаций силурийско-эйфельского этапа магматизма.

ПРИРОДА ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО МЕТАМОРФИЗМА И СВЯЗЬ С НИМ
СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗАПАДНОМ КРЫЛЕ МАГНИТОГОР-
СКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Изучение закономерностей распространения в силуро-девонских эвгеосинклинальных образованиях постмагматических парагенетических минеральных ассоциаций, осуществленное методом средне- и крупномасштабного картирования на примере Бурбайского рудного района, выявило следующую смену их во времени и пространстве.

1. Непосредственно вслед за накоплением и сингенетично с ним, эффузивно-осадочные отложения, независимо от их возраста, претерпевали:

А. Эффузивные образования - атометасоматические изменения с развитием парагенетической минеральной ассоциации: кварц+хлорит+(кальцит); кварц+хлорит+(серицит).

Б. Нормально осадочные и туфогенно-осадочные породы - постдиагенетические изменения стадии катагенеза с развитием парагенетических минеральных ассоциаций: монтмориллонит+хлорит I4 A+кварц; селадонит+монтмориллонит+хлорит I4 A+кварц; селадонит+хлорит I4 A+кварц; иллит+хлорит+кварц; гидромусковит+хлорит+кварц.

2. В основных вулканогенных образованиях, вмещающих многочисленные комагматичные габброидные интрузии, послуживших источником тепла и эндогенных эманаций, получила площадное развитие парагенетическая ассоциация: актинолит+хлорит+(альбит, олигоклаз). В линзах осадочных и вулканосадочных пород развитие минералов этой ассоциации осуществлялось только по тектоническим трещинам, с сохранением минеральных ассоциаций постдиагенетических изменений в пелитовых породах.

3. В вулканогенных образованиях преимущественно среднего состава, в связи с близко-одновременным их формированием и внедрением многочисленных тел субвулканических порфиров ли-

парито-дацитового, дацитового состава, формировалась парагенетическая минеральная ассоциация: эпидот+хлорит+(альбит, олигоклаз).

В осадочных и вулканомиктовых породах развитие минералов этой ассоциации осуществлялось по тектоническим трещинам, плоскостям наложения, с сохранением глинистых минералов в основной массе.

4. При отсутствии или слабом развитии комагматичных интрузивных и субвулканических фаций в вулканогенных образованиях любого состава и возраста вслед за постдиагенетическими изменениями, с сохранением реликтов последних, формировалась ассоциация: пумпеллит I+пренит+хлорит+(альбит)+кварц. Метаморфизм вулканогенных образований в условиях пренит-пумпеллитовой фации обусловлен послевулканической гидротермальной деятельностью.

5. Внедрение субвулканических, субинтрузивных тел и дайковых поясов кислого состава, более поздних по отношению ко времени отложения вмещающих их эффузивно-осадочных толщ, сопровождалось развитием приконтактной парагенетической ассоциации: эпидот+кварц+хлорит+пренит+пумпеллит II+пирит → серицит+кварц+хлорит+кальцит+сульфиды. Эта ассоциация регрессивно или прогрессивно накладывалась на минеральные ассоциации площадных зеленокаменных изменений.

Парагенетическая связь зеленокаменного метаморфизма с проявлениями магматизма, зависимость его интенсивности от близости к интрузивным, субвулканическим телам и разрывным нарушениям, наличие галек зеленокаменно метаморфизованных пород в силуро-девонских полимиктовых и вулканомиктовых конгломератах, наличие линз неметаморфизованных осадочных и вулкано-осадочных пород в разрезе зеленокаменно метаморфизованных магматогенных образований, агрессивно-метасоматический характер развития его минеральных ассоциаций подтверждает (Коржинский, 1953; Захарова, 1971), что зеленокаменный метаморфизм по природе представляет собой гидротермальный постмагматический метасоматоз. Комплекс метаморфических минералов, характеризующих зеленокаменный метаморфизм в его современном виде, является совокупностью не-

скольких, пространственно совмещенных, но разновременных парагенетических минеральных ассоциаций, сформировавшихся в силуре и девоне в связи с каждым проявлением магматизма и тектогенеза.

Зеленокаменный метаморфизм, околорудный метасоматоз и сульфидное оруденение находятся в парагенетической связи в том смысле, что источником тепла, приводящим в движение метаморфизирующую гидротермальную систему, источником многих петрогенных и рудных компонентов является единый магматический очаг. Установлено три вида их соотношений.

1. Зеленокаменный метаморфизм, околорудный метасоматоз и сульфидное оруденение близки по времени своего проявления и представляют собой единый, последовательно развивающийся процесс, парагенетически связанный с формированием одного и того же магматического комплекса.

2. Зеленокаменный метаморфизм вмещающих вулканогенных толщ и колчеданное оруденение оторваны друг от друга во времени в связи с тем, что оруденение парагенетически связано с субвулканическими телами, внедрившимися в уже метаморфизованные эффузивно-осадочные толщи. В этом случае колчеданное оруденение находится в парагенетической связи лишь с зеленокаменными изменениями самих субвулканических тел и вмещающих пород в ореоле их воздействия.

3. На минеральные ассоциации околорудно-метасоматических изменений, сопровождающих колчеданное оруденение, парагенетически связанное с формированием определенного магматического комплекса, накладываются минеральные ассоциации зеленокаменного метаморфизма, парагенетически связанного с проявлением более молодого магматизма.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДЕВОНА МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Стратиграфия является основой любого геологического построения. В этой связи она играет немаловажную роль и при реконструкции палеовулканических процессов, особенно их проявлением во времени и пространстве.

В последнее десятилетие изучение стратиграфии девона Магнитогорского мегасинклинория в значительной степени продвинулось вперед. Основные новые данные сводятся к следующему.

1. В унифицированной стратиграфической схеме (1968) девонские отложения начинаются ирендыкской свитой (комплексом), представленной, как известно, преимущественно пироксен-плагиоклазовыми порфиритами андезито-базальтового и базальтового состава. Она относилась к жединскому, кобленцскому ярусам нижнего девона и нижнеэфельскому подъярису среднего девона. Новые данные, полученные при тематических и геолого-съемочных работах показали, что ирендыкский комплекс весьма тесно связан постепенным переходом с нижележащей баймак-бурибаевской свитой, которая резко отличается по составу вулканитов от силурийских отложений (сакмарской и поляковской свит). На основании этих данных мы отнесли в 1970 г. баймак-бурибаевскую свиту к самым низам нижнего девона, а не к силуру как предлагается в унифицированной схеме. В 1973 г. нижнедевонский возраст баймак-бурибаевской свиты был подтвержден Е. В. Чибриковой, обнаружившей впервые растительные микрофоссилии нижнего девона в этой свите.

2. Многими исследователями ранее считалось, что карамалыташская свита соответствует по возрасту верхнему эйфелю, либо верхнему эйфелю - нижнему живету. Многочисленные находки живетской фауны на горе Аюка, произведенные нами в 1965-1967 гг., из нижней части вулканитов, относившихся ранее к карамалыташской свите, показали, что вулканиты ка-

рамагыташской свиты являются основанием живетского комплекса, а к более верхним частям живета следует относить в одних разрезах большую часть улутауской свиты (в понимании Л.С.Либровича), в других (более северных) — вулканогенно-осадочный комплекс, представленный вулканотерригенными породами и вулканитами слабо дифференцированной формации (пироксен-плаггиоклазовые порфириты андезито-базальтового состава). В этой связи правомерно допускать фацциальное замещение верхней части вулканитов последовательно дифференцированной формации низов живетского яруса (бывшая карамалыташская свита) вулканотерригенными образованиями низов улутауской свиты.

3. Выяснено, что эйфельская фауна встречается в строго стратифицированном горизонте. Этот горизонт венчает во многих разрезах ирендыкскую свиту и назван нами "гадилевской толщей". Эта толща представлена вулканомиктовыми породами, туфами и лавами андезито-базальтового и базальтового состава. Мощность толщи колеблется от 70-100 м до 500-600 м. Залегает гадилевская толща в одних случаях с постепенным переходом на ирендыкской свите, а в других — с локальным перерывом.

4. Во многих пунктах и разрезах девонских отложений к настоящему времени установлено, что франскому ярусу на западном борту мегасинклиория и в южной части восточного его борта соответствует преимущественно осадочная толща, представленная вулканотерригенными и карбонатными породами с многочисленной франской фауной. Это свидетельствует о том, что во франском веке, на значительной территории Магнитогорского мегасинклиория, вулканизм весьма слабо проявлялся.

Новые находки фауны в тех или иных комплексах, выяснение пространственного соотношения этих комплексов, а также их залегания относительно друг друга позволили провести корреляцию многочисленных разрезов девонских отложений западного и восточного бортов мегасинклиория, а также определить типы разрезов для тех или иных структурно-формационных зон и наметить основные этапы геологического

развития региона, его историко-тектоническую жизнь. Исходя из имеющегося в нашем распоряжении материала можно сказать, что вулканизм, проявившийся в Магнитогорском мегасинклинии, имеет три отчетливых и отличающихся друг от друга этапа. Первый охватил силур - нижний девон - эйфель, с преимущественным образованием вулканитов контрастной, дифференцированной и слабо дифференцированной формаций. К концу эйфеля вулканизм затухает. Новый этап начался повсеместно с живета и закончился в нижнем турне. Для него характерно развитие в раннем живете контрастных, дифференцированных и слабо дифференцированных формаций, а в позднем живете, фране, фамене и нижнем турне - преимущественно осадочных комплексов и относительно незначительного количества слабо дифференцированных вулканитов. Третий этап вулканизма проявился кратковременно, начиная от верхов турне и закончился в верхнем визе. Для него характерны вулканиты трахилипарито-базальтовой формации.

Эти этапы, с нашей точки зрения, отвечают соответственно раннегеосинклиальному, позднегеосинклиальному и орогенному (или предорогенному) периодам развития мегасинклиория.

Т.А. Смирнова
УГГУ, Свердловск

ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ ФРАНСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

1) В пределах Магнитогорского прогиба выявляется замкнутая вулканическая провинция, формировавшаяся в франском веке. Она имеет протяженность около 400 км в субмеридиональном направлении и в широтном 60 км.

2) Франский вулканизм в Магнитогорском прогибе на большей части площади был по времени действия оторван от живетского, поскольку в нормальном разрезе вулканические толщи этих возрастов разделяются осадочными породами. Об этом же свидетельствует горизонт глыбовых ксенотуфов, залегающий в основании франского вулканогенного комплекса.

3) Извержения принадлежали к центральному типу и происходили главным образом в подводных условиях. Выбросы пирокла-

стического материала преобладали над излияниями лавовых потоков. Вся вулканическая толща построена ритмично.

4) По химическому составу продукты извержений в главной массе имели базальтовый состав и в меньшей мере андезито-базальтовый и липаритовый.

5) Породы базальтового и андезито-базальтового состава принадлежат к порфиритовой формации и представлены плагиоклазовыми, пироксено-плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами.

6) Выявлена закономерность и взаимосвязь смены этих разновидностей порфиритов в разрезе от потока к потоку. Пироксеновые порфириты с наиболее крупными интрателлурическими вкрапленниками пироксена всегда являются последними в серии потоков единой порции магматического расплава, излившихся из промежуточной магматической камеры. Большое количество плагиоклазовых вкрапленников содержится в первых (нижних по разрезу) потоках каждой серии взаимосвязанных потоков. Эти закономерные изменения соотношений вкрапленников пироксена и плагиоклаза от потока к потоку в разрезе франского вулканогенного комплекса повторяются неоднократно.

7) Соотношение интрателлургических вкрапленников плагиоклаза и пироксена в излившихся потоках обратно отмеченному в субвулканическом порфиритовом теле г.Магнитной, где их смена по вертикали тела рассматривается А.В.Говоровой, как результат гравитационно-кристаллизационной дифференциации.

8) В Магнитогорской вулканической провинции выделяются фации жерловые, прижерловые и средней удаленности, а также удаленные от центров излияния. Породы жерловой фации сохранились в виде тел порфиритов, выполнивших каналы, имеющих характерную текстуру автобрекчий. Отмечаются отдельные мелкие жерловины сложного внутреннего строения. Образования прижерловые и средней удаленности от центров извержений представлены лавовыми потоками, глыбовыми и грубообломочными туфами и туфоконгломератами. С ними переслаиваются более мелкообломочные туфы, завершающие вулканические ритмы. Фации, удаленные от центров извержения, в главной массе

представлены тонкообломочными туфами и туффитами. Основное развитие они получили к западу от зоны активных вулканических действий.

А.Г.Волчков
ЦНИГРИ, Москва

О СООТНОШЕНИЯХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ БАЙМАКСКОГО РАЙОНА (Ю.УРАЛ)

1. Анализ соотношений структурных форм, образованных вулканитами, с глубинным строением рудных районов представляется весьма актуальным в связи с проведением глубинных поисков колчеданного оруденения. В Баймакском рудном районе геофизическими работами (Е.Б.Бельтенева, Ю.Н.Петров и др.) выявлены основные черты глубинного строения, а детальными геолого-структурными исследованиями (И.Б.Серавкин, А.И.Кривцов, А.Г.Волчков, В.Н.Зайцев и др.) расшифровано строение вулканогенных толщ, что делает возможным проведение такого анализа. Основными задачами последнего являлось установление с учетом данных сейсмических исследований характера и форм отражения в физических полях, отвечающих срезам 1,5 и 2,5 км, таких структурных элементов как структурно-формационные зоны, подзоны и их границы, а также палеовулканические сооружения различного типа.

2. Баймакский район охватывает территорию трех структурно-формационных зон - Присакмарской, Тубинско-Гайской и Ирендыкской - разделенных долгоживущими Бурибайским и Западно-Ирендыкским разломами (Кривцов и др., 1971). Все эти зоны, а также подзоны Тубинско-Гайской зоны отчетливо выражены в физических полях на срезах 1,5 и 2,5 км, что позволяет установить глубину и время их заложения.

3. В Баймакском рудном районе известны такие вулканотектонические структурные формы как щитовые базальтовые палеовулканы (Куян-Тау), многочисленные шлаковые конуса базальтового и андезитобазальтового состава, образующие вулканогенные гряды, а также палеовулканические аппараты центрального типа липарито-дацитового (Верхне-Мамбетов-

ский, Кладинский, Куль-Курт-Тауский) и андезито-базальтового циклов извержений (Баймакский, Туль-Куле-Тауский).

4. Зоны щитовых палеовулканов отчетливо выражены на срезах 1,5 и 2,5 км и, по-видимому, являются наиболее древними по времени заложения. Вулканогенные гряды, отвечающие более позднему периоду развития района, отчетливо обособливаются лишь на срезе в 1,5 км. Из выявленных палеовулканических аппаратов центрального типа только часть отражается на срезе в 2,5 км. Сопоставление положения осевых частей этих палеовулканов на уровне современного эрозионного среза и на глубинах 1,5 и 2,5 км показывает, что их выводные каналы испытали миграцию во времени с запада на восток.

5. Проведенный анализ позволяет заключить, что вулканические структурные формы Баймакского рудного района, в целом имели глубинное заложение и длительную историю развития.

А.Г. Волчков
ЦНИГРИ, Москва

ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ хр. ИРЕНДЫК (Ю.УРАЛ)

1. Южная часть хр. Ирендык принадлежит Ирендыкской структурно-формационной зоне, расположенной между Тубинско-Гайской (на западе) и Истамгулово-Сибайской (на востоке) зонами (Бородаевская и др., 1969, 1973). Ирендыкская зона сложена вулканитами базальт-андезито-базальтовой формации, становление которой связано с двумя крупными циклами вулканизма, разделенными периодом относительной стабилизации (Червяковский, Коротеев, 1970, Кривцов, Волчков, 1970). В течение каждого из циклов вулканизма устанавливается эволюция состава продуктов извержений от базальтов-андезито-базальтов до андезитов-базальтов и андезитов. Общая мощность этих вулканогенных образований составляет более 4,5 тыс. метров, что свидетельствует об интенсивном прогибании основания Ирендыкской структурно-формационной зоны в D_1 - D_{2e} .

2. Западная часть Ирендыкской зоны представляет собой моноклиналь восточного падения с постепенным возрастанием уг-

лов к востоку, а в центральной и восточной расположен ряд палеовулканических сооружений центрального типа (Гадельшинское, Сагитовское, Сукраковское). Эти сооружения образуют протяженную вулканическую гряду, расположенную на прогнутом в виде синклинали основании.

3. Структурные особенности Ирландской зоны обусловлены сменой начальных периодов развития длительного компенсированного прогибания процессами перекомпенсации, приведшими к образованию аккумулятивных вулканотектонических структурных форм. Общее биклиальное строение аналогично структурам неоген-четвертичных вулканических хребтов островных дуг запада Тихоокеанского пояса (Эрлих, 1973).

4. Аккумулятивный вулканический хребет Ирландской зоны, сформированной к раннему эйфелю, в живете отделял западную часть района, испытавшую стабилизацию, вероятно, в раннем девоне, от восточной, где накапливались вулканомиктовые отложения улутауской свиты (D_{25v}). К западу от оси Ирландского хребта максимальное распространение пород этой свиты, относимой Г.Ф.Червяковским (1971) к отложениям межгорных долин, устанавливается лишь в южной части зоны, состоящей из одиночных вулканических сооружений, разделенных депрессиями (Подольский и Восточно-Мамбетовский прогибы). Такое барьерное положение Ирландской зоны позволяет рассматривать ее в качестве внешней части Западно-Магнитогорской островной дуги (Бородаевская, Кривцов, 1973).

Я.А.Рихтер, М.А.Кригер
СГУ, Саратов

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭФфуЗИВНОГО МАГМАТИЗМА И ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО КРЫЛА МАГНИТОГОРСКОГО ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОГИБА

На протяжении длительной истории развития Уральского подвижного пояса отчетливо прослеживается смена глубинного (мантийного) типа эффузивного магматизма менее глубинным, внутрикоровым. Представители первого связаны с родоначальной толеит-базальтовой магмой, второго - с анатектическими

гранитными расплавами, возникшими на различных уровнях земной коры.

В пределах рассматриваемой территории - оренбургской части восточного склона Южного Урала - в истории варисско-го эффузивного магматизма можно выделить несколько этапов, отражающих эволюцию тектонического режима и состояния недр.

Первый раннегеосинклинальный этап (S_2-D_1) связан с общим интенсивным опусканием ложа прогиба и характеризуется проявлением недифференцированного базальтового вулканизма ("диабазовая" формация Мугодзар, киембаевская свита Домбаровского района). Этот магматизм характерен для геосинклинальных трогов и океанических желобов. Форма проявления на поверхности - трещинные излияния (покровы). Второй или позднегеосинклинальный этап (D_2) отмечается как во время дифференциации ложа прогиба, в пределах которого формируются геоантиклинальные зоны, развивающиеся в сторону все большей стабилизации. Весьма характерными для этого этапа являются контрастные базальт-дацитовые или слабодифференцированные базальт-андезито-базальтовые серии (вулканогенные комплексы $D_2^{e_2} - \text{C}_1^{\text{v}_1}$ и $D_2^{\text{C}_1^{\text{v}_2}$ Бриентско-Ашебутакской структурно-тектонической зоны). Они могут быть отнесены к тому же типу эффузивного магматизма, который характерен для современных островных дуг. Ведущим является центральный тип извержений, а главными формами - щитоподобные базальтовые вулканы, бескальдерные стратовулканы. Третий этап - инверсионный ($D_3-C_1^t$), характеризующийся общим изменением знака движений и затуханием процессов вулканизма почти на всей территории. Лишь на отдельных участках после перерыва, приходящегося на франский век, возникает наземный вулканизм, в ходе которого формируются базальт-трахиандезит-трахитовые серии (вулканогенно-осадочный комплекс караганской толщи D_3^{fm} на западном крыле Бриентско-Ашебутакской зоны). Четвертый, раннеорогенный этап (C_1) соответствует формированию качественно новых структур - горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных погружений, несогласно наложенных на структуры предыдущих этапов. В это время образуются контрастные ба-

зальт-трахипаритовые и базальт-липаритовые серии (вулканогенно-осадочные комплексы березовской и кизильской свит). Они являются представителями типа эффузивного магматизма, характерного для раннеорогенных структур. Главный тип извержений - центральный, приводящий к образованию крупных стратовулканов, иногда кальдерных; подчиненный тип извержений - ареальный (для базальтов).

Общая направленность развития магматизма и структур как на западном, так и на восточном крыле Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба сохраняется. Прогиб развивался с запада на восток, оставляя позади себя консолидированные участки земной коры и вовлекая в интенсивное прогибание находящиеся перед ним зоны байкалиц и ранних каледонид (?). Частные погружения раннеорогенного этапа, будучи приуроченными к наиболее долгоживущим глубинным разломам, лишь усложнили эту картину. Более поздние тектонические движения привели к общей инверсии и формированию складчато-глибовых структур верхнепалеозойского Магнитогорского мегасинклинория.

Ю.С. Каретин
УГГУ, Свердловск

ТАГИЛЬСКИЙ ТИП ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ НА УРАЛЕ

В числе типов эволюции вулканизма геосинклинальных областей может быть выделен тип, присущий эвгеосинклиналям с малыми масштабами рифтовых расщелений. На примере Тагильского звена палеозойской системы рифтов видно, что этому типу присущи две главные черты, определяющие набор вулканических формаций, их состав и особенности петрохимии, обстановки формирования и структурных соотношений: 1) комплекс признаков повышенной жесткости основания (лейкократовость, повышенная глиноземистость и щелочность вулканитов, очень раннее развитие эвгеоантиклинального режима и сильная растянутость переходной стадии) и 2) однотипность тектономагматического развития на протяжении всей геосинклинальной

истории – господство обстановки рифтовых обрушений и в связи с этим многократная повторяемость в геосинклинальном разрезе толеитовых и K-Na базальтов, трахиандезитов, трахитов, сваренной пемзовой пирокластики и т.д.

Черты специфики геологического развития Тагильской эвгеосинклинали по сравнению с Магнитогорской известны давно (Иванов, 1964; Штейнберг, Соболев, 1964 и др.). В последнее время получены новые подтверждения этому (Каретин, 1967–1972), указывающие на принципиальный характер различий этих структур. В целом сопоставления геологии обоих прогибов представляются плодотворными для познания главных их особенностей.

Для Тагильской эвгеосинклинали оказывается характерным следующий ряд вулканических формаций: 1) диабаз-спилит-кварцевоальбитофировая формация с субформациями спилито-диабазовой ордовика и контрастной колчеданоносной ландовери и формации порфиритовой группы; 2) андезитовая кали-натровая раннего венлока, 3) андезито-базальтовая K-Na позднего венлока-раннего лудлоу, 4) трахит-базальтовая позднего лудлоу-жедина, 5) трахибазальт-андезитовая кобленца-эйфеля и 6) липарит-базальтовая фамена-раннего турне (две последние – только в восточной части прогиба).

Кроме того впервые выделяется трапповидная формация условно среднего карбона (на востоке прогиба севернее р. Вагран). В современном эрозионном срезе она представлена только жилами и сиплами в основном субвулканических стеклосодержащих кварцевых долеритов. По сочетанию высокой железистости (12–13% $FeO+Fe_2O_3$) и титанистости (2% TiO_2) они резко отличаются от всех геосинклинальных образований и даже траппов Зауралья; близки по химизму траппам Восточной Сибири. Подобные формации неизвестны в Магнитогорском прогибе, так же как и самостоятельные трахит-трахибазальтовые и K-на андезито-дацитовые формации порфиритовой группы. Вулканиты Тагильского прогиба менее метаморфизованы; уже в десятке пунктов здесь найдены свежие силурийские стекла (в S_{w2} и в sl_2-D_1).

Наибольшей спецификой отличаются ранние геосинклинальные формации Тагильского прогиба. Так, андезитовая формация s_{w1} ,

вулканыты которой до недавнего времени рассматривались в составе натриевых раннегеосинклинальных серий, как оказалось, по всем параметрам отвечает уже зрелой подстадии переходной стадии, характеризуясь развитием обширных вулканотектонических депрессий с мощными проявлениями наземного вулканизма катмайского типа (сваренные пемзовые туфы, агломераты, игнимбриты, липаритовые купола, пропилиты и вторичные кварциты) и крупных андезито-базальтовых стратовулканов. Продукты последних высокоглиноземистые резко известковистые, с низкими содержаниями натрия и калия. Кислые, дацитовые и более основные вулканыты негативных структур в большинстве кали-натровые; встречаются также трахиандезиты и липариты и трахитовые туфы с 4% K_2O . Выявлены пемзовые туфы пизолитовой фации и протяженные пролювиально-лахаровые шлейфы, а также прибрежные песчано-тефроидные отложения с редкими линзами известняков с фауной.

Принципиально важной спецификой отличается спилито-альбитофировый комплекс ландовери. Кислые лавы его аналогичны кварцевым альбитофирам Южного Урала. Однако они слабее изменены и местами сохраняют калий (I-I, 9% K_2O), калиевый полевой шпат и иногда реликты довольно основного плагиоклаза, An_{37-52} (Каретина, 1969). Эти данные позволяют относить их к альбитизированным плагиолипаритам известково-натриевого ряда и сопоставлять их с липаритами известковистой серии островных дуг, например, Курильской. Завершающая стадия этого кислого вулканизма характеризуется накоплением пемзо-игнимбритовых толщ до 800 м мощности, кальдерообразованием и формированием куполов липаритовых порфиров с I, 5-4% K_2O . До 2,5% K_2O сохраняют и некоторые игнимбриты и слоистые песчаные туфы. Бурением установлено, что купола с размывом перекрываются датированными отложениями низов венлока.

Среди базальтоидных членов контрастной ассоциации стандартные по составу спилиты с 3,7-4% Na_2O , 7% CaO и 8% MgO нередки. Будучи близкими по химизму и минеральному составу зеленокаменно измененным толеитам океанического дна (Melson et al., 1966), они отвечают альбитизированным известковистым толеитам. Однако преобладают спилиты иного - лейкобазальто-

вого более щелочного типа: с 5-6% Na_2O и лишь 3-6% MgO и 2-5,5% CaO . Высокая глиноземистость их указывает на обилие изначально основного плагиоклаза. Выявлено постоянное чередование в разрезах потоков лав афиритов с подобным химизмом и их пирокластики с 1,5-2,8% K_2O и 2,5% Na_2O . Все это заставляет предполагать, что подобные спилиты (2-го типа) образовались в результате позднемагматической альбитизации калинатровых лейкобазальтов. Важное подтверждение этому - развитие более кислых и щелочных их дифференциатов: кератоспилитов и кератофиров. Последние содержат 7,5-9% Na_2O , 58-64% SiO_2 , весьма железисты, и по всем особенностям химизма тождественны альбитизированным трахитам, иногда встречающимся среди свежих трахитов $\text{Sl}_2\text{-D}_1^1$. В спилитовых сериях Магнитогорского прогиба подобные кератофиры неизвестны, так же как не описаны там и спилиты 2-го типа.

Установлен преимущественно наземный трещинно-центральный характер контрастного вулканизма (широко развиты краснокаменные изменения лав, агглютинаты лавового фонтанирования, сваренные пемзовые агломераты) и приуроченность его к вулканотектоническим депрессиям, развивавшимся в раме приподнятого осушенного диабазового основания. Встречающиеся в разрезах яшмоиды и песчаные тефроиды и конгломераты имеют мелководный прибрежный характер. Обстановка формирования в целом отвечает вулканическому архипелагу окраины континента.

Диабазы ордовика, в противоположность охарактеризованным недавно (Иванов и др., 1973) южноуральским, отличаются от океанических толеитов. Они резко менее магниезильны, несколько более щелочны, ассоциируют со спилитами I-го и 2-го типов, не содержат мощных дайковых поясов, чередуются внизу разреза с осадками околосредиземноморского происхождения (кварцито-песчаниками, углистыми сланцами и т.д.), залегают по данным геофизики на породах малой плотности и потому представляют собой скорее траппоиды линейных трещинных излияний стадии кульминации рифтовых обрушений, нежели образования разраставшейся коры океанического типа. Рифтовые расщеления с поступлением в них мантийных гипербази-

товых масс имели место, по-видимому, только в узких областях, ныне занятых глубокими частями Платиноносного и Серовского поясов, и произошли поздно, в венлоке, уже на стадии зрелой геосинклинали.

Структурное единство прогиба и слабая переработанность его материкового основания подтверждаются выявленной поперечной зональностью магматических проявлений. Блоки гетерогенного основания прослеживаются от западного до восточного краев прогиба и далее. Например, в северном из выделяемых блоков (южная граница его проходит в северо-восточном направлении примерно вдоль р. Вагран) спилиты и диабазы ордовика и силура отличаются почти вдвое более высокой титанистостью по сравнению со всеми более южными. До этой же границы прослеживаются на юг карбоновые долериты Предуралья и восточной части Тагильского прогиба и северного Зауралья. Соседний с юга блок характеризуется наиболее мощным в прогибе развитием кислого и андезито-дацитового вулканизма: в силуре западного крыла и в кобленце восточного крыла прогиба.

Общий вывод — Тагильская эвгеосинклираль на ранней стадии не развивалась по типу срединно-океанических хребтов и разрастания океанической коры. Индикаторами развития по типу слабо расщеленных рифтов можно считать появление в раннегеосинклинальных разрезах кератофиров и мощных кварцевоальбитофировых ассоциаций.

Р. И. Ерошевская
ВСЕГЕИ, Ленинград

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ДЕВОНА СЕВЕРА ТАГИЛЬСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Развитие вулканизма и формирование вулканогенных формаций на севере Тагильской зоны происходило в два этапа — O_3-D_1 и $D_2-C_1^t$.

В O_3-D_1 этапе в зонах краевых приразломных прогибов последовательно накапливались формации: I — спилито-кварцальбитофировая O_3-S_1 , 2 — андезито-базальтовая $S_2 Id_1$ (или $S_1 w_3 - S_2 Id_1$), 3 — базальтовая и трахи-андезито-базальтовая

$S_2ld_2-D_I$, представляющие собой единый формационный ряд. Параллельно в приосевой части зоны погружения, в пределах остаточного жесткого массива, в течение S_I-D_I формировались андезитовая и андезито-дацитовая формации (Мельников, Ерошевская, 1969).

Для D_2-C_I этапа развития было характерно: 1. Менее широкое по сравнению с O_3-D_I этапом распространение вулканических образований, известных лишь к северу от Карпинского района, 2. Невыдержанность отмеченной выше последовательности формирования формаций (накопление спилито-диабазовой и затем оливин-базальтовой формаций), 3. Значительное распространение андезитовой и андезито-дацитовой формаций, 4. Некоторые петрохимические особенности формаций.

В D_2-C_I этапе выделяются формации: спилито-диабазовая D_3fr (возможно, $D_2 - D_3fr$), базальтовая (или оливин-базальтовая) $D_3fm - C_I t$, базальтовая D_2 , андезитовая $D_2 - D_3fr$.

Ниже будут рассмотрены формации $S_2ld_2-D_I$ возраста $O_3 - D_I$ этапа и формации D_2-C_I этапа.

1. Трахи-андезито-базальтовая и базальтовая формации $S_2ld_2-D_I$. Зоны развития этих формаций известны в Кушвинском, Исорском, Павдинском районах. В бас. р. Сев. Сосьвы трахи-андезито-базальтовая формация выделена нами впервые. К ней отнесены порфириды, туфы, туфопесчаники, туффиты, трахи-андезито-базальтового состава, обнажающиеся на р. Б. Сосьва ниже устья р. Эки-Пурим-я и вдоль субмеридионального отрезка реки, где они непосредственно перекрываются базальтными песчаниками эйфеля, и аналогичные образования на р. М. Сосьве. Ранее эти образования включались в состав верхней турватской свиты S_2ld_I и вместе с вулканитами андезито-базальтового состава нижней ее части относились к андезито-базальтовой формации.

К базальтовой формации $S_2ld_2-D_I$ нами отнесены порфириды, туфы, туфопесчаники базальтового, трахи-базальтового, участками ультраосновного состава восточного борта Тагильского синклинария, развитые в районе горы

Таму-Ньер и к северу от пос.Вижай в Ивдельском районе.

2. Спилито-диабазовая формация D_3^{fr} распространена только в приполярной части Тагильского синклинория, в бас. рр.М. и Б.Сосьвы, Маньи, Иоутыньи. Представлена она диабазами, спилитами, их туфами, туфопесчаниками, туфосланцами, среди которых имеются маломощные прослои известняков.

3. Базальтовая (или оливин-базальтовая) формация $D_3^{fm-C_I t}$ распространена непосредственно восточнее зоны развития спилито-диабазовой формации и наблюдается в разрезах: у пос.Суеват-Пауль в Ивдельском районе и севернее по рекам Сев.Сосьве, Манье, Лопсии, Иоутынье. Представлена она порфиритами, базальтового состава в меньшей степени их туфами, туфопесчаниками, туфосланцами, диабазами.

Андезитовая формация $D_2 - D_3^{fr}$ пользуется широким распространением в Карпинском, Североуральском, Ивдельском районах и севернее в бас. р.р.Нохора и Няиса. В Ивдельском районе она приурочена к трем меридиональным зонам: восточной (районы р.р.Маньи, Кедровой, пос. I Северный рудник, Полуночного), центральной (г.г.Петрова, Калью-Чакур, Черная Парма, р.Вижай, Сев.Тошемка, западной (вдоль р.Тошемки). Представлена она разнообразным по составу комплексом пород от базальтов до дацитов, их туфов, туффитов, туфопесчаников. В целом возрастной диапазон формирования формации определяется как $D_2 - D_3^{fr}$, однако в отдельных зонах время формирования формации может быть разным. Зоны развития андезитовой формации заложены в пределах остаточного жесткого массива.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ БЫВШЕЙ ПАВДИНСКОЙ ДАЧИ
НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

1. Рассматривается район бывшей Павдинской дачи, ограниченный на севере широтой пос.Каменка, на юге — широтой оз.Актайского, на востоке — меридианом пос.Поздняковка и на западе — меридианом пос.Павда. Расчленение вулканогенных толщ произведено в результате специализированных геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000, проведенных в период 1968-1973 гг. При распознавании комагматичных образований, наряду с прочими методами, использовались данные массовых полуколичественных спектральных анализов и замеров магнитной восприимчивости пород.

2. Основание вулканогенного разреза составляет комплекс пород спилит-диабазовой формации (недифференцированные натриевые толеитовые базальты), в строении которого принимают участие спилиты, диабазы, базальтовые микропорфириты и вулканогенно-осадочные породы. Последние представлены кремнистыми, кремнисто-углистыми туфоалевролитами, туфопесчаниками и реже известняками. В современном эрозионном срезе породы этой формации обнажаются в отдельных выдвинутых блоках и выступах. Фациальным анализом устанавливается спокойный подводный характер излияния лав трещинного типа с широким распространением подушечных разностей и подчиненными прослоями гиадокластитов. О спокойной водной (глубоководной?) обстановке отложения свидетельствуют также кремнистые и кремнисто-алевритовые осадки, имеющие тонкую выдержанную слоистость и содержащие фауну граптолитов и радиолярий хорошей сохранности. Небольшие массивы известняков типа банок и рифов образовались, вероятно, на отдельных возвышениях палеорельефа.

Время формирования комплекса установлено как средний-верхний ландовер на основании определений фауны севернее пос.Старая Дяля (Т.В.Дянова, 1958). Этот возраст подтвержден новыми находками граптолитов север-восточнее пос.Яборково.

3. Стратиграфически выше располагаются два близкоодно-возрастных комплекса пород: а) спилит-диабаз-альбитофировый, б) андезит-базальтовый, в) андезит-дацитовый. Первый из них в районе не обнаружен и известен на смежных к югу и северу территориях. Зато второй пользуется широким развитием и выделен в андезит-базальтовую (порфиритовую) формацию. Большую часть разреза этого комплекса составляют вулканиты андезит-базальтового состава и, в меньшей степени, базальтового и андезитового. Все они сохраняют натриевую направленность в химизме лав. Анализ фаций указывает на островную обстановку с образованием протяженных вулканических цепей, одна из которых проходила по меридиану пос. Старая Ляля. Вулканическая деятельность носила преимущественно эксплозивный характер и сопровождалась накоплением мощных обломочных толщ. Отдельные из остатков вулканических построек формировались явно в наземных условиях, на что указывает наличие неотсортированных туфов, агглютинатов и глибовых лав. В удалении от остатков вулканов наблюдаются потоки подушечных лав, сортированные обломочные с косою слоистостью и быстрой изменчивости по размерности, что свидетельствует о прибрежной и мелководной обстановке отложения.

На заключительных этапах вулканизма этой фазы произошло внедрение кислых вулканитов ряда риолита-дацита. Они представлены в районе преимущественно субвулканическими телами (дайки, штоки, силлы, лакколиты и др.). Интрузивный характер кислых вулканитов Павдинской дачи отмечался и ранее (Сергиевский, 1944), но согласные залежи часто рассматривались как продукты лавовых эффузий (Дианова, 1958; и др.). Исследованиями последних лет в районе почти повсеместно установлена субвулканическая природа кислых вулканитов по проявлению специфичных автомагматических брекчий, наличию ксенолитов кровли, столбчатой отдельности в силлах, кремнекислоту и щелочному метасоматозу вмещающих пород и резкому повышению магнитной восприимчивости в зонах контактов. Тела кислых субвулканитов группируются вдоль меридиональных разломов близко расположенных или совпадающих с цепями ан-

дезито-базальтовых вулканов, образуя местами сложные куполообразные структуры (Гарниковская купольная структура). В пределах разломов они располагаются на различных стратиграфических уровнях и сопровождаются сульфидной минерализацией часто вкрапленного типа.

Возраст андезито-базальтовой формации определяется в районе как венлок-нижний лудлов на основании закономерной по направлению на запад смены вулканогенных фаций вулканогенно-осадочными, где они содержат линзы и сочленяются с фаунистически охарактеризованными рифогенными известняками (у пос. Восьмиверстки).

4. Венчают вулканогенный разрез района породы трахибазальт-андезит-трахитовой (ортофировой) формации калий-натриевой серии, отличающиеся от более древних комплексов общим повышенным содержанием K_2O , высокой магнитной восприимчивостью и слабой степенью зеленокаменного метаморфизма. Установлена принадлежность к этой формации "кайнотипных порфиритов" Т.В. Диановой (1958) и гиалобазальтов на р. Бобровке. В современном эрозионном срезе вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения сохранились в пределах грабенообразных структур к западу от меридиана р. Парчи и к востоку от р. Пятиверстной и р. Яборовки. Они залегают на нижележащих с разрывом и перерывом и содержат в основании слои базальных полимиктовых конгломератов. Мощности отложений формации в пределах района не превышают первых сотен метров и сложены преимущественно продуктами начальных этапов извержений трахибазальтового и трахиандезито-базальтового состава. Фациальным анализом устанавливается ареальный характер вулканизма с многочисленными мелкими вулканическими центрами, расположившихся по частой сетке трещин и расколов. Преобладают вулканические постройки трех типов: эксплозивно-лаваовые конуса, щитовые вулканы и экструзивные купола. Межвулканические депрессии заполнены молассоподобными продуктами разрушения вулканических сооружений, перемежающимися с отдельными пачками и линзами слоистых туфопесчаников и туфоалевролитов. Об ареальном характере вулканических проявлений свидетельствует также широкое площадное

распространение в районе даек, жил и штоков трахибазальтовых и трахидабазовых порфиритов, рассекающих все более древние комплексы пород, в том числе и Павдинский массив кварцевых диоритов. Формационная принадлежность и комагматичность этих субвулканических тел установлена на основе анализа их петрохимических и петрофизических свойств. Вулканическая деятельность и накопление отложений трахибазальт-андезит-трахитовой формации проходили при перемежающейся наземно-мелководной обстановке с образованием крупных архипелагов и замкнутых водных бассейнов на фоне общего воздымания и консолидации корового слоя.

Возраст формации установлен на смежных территориях довольно точно как верхний лудлов-жедин. В рассматриваемом районе подтверждается только нижний возрастной предел находками в базальных полимиктовых конгломератах галек известняков с фауной нижнего лудлова.

Е.А.Гордеева, П.Я.Ярош
ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

К ПЕТРОЛОГИИ СУБВУЛКАНИТОВ КИСЛОГО И СРЕДНЕГО
СОСТАВА В ТАГИЛО-КРАСНОУРАЛЬСКОМ РАЙОНЕ
(СРЕДНИЙ УРАЛ)

Геолого-петрографическими и геохимическими методами изучен комплекс субвулканических пород кислого и среднего состава в вулканогенных колчедановых толщах Тагило-Красноуральского района. Установлены внутри этой группы пород разновидности с определенными различиями по кислотности, минеральному составу вкрапленников, структурам, по порфириности, особенностям распределения редких и рассеянных элементов.

1. Субвулканические породы залегают в виде крутопадающих, разобщенных тел, имеющих форму даек, акмолитов и штоков, субмеридионального простирания. Они занимают по отношению к вмещающим породам как согласное, так и секущее положение (Гордеева, 1971, 1972, 1973).

2. Петрографические признаки позволяют выделить среди них породы эффузивного и интрузивного облика. К первым от-

носятся кварцевые порфиры-(кварцевые альбитофиры), кварцево-роговообманковые порфиры и плагиопорфиры- (жильные альбитофиры), ко вторым - группа гранитоидов - плагиограниты, плагиогранодисриты и кварцевые диориты.

3. По химсоставу различаются породы андезитового, дацитового, дацит-липаритового и липаритового состава. Среди них выделяются группы пород с повышенным ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 6-9\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1,5-2,5\%$) и нормальным ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 5-6\%$, K_2O менее 1%) содержанием щелочей. К первым относятся большая часть кварцевых порфиров и плагиопорфиры, ко вторым - кварцево-роговообманковые порфиры, гранитоиды и некоторые кварцевые порфиры.

4. В субвулканитах эффузивного облика с увеличением содержания кремнезема увеличивается порфирированность породы. Максимальной порфирированностью (45-47%) характеризуются породы липаритового состава. При этом кварцевые порфиры имеют в составе вкрапленников 30% полевых шпатов, 17% кварца и 1,6% темноцветных, а в кварцево-роговообманковых порфирах при том же количестве вкрапленников полевых шпатов содержится 10% кварца и 12% темноцветных.

В объеме отдельно взятого субвулканического тела вкрапленники распределены неравномерно. Основная их масса располагается в центральном участке, а к периферии количество вкрапленников уменьшается, главным образом, за счет полевых шпатов.

5. Судя по соотношению главных породообразующих минералов, незакономерному распределению петрогенных компонентов от кислых к средним разностям и наличию обломков вмещающих пород, часть гранитоидов интрузивного облика правильнее всего отнести к метасоматическим образованиям.

6. Рассмотренные породы, по особенностям распределения в них Zr и Ti в зависимости от общей щелочности, подразделяются на две группы. Первая из них с содержанием Zr 0,003-0,014% относится к дифференциатам толеитовых базальтов. Вторая группа пород (Zr 0,016-0,04%), по-видимому, образует с андезитовыми порфиритами и трахиандезито-базальтами единую серию в поле щелочно-базальтовых серий континентов и океанов (Чао, Флейшер, 1964; Бородин и др., 1967, 1972).

7. Обогащение субвулканитов эффузивного облика элементами, необычными для кислых пород (Cu, Zn, Sc, Sr, Ba, V, Ni, Mn, Co и Cr), свидетельствует о том, что формирование их происходило однотипно, вероятно, путем двухстадийного фракционного плавления базальтов (Грин, Рингруд, 1970). Различия химического состава пород, и в частности, по содержанию Zr и Ti позволяют предположить, что выделенные группы сформировались на различных этапах развития эвгеосинклинали, а процессы гранитизации проходили в последующие периоды и формировали породы интрузивного облика, для которых указанные элементы встречены в пониженных количествах.

А.П.Наседкин, А.А.Иванов
СГИ, Свердловск

ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ
ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ПОЛОСЫ ПЕРВОУРАЛЬСКОГО РАЙОНА
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ТАГИЛЬСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ)

1) В районе выделяется два этапа геосинклинального вулканизма; нижнесилурийский и верхнесилурийский.

Продукты нижнесилурийского вулканизма представлены недифференцированной базальтовой формацией. Для низов разреза формации характерно преобладание мелкообломочных пирокластических и вулканогенно-осадочных фаций при небольшом объеме лав. Формирование формации завершается отложением углисто-кварцитовых сланцев, железистых кварцитов и карбонатных пород.

2) В результате верхнесилурийского вулканизма сформированы породы последовательно дифференцированной (от базальтоидов до липаритов) формации. Наиболее ранние образования формации представлены преимущественно пирокластическими фациями андезито-базальтов с подчиненным развитием эффузивных и жильных фаций базальтов и дацитов. В верхах разреза широкое развитие приобретают жильные и субвулканические фации дацитов и липаритов, в то время как эффузивные и пирокластические фации их распространены в меньшей мере.

Для формации характерно полное отсутствие вулканогенно-осадочных фаций. Последнее является, вероятно, результатом более глубокого по сравнению со смежными районами эрозионного среза.

3) Породы района претерпели региональный метаморфизм двух фаций: эпидот-амфиболитовой и зеленых сланцев.

Метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации проявился в туфогенно-осадочных и осадочных породах экзельской свиты, обусловив здесь развитие кварц-альбит-эпидот-альмандин-биотитовой и кварц-альбит-эпидот-амфибол-биотитовой ассоциаций.

Ассоциации зеленосланцевой фации распространены преимущественно среди вулканогенных пород, при этом продукты нижнесилурийского вулканизма несут изменения эпидот-актинолитовой субфации, в то время как дифференциатам верхнесилурийского вулканизма присущи изменения альбит-эпидот-хлоритовой и альбит-эпидот-хлорит-мусковитовой субфаций.

4) Широким развитием среди верхнесилурийских вулканитов пользуются породы, возникшие в результате динамического метаморфизма и гидротермального калий-натриевого метасоматоза. Они контролируются субмеридиональными структурами смятия и характеризуются зональным строением, обычным для аналогичных образований Среднего Урала.

5) Металлогенические особенности Первоуральского района обусловлены развитием вулканогенных формаций раннегеосинклинального этапа развития и разновозрастных, но сближенных пространственно интрузивных формаций (габбровой, габбро-плагиогранитной и дунит-гарцбургитовой).

Колчеданно-полиметаллическое оруденение района пространственно и парагенетически увязывается с вулканитами непрерывно-дифференцированной формации, петрохимически сходной с породами Кировградской свиты. Изотопный состав пиритов колчеданных и полиметаллических руд свидетельствует о глубинном источнике серы ($\Delta S^{34} = +0,10 - +0,35$) и аналогичен составу серы других колчеданных месторождений Урала. Отсутствие существенных различий в изотопном составе серы колчеданных и скарновых месторождений Кировградского и Пер-

воуральского районов свидетельствует о едином типе глубинных рудогенерирующих базальтоидных магм. Вместе с тем четко намечается разновозрастность и определенная последовательность в развитии оруденения медноколчеданного и полиметаллического этапов, выявляемая по различным рудолокализирующим структурам и различному возрасту серицитов.

Так для серицитов медно-колчеданного этапа характерен возраст 410-420 млн. лет, а для серицитов полиметаллического этапа возраст составляет 334-385 млн. лет.

Для района характерна приуроченность разновременных рудных формаций к одинаковым, а в ряде случаев и к одним и тем же структурам, а также наложение более поздних рудных формаций на ранние, которое существенно усложняет минеральный состав рудопроявлений и месторождений.

Е.И. Козырев, А.И. Назаров, В.М. Рыбалка, В.Б. Соколов
БЭ УТУ, п. Шелит

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТАГИЛЬСКОГО ПРОГИБА И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ (по результатам комплексных геофизических исследований)

В 1971-1972 гг. Уральским ТГУ были выполнены комплексные геофизические исследования по широтному профилю Кировград-Невьянск-Реж (Кировградский), который начинается в пределах Тагильского прогиба и пересекает западную часть Восточно-Уральского поднятия. Восточное окончание профиля располагается в районе развития сланцевых и гнейсово-мигматитовых комплексов Мурзинского антиклинория. Длина профиля 85 км.

Комплекс исследований включал сейсморазведку МОВ, гравиразведку и магниторазведку. Достаточная детальность исследований позволила установить как особенности строения верхней части разреза (2-3 км), так и основные закономерности строения разреза до глубины 7-9 км.

По результатам исследований на профиле Кировград-Невьянск-Реж установлено, что:

1. Тагильский массив Платиноносного пояса Урала является расслоенным комплексом. Формирование расслоенности обус-

ловлено как сменой петрографических разностей пород внутри массива, так и проявлением дизъюнктивной тектоники. Расслоенность массива и его контакты с вмещающими породами согласны между собой и падают на восток под углом 30–45°.

2. Перекрывается Тагильский массив эффузивно-осадочными и осадочными образованиями палеозоя, также падающими на восток под углом 30–45°.

3. Тагило-Нейвинский массив гипербазитов падает на восток и приурочен к крупному тектоническому нарушению восточного падения (45°). На глубине 7–9 км к этому нарушению тяготеет интрузия габбро ($\sigma = 3.10 \text{ г/см}^3$), внутри которой устанавливается расслоенность относительно пологого (35–40°) восточного падения.

4. Красноборский плагиогранитный массив является пластообразной интрузией и связан с крупным массивом габбро, предполагающимся на глубине 1,5–3 км.

5. Первомайский массив серпентинитов имеет западное падение и контролируется тектонически-ослабленной зоной этого же падения.

6. В разрезе палеозойских осадочных и эффузивно-осадочных образований отчетливо выделяются два структурных этажа. Верхний, представленный эффузивами средне-верхнедевонского возраста, осадочными и эффузивно-осадочными породами нижнего карбона, характеризуется складчатым строением и несогласно залегает на отложениях нижнего структурного этажа, имеющего моноклиальное восточное падение. Эта закономерность строения нижнего этажа является общей как для Тагильского прогиба, так и для западной части Восточно-Уральского поднятия.

Общность сейсмо-структурного строения этих районов дает основание рассматривать Тагильский прогиб и западную часть Восточно-Уральского поднятия как единую структурно-тектоническую область, восточная граница которой проходит по контакту с древними толщами (Pt_I) Мурзинско-Адуйского антиклинория.

7. Дизъюнктивная тектоника представлена нарушениями западного и восточного падения. По тектоническим нарушениям восточного падения происходит надвигание восточных блоков

на западные и, связанное с этим, вероятное "удвоение" разреза. Нарушения западного падения предположительно являются более молодыми и образуют тектонически ослабленные зоны, сопровождающиеся образованиями продуктов динамометаморфизма.

8. Проведенные исследования позволяют сделать ряд рекомендаций по поискам полезных ископаемых района. Нет оснований ожидать значительного распространения на глубину известных месторождений прогиба, так как они подстилаются пологопадающим на восток массивом габбро. В то же время возможно обнаружение новых месторождений по падению контакта габброидов и эффузивных толщ.

Перспективным на поиски колчеданного оруденения является район, располагающийся восточнее Красноборского массива. Здесь оруденение также может быть приурочено к пологопадающему контакту габбро и эффузивов. На практически доступных глубинах возможно обнаружение колчеданного оруденения и в районе Шуралинской и Кировградской синклиналей.

В.Ф.Турбанов, Ю.Д.Панков, Т.Н.Парашина
УТГУ, г. Свердловск

СТРАТИГРАФИЯ И ВУЛКАНИЗМ ЮГА СЫСЕРТСКО-ИЛЬМЕНОГОРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И АРАМИЛЬСКО-СУХТЕЛИНСКОГО МЕГАСИНКЛИ- НОРИЯ

I. Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий и Арамильско-Сухтелинский мегасинклинорий расположены на Южном Урале и входят в состав Восточно-Уральского поднятия. В основании разреза изученной площади развиты отложения натриевой кремнисто-диабазовой формации (S_{I}^{ln-w}). Низы ее (700 м) сложены диабазами, плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами базальтового и андезит-базальтового состава, а также туфами этих пород, развитых в подчиненном количестве. Встречаются спилиты, вариолиты, пикритовые порфириты. Выше по разрезу (300 м) соотношения между эффузивными и туфовыми разностями перечисленных пород постепенно и меняются на обратные. Характерным элементом разреза являются прослой углистых яшмоидов и углисто-кремнистых сланцев (10-16%), в

которых Б.М. Садрасламовым (Турбанов и др., 1971) определены радиолярии среднего-верхнего ландовера.

2. Центральная часть разреза формации (300-600 м) сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, с прослоями туфов плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезит-базальтового состава.

Вверх по разрезу наблюдается уменьшение размеров обломков в осадочно-вулканогенных породах. В этом же направлении происходит увеличение мощности и количества прослоев углисто-кремнистых сланцев (до 50%). Верхи формации сложены углисто-кремнистыми сланцами, образующими мощную (до 700 м) однородную толщу. Иногда в них встречаются прослои углисто-глинистых сланцев с граптолитами верхнего ландовера (Плюснин и др., 1965). Отложения формации соответствуют океанической (Пейве и др., 1971) стадии развития геосинклинальных областей.

3. Выше кремнисто-диабазовой формации согласно залегает принципиально другой тип отложений ($S_2-D_2^I$), состоящий из вулканогенных и осадочных образований. Первые представлены непрерывной натриевой базальт-дацит-липаритовой формацией мощностью до 2000 м. В нижней части ее разреза преобладают лавы и особенно туфы (60-70%) плагиоклазовых порфиритов андезитового и дацитового состава. В меньшей степени - уральтизированные пироксеновые и плагиоклазовые порфириты базальтового и андезит-базальтового состава, а также кварцевые альбитофиры и их туфы. В верхней части разреза формации преобладают туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты. При этом вверх по разрезу размеры обломков уменьшаются. В верхних частях разреза появляются прослои известняков. Мощность их и количество увеличивается вверх по разрезу до полного вытеснения вулканогенных пород известняками среднедевонской (Милицина, 1970) карбонатной толщи.

4. Совершенно иной состав имеют верхнесилурийско-нижнедевонские отложения в северной части Кундравинского синклиниория, на севере района. Здесь низы их представлены флишотдами, состоящими из ритмически переслаивающихся кварцитовых конгломератов гравелитов, песчаников и алевролитов. Выше в верхних частях ритма появляются прослои углисто-глинистых

сланцев, мощность которых постепенно увеличивается кверху. Верхи разреза сложены углисто-глинистыми сланцами с прослоями известняков. Мощность разреза до 1000 м. Еще выше, так же как и над отложениями базальт-дацит-липаритовой формации, залегают известняки среднедевонской карбонатной толщи.

5. И флишеидные отложения, и отложения базальт-дацит-липаритовой формации характеризуют переходную (Пейве и др., 1971) стадию развития геосинклинальных областей, сменяющую во времени океаническую.

Т.В.Дианова, М.С.Рапопорт, Е.А.Белгородский,
М.Н.Анненкова, А.И.Левит, В.Ф.Иванов

ИГиГ УНЦ АН СССР, УТГУ, Свердловск

ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ УРАЛА

В докладе излагаются наиболее существенные данные, полученные в последние 10-15 лет в результате работ авторов, а также В.В.Бабкина, Ю.П.Бердюгина, Б.С.Бирюкова, Г.П.Кузнецова, В.П.Олерского, Л.Н.Ромашовой, В.П.Мухиной и др. о вулканизме восточной или Алапаевско-Варненской зоны, которая, как известно, менее изучена и освещена в печати по сравнению с главной, Тагильско-Магнитогорской зоной.

В экзоконтакте Челябинского гранитного массива установлена мощная толща вулканокластитов кислого состава, в разной мере переотложенных, представляющих продукты самостоятельного ордовикского (?) вулканизма.

По всей зоне широко развиты натровые недифференцированные базальтовые формации: афиритовая (спилит-диабазовая) и порфирито-туфовая. Характерными членами последней являются уралитизированные пироксеновые порфириты и туфы. В ряде мест эти формации одновременны и тесно связаны пространственно. Силурийский и силуро-раннедевонский возраст порфирито-туфовой формации устанавливается по фауне и микрофауне в прослоях известняков. Афиритовая формация представлена разновозрастными комплексами афиритовых и микропорфировых эффузивов, обладающих общими чертами подводных трещинных излияний. В Варненском райо-

не такой комплекс по фауне радиоларий в сопутствующей толще кремнистых сланцев относится к ланцовери и венлоку-раннему девону; по химизму эффузивы этого комплекса сопоставимы с современными океаническими базальтами. В Алапаевском районе афировые базальтовые эффузивы ассоциируются с известняками среднего девона и с эффузивами непрерывно дифференцированной формации, несколько отличаясь от силурийских и по петрохимическим особенностям.

В восточной вулканогенной зоне, как и в главной, развиты дифференцированные формации. Кроме известной контрастной формации Султановского медноколчеданного месторождения, среднедевонский возраст которой определяется по фауне в сопровождающей обломочной толще, выявлены непрерывно дифференцированные формации: среднедевонская в Сухоложском районе (возраст по взаимоотношению с фаунистически охарактеризованными известняками и карбонатно-терригенными отложениями) и силурийская в Троицком районе (возраст по положению в разрезе). В Аргаяшском районе установлена своеобразная разновидность контрастной формации ($D_2?$), в составе которой наряду с натровыми кремнекислыми эффузивами развиты дацитовые вулканы с высоким содержанием окислов калия и титана, сохранившие витрофировые структуры, а также интрузивные диабазы с калиевым полевым шпатом. Существование обнаруженных в последнее время и пока недостаточно изученных других дифференцированных комплексов и связанных с ними рудопроявлений, а также аналогия с главной колчеданосной полосой Урала по общему набору формаций позволяют положительно оценивать перспективы восточной зоны на колчеданное оруденение.

Андезитовые и андезито-базальтовые порфиритовые формации островного типа в восточной зоне появлялись не только как завершающие девонский дифференцированный вулканизм, но и в более раннее время, а местами существовали параллельно с глубоководными комплексами. Примером могут служить толщи вулкаников, преимущественно андезитового состава в Еманжельинском и Варненском районах, где они фациально замещаются лудловскими известняками, а также закартированная в Троицком районе толща андезито-базальтовых и андезитовых порфи-

ритов и туфов (S_2 -Д₁?) с повышенным содержанием окиси калия.

Раннекаменноугольные формации - осадочно-вулканогенная, диабазовая, андезито-дацитовая и липаритовая в большинстве случаев имеют надежное возрастное обоснование. Вулканы этих ассоциаций обладают признаками мелководных и наземных условий формирования, отличаются малой степенью метаморфизма и калий-натриевым химическим составом. Завершающие палеозойский вулканизм восточной зоны липаритовые комплексы (возраст C_1 и Pz_3 ?) обладают признаками субсеквентного вулканизма. Участки их распространения характеризуются, очевидно, наиболее "зрелым" гранито-метаморфическим слоем земной коры.

Для большинства формаций характерен сложный фациальный состав. Вулканогенные образования расчленены на пирокластические, лавовые, субвулканические фации. Кроме того, выделены и изучены тела автомагматических брекчий, экструзивные, жерловые и прижерловые фации, часто сохранившиеся в ненарушенном залегании. С помощью фациального анализа установлены центры вулканизма и реконструированы некоторые вулканические постройки порфирито-туфовой формации силура-раннего девона, дифференцированных формаций среднего девона и раннего карбона, порфиритовой формации среднего-позднего девона.

Вулканизм силура восточной зоны обнаруживает черты сходства с главной зоной, преимущественно с ее северной (Тагильской) частью. Девонский вулканизм, проявления которого ограничены с юга широтой Учалов, однотипен с вулканизмом Магнитогорской зоны. Для раннего карбона характерно относительное единообразие в строении всей зоны. Вулканизм этого периода сопоставим с вжно-уральским вулканизмом главной зоны по формационному составу, но отличается меньшей интенсивностью и широким развитием вулканогенно-осадочных образований.

В целом по восточной зоне прослеживается эволюция вулканизма от глубоководного океанического натрового в раннем силуре до субконтинентального калий-натрового в раннем карбоне. Однако, на отдельных участках формирование продуктов субконтинентального вулканизма происходит также в среднем девоне.

Из особенностей вулканизма восточной зоны следует отметить раннее появление и длительность существования дифферен-

цированных и порфиритовых комплексов, преобладание вулканизма центрального типа, а также широкие вариации в составе и взаимоотношениях формаций в разных частях зоны.

Установленная латеральная изменчивость в составе и времени проявления определенных формационных типов связана с неоднородностью вулканизма, что, в свою очередь, обусловлено, очевидно, неоднородностью строения и развития земной коры.

Т. В. Дианова

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ УРАЛА

Для формационного расчленения вулканогенных образований восточной (Алапаевско-Варненской) зоны Урала использован принцип типизации вулканизма, предложенный С. Н. Ивановым и др. на I Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме.

Схема формационного расчленения представлена в виде таблиц I и 2. Эти таблицы отражают основные особенности вулканизма восточной зоны: преобладание формаций предостровного и островного типов, одновременное существование разных формаций в разных частях зоны, появление однотипных формаций в разное время, существование недифференцированных базальтовых формаций не только в виде афритовых (спилит-диабазовых), но и порфирито-туфовых, отсутствие проявлений средне-позднедевонского вулканизма в южной части зоны, локальное появление вулканогенных образований субконтинентального типа в среднем девоне и повсеместное развитие их в раннем карбоне и т. д.

Эволюция вулканизма от глубоководного океанического в раннем силуре до субконтинентального в раннем карбоне, о которой можно говорить в целом для зоны, имеет много частных отклонений. В соответствии с этим находятся особенности химизма вулканогенных формаций: недифференцированные базальтовые формации являются натровыми, среди дифференцированных и андезитовых комплексов локально появляются кали-натровые, а устойчивым относительно повышенным количеством окиси калия характеризуются лишь раннекаменноугольные формации, в особенности ливарктовья.

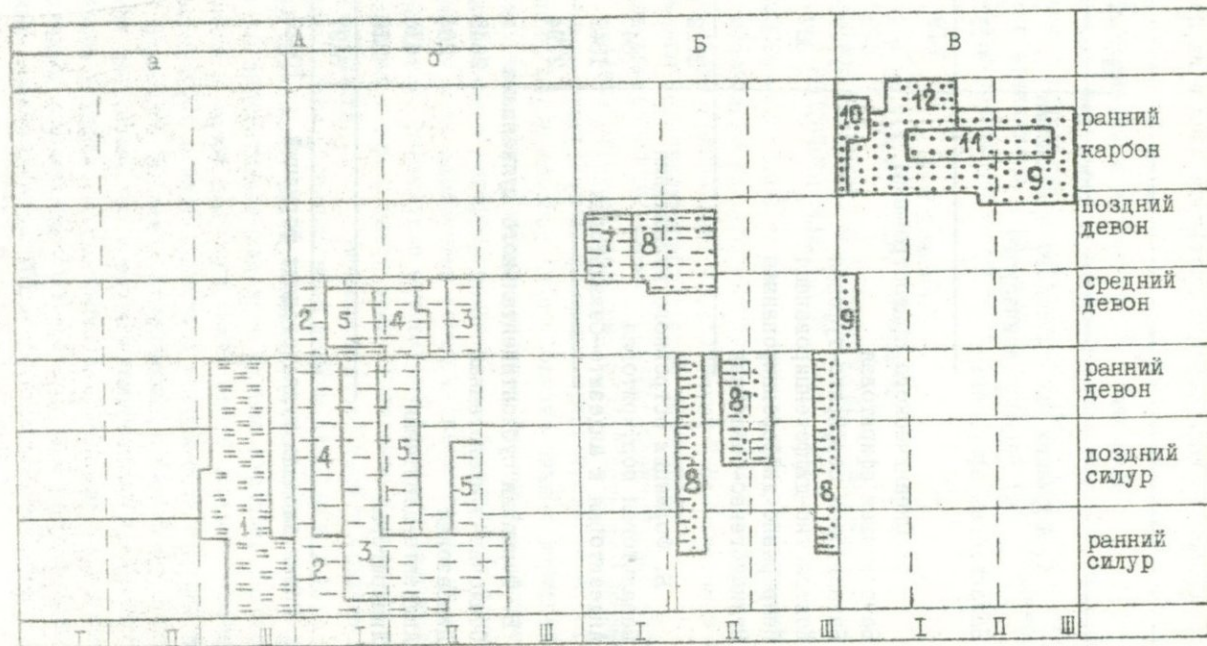
Таблица I

Вулканогенные формации восточной зоны и их площади

№	Название	Площади	
		кв. км	%
А. Формации океанического вулканизма			
а) Раннеокеанического			
I	Базальтовая афиритовая	619	6,2
б) Океанического предостровного			
2	Базальтовая афиритовая	478	4,7
3	Базальтовая порфирито-туфовая	1747	17,4
4	Контрастно-дифференцированная	387	3,4
5	Непрерывно дифференцированная	906	9,1
6	Вулканогенно-осадочная	244	2,4
		3712	37,0
Б. Формации островного вулканизма			
7	Базальтовая порфиритовая	845	8,4
8	Андезитовая и андезито-базальтовая	1349	13,5
		2194	21,9
В. Формации субконтинентального вулканизма			
9	Осадочно-вулканогенная	2649	26,5
10	Диабазовая	204	2,0
11	Андезито-дацитовая	416	4,1
12	Липаритовая	228	2,3
		3497	34,9
Общая площадь вулканогенных формаций		10022	100,0

Таблица 2

Схема распространения вулканогенных формаций по территории восточной зоны и во времени



Г, П, Ш - Подзоны (с севера на юг). Остальные обозначения те же, что в табл. I.

СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ
В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО УРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Выделенная ассоциация слагает крупный Еленовский вулканоплутон, с формированием которого парагенетически связано одноименное медно-турмалиновое месторождение. Вулкано-генные члены ассоциации представлены вулканитами базальт-андезит-дацит-липаритовой формации, а плутоническая часть принадлежит габбро-гранодиорит-плагиогранитной формации, представленной Еленовским массивом (плагиограниты, гранодиориты). Последний располагается в центральной части вулканического сооружения и к его контактам тяготеют около-жерловые фации вулканитов. Пространственное положение массива контролируется тем же разломом, проходящим в центральной части сооружения, который обусловил позицию пояса субвулканических тел, а также зоны жерловых метасоматитов типа вторичных кварцитов и кварц-турмалиновых пород.

Устанавливаются взаимопереходы между субвулканическими липаритами и гранитоидами, общие их структурно-петрографические признаки (наличие гранофировых структур с пойкилитовыми и сферолитовидными элементами в гранитоидах, трансформированные в сферолито-пойкилитовые с крипто- и микрогранофировыми обособлениями структуры в субвулканических породах), близкие петрологические и минералого-геохимические особенности этих образований. Эти данные могут свидетельствовать о близости времени становления вулканических и интрузивных членов ассоциации, а также о гиповулканическом или гипабиссальном уровне формирования субвулканических и плутонических фаций, с которыми парагенетически связано медно-турмалиновое оруденение.

Гранитоиды завершают общий вулканоплутонический процесс и могут рассматриваться, видимо, как периферический магматический очаг, подобный известным под некоторыми вулканами Камчатки (Иванов, 1970; Мархьян, 1970). В этом плане Еленовское вулканическое сооружение может рассматриваться как "вулкан над интрузией" (по Г.М.Власову).

Ассоциации, аналогичные описанным, установлены на восточном борту Магнитогорского прогиба (Ащebutакский район), где они изучены И.А.Смирновой, В.Л.Черкасовым, Г.Ф.Яковлевым, В.В.Авдониним.

Синхронное формирование сложных вулканогенно-интрузивных ассоциаций на восточном борту Магнитогорского и западном борту Восточно-Уральского прогибов может свидетельствовать о сходных режимах, существовавших в этих зонах, а также о возможных их связях в среднем девоне.

Б.А.Шнейдер
УТГУ, Свердловск

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД АЛАПАЕВСКО-СУХОЛОЖСКОЙ ПЛОЩАДИ

При литолого-палеогеографических исследованиях девонских отложений, проводившихся в 1971-73 гг., получены новые фактические данные о возрасте изверженных и метаморфических пород Алапаевско-Сухоложской площади.

1) Возраст широко развитых на этой территории вулканогенных пород определяется как эйфельский и доэйфельский, а не верхнедевонский, как это считалось до последнего времени.

Доэйфельский возраст вулканогенных пород на площади, расположенной западнее линии, соединяющей п.Фльсовый рудник и д.Верхняя Алапахта Алапаевского района зафиксирован рядом буровых скважин (скв. 2411, 2414-лин.28, скв.2421-лин.23, скв. 2422-лин.У-а, скв.2418-лин.У, скв.2414-лин.УП), вскрывших под фаунистически охарактеризованными известняками эйфеля и кобленца эффузивы от андезитового до липарито-дацитового составов и их туфы.

Эйфельский возраст установлен для вулканогенных пород, развитых по берегам р.Реж от с.Мироновского на юге до д.Исаково на севере и на Толмачихинском поисковом участке (междуречье Режа и Нейвы по меридиану д.Рассохи). Эффузивы этой полосы, состав которых варьирует от базальтового до андезитового, образовались в интервале второй половины раннего - первой половины позднего эйфеля, что определяется фауной,

встречающейся в обломках известняка из базальтовых лав и андезитовых туфов, а также по структурным взаимоотношениям вулканогенных, карбонатных и кластогенно-осадочных отложений.

На участке с.Покровского Артемовского района буровыми скважинами пересечены базальтовые порфириды и кварцевые порфиры эйфельского и частью доэйфельского возрастов. Это тем более интересно, что известные на этом участке кварцевые порфиры на протяжении многих лет датируются карбоном.

2. Анализ минералов и обломков пород из кластогенных и нерастворимого остатка карбонатных отложений эйфельского яруса свидетельствует о размыве в эйфельском веке изверженных и метаморфических пород, в частности микропегматитов, серпентинитов, гнейсов, сланцев и др. Локализация областей сноса в пределах восточной зоны Восточно-Уральского поднятия, установленная на основании анализа палеогеографической ситуации, существовавшей в эйфельском веке, ставит под сомнение позднепалеозойский возраст развитых здесь изверженных и метаморфических пород.

В свете изложенного значительный интерес представляет находка скоплений магноильменита в нижеэйфельских песчанниках участка с.Покровского. Факт обнаружения одного из генетических спутников алмазов еще на один шаг приближает нас к разрешению загадки происхождения алмазов восточного склона Урала, единичные находки которых известны от бассейна р.Туры на севере до широты г.Свердловска на юге.

В.Н.Воронов, В.М.Коркин, Б.В.Перевозчиков
ПУГРЭ, Тюмень

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЩУЧЬИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В центральной части Щучьинского синклинория (среднее течение р.Щучьей и ее притоков, массивы Хойм-Па, Енгане-Па) картируются магматические породы, которые формировались на протяжении всего ордовикско-позднепалеозойского геосинклинального цикла. Магматическая деятельность в районе привела

к образованию следующих главнейших комплексов: эффузивных - сядайского кварцево-альбитофибро-базальтового (O_{2-3}), лудловского андезито-базальтового (S_{2ld}), верхнедевонского дацито-базальтового (D_3); интрузивных - верхнеордовикско-силурийского (?) габбрового ($O_3 - S$), верхнедевонско-нижнетурнейского ультрабазитового ($D_3 - C_{I}t_I$), верхнедевонско-нижнетурнейского габбро-диорит-гранодиоритового ($D_3 - C_{I}t_I$).

Сядайский кварцево-альбитофибро-базальтовый комплекс представлен пирокластическими и эффузивными образованиями сядайской свиты среднего-верхнего ордовика. Породы комплекса претерпели региональный зеленокаменный динамометаморфизм и обычно превращены в различные сланцы, порфиритоиды и порфириды. Разрез сядайской свиты достоверно не установлен. В низах ее преимущественно развиты метаморфизованные эффузивы основного-среднего состава и их туфы, сменяющиеся выше преобладанием кварцевых альбитофибров. В верхней части сядайской свиты метаморфизованные базальтовые, андезито-базальтовые порфириты и кварцевые альбитофиры переслаиваются с туфами, туффитами, реже кремнистыми сланцами.

Лудловский андезито-базальтовый комплекс характеризуется слабой дифференциацией вулканического материала. В составе комплекса обычно наблюдаются плагиоклазовые андезитовые, андезито-базальтовые порфириты и их туфы, реже встречаются пироксен-плагиоклазовые порфириты. В отличие от пород сядайской свиты эффузивы лудловского комплекса зеленокаменно изменены, но не затронуты динамометаморфизмом. На лудловский возраст комплекса указывают находки фауны в прослоях известняков среди вулканитов.

Верхнедевонский дацито-базальтовый комплекс сложен серией пород от базальтовых порфиритов до липарит-дацитовых порфиров. Формирование комплекса началось с миндалекаменных базальтовых порфиритов и их туфов, переслаивающихся с грубо-обломочными пачками верхнего девона. В прослоях известняков среди покровов базальтовых порфиритов найдена фауна франского века. Выше по разрезу базальтовые порфириты сменяет мощная толща преимущественно дацитовых, липарито-дацитовых порфиров, являющихся, предположительно, возрастными анало-

гами обломочных отложений и кремнистых сланцев фаменского яруса. В дацито-базальтовом комплексе картируются жерловые фации и вулканические аппараты центрального типа. Степень метаморфизма эффузивов верхнего девона значительно ниже, чем более древних комплексов.

Верхнеордовикско-силурийский (?) габбровый комплекс представлен небольшими по размеру интрузивными телами. В его состав входят габбро-амфиболиты, образовавшиеся по разнотекстурным атакситовым габбро. Габброиды зеленокаменно изменены, рассланцованы.

Верхнедевонско-нижнетурнейский ультрабазитовый комплекс характеризуется телом апогарцбургитовых серпентинитов, расположенных в зоне юго-восточного окончания Ензорско-Щучьинского глубинного разлома. Серпентинитовое тело невелико по размерам (прослежено на 200 м) и залегает среди кремнистых сланцев фаменского яруса.

Верхнедевонско-нижнетурнейский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс включает в себя основную часть интрузивных пород района. В него входят массивы Хойм-Пэ, Енгане-Пэ, Сибилайская, Нганотская интрузии и ряд более мелких интрузивных тел. Формирование комплекса происходило в результате многофазного внедрения магматического материала, основность которого понижалась в сторону более поздних фаз. Наиболее полно породы комплекса представлены в массиве Хойм-Пэ, где наблюдается непрерывный ряд от габбро-норитов до плагиогранитов. На породы ранней фазы - габбро-нориты - наложались вторичные изменения (анортитизация, амфиболитизация, диоритизация), идентичные изменениям габбровых пород платиноносного пояса Урала, но проявились они значительно слабее. Среди габбро встречена медно-титаномагнетитовая минерализация Волковского типа.

В интрузиях диорит-гранодиоритового состава зафиксирована дифференциация магматического материала, выразившаяся в увеличении кремнекислотности и лейкократовости пород с приближением к кровле интрузий. Породы комплекса прорывают отложения силура и девона (вплоть до самых верхов) и трансгрессивно перекрываются визейскими образованиями. На кон-

такте интрузивных пород с вмещающими эффузивами и известняками происходит окарнирование (среди прочих образуются магнетитовые скарны), гидротермальная переработка, сульфидная (пиритовая) минерализация.

Сходство вещественного состава, характер дифференциации магматического материала, пространственная обличенность позволяют говорить о комагматичности дацит-базальтового и габбро-диорит-гранодиоритового комплексов.

Д.Н.Салихов
ИГ БФАН СССР, Уфа

О РОЛИ ДИАГОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН В ЛОКАЛИЗАЦИИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ В СИБАЙСКОМ И БАЙМАКСКОМ РУДНЫХ РАЙОНАХ

1. В последние годы в процессе детальных исследований установлены тектонические зоны, диагональные к общеуральскому простиранию. Некоторые из них, наиболее детально изученные в Баймакском рудном районе, не выходят за пределы Таналыкского поднятия. Другие являются сквозными для смежных структурно-формационных зон. Примером последних служит Баймак-Карасазовская тектоническая зона.

2. Баймак-Карасазовская зона прослеживается с юго-юго-запада на север-северо-восток через Таналыкскую, Ирендыкскую и Кизило-Уртазымскую структурно-формационные зоны, соответственно пересекая силурийские, нижне-, средне- и верхнедевонские вулканогенные и осадочные образования. В Таналыкском поднятии рассматриваемая зона в базальт-андезит-дацит-липаритовой силурийской формации фиксируется полосой минимума силы тяжести, ограниченной гравиметрическими ступенями, в которой сконцентрированы кислые субвулканические тела силурийско-нижнедевонского Баймакского вулканоплутонического комплекса, представленные несколькими фазами внедрения. В пределах зоны развиты локальные разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания, контролируемые размещение даек и контактов субвулканических тел, а также складки диагональных простираний, связанные с формированием этих разрывных нарушений. В Худолазовской синклинали

структуре (Кизило-Уртазымская структурно-формационная зона) Баймак-Карасазовская зона выражена поясом интрузивных тел и даек нижнекаменноугольного Худолазовского габброидного комплекса, локальными разрывными нарушениями и зонами расщепления северо-восточного простирания, развитыми во флишеидной формации верхнего девона. Становление комплекса происходило в несколько фаз, а разрывные нарушения, контролировавшие их внедрение, проявлялись неоднократно. Пояс в целом и отдельные его элементы отчетливо выявляются по магнитометрическим данным. В Ирендыкской структуре Баймак-Карасазовская тектоническая зона проявляется развитием среди вулканитов андезито-базальтовой формации даек Худолазовского комплекса, распространенных, правда, в небольшом объеме. Пределами этой же зоны ограничивается установленная В.В.Коптевой концентрация нижнедевонских вулканических аппаратов центрального типа.

3. Диагональные тектонические зоны играют существенную роль в геологическом строении Сибайского и Баймакского рудных районов.

Формирование локальных диагональных тектонических зон связано с дифференцированными движениями раннегеосинклинальных блоков, ограниченных меридиональными разломами общеуральского направления, и являлось следствием возникших сколовых напряжений. Такие зоны локализуют многофазные субвулканические тела, принадлежащие определенным вулканогенным формациям. Другие, примером которых служит сквозная Баймак-Карасазовская тектоническая зона, по-видимому, представляют собой отражение в геосинклинальном этапе древних разломов в фундаменте эвгеосинклинали. Они длительно проявляли активность в течение ранне- и позднегеосинклинальных этапов, обуславливая размещение магматических образований разного возраста, формационной принадлежности и фаций глубинности.

М.С. Рапопорт, Л.Д. Булькин, К.К. Золоев
УГТУ, Свердловск

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО
УРАЛА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

1. На восточном склоне Среднего Урала широко развиты разнообразные и разновозрастные магматические комплексы: альпийских гипербазитов доверхнелудского возраста, габброидов - S_2 (?) и C_1 ; диорит-плаггиогранитовый - d_{1-2} , плаггиогранитовый - C_2 ; гранитоидные - C_3-P_1 .

2. Наиболее древними являются гипербазиты, имеющие повсеместно тектонические взаимоотношения с вмещающими породами. Появление их на современном уровне эрозионного среза, судя по новым данным геологосъемочных работ, произошло в доверхнелудское время. По структурному положению гипербазитовые тела подразделяются на две группы - протрузии и пластины меланжа, в которых ультраосновные породы резко различаются по степени и характеру метаморфизма и сопровождающей их металлогении. К первой группе относятся Ключевской, Баженовский, Алапаевский и другие массивы, сложенные относительно слабо серпентинизированными дунитами и гарцбургитами с характерной изначальной хромитовой и низкотемпературной гидротермальной хризотил-асбестовой промышленной минерализацией. Вторая группа представлена пластинами меланжа, особенно широко развитыми в восточном обрамлении Мурзинско-Адуйского плутона. Гипербазиты этой группы глубоко и многократно метаморфизованы (вплоть до гранитизации и регенерации) с образованием новых минеральных парагенезисов и полезных ископаемых - антофиллит-асбеста, драгоценных камней, редкометального оруденения и т.д.

Местами отмечается пространственная и структурная ассоциация гипербазитов с силурийской диабаз-кремнистой формацией и габброидами того же возраста.

3. В отличие от гипербазитов габброиды четко подразделяются на две возрастные группы, разделенные во времени ранне-среднедевонскими плаггиогранитами. Одни из них - более древние габброиды связаны постепенными переходами с силу-

рийскими диабазами, по отношению к которым они являются либо фациальными аналогами, либо продуктами их перекристаллизации, либо, наконец, теми и другими одновременно. Состав этих габброидов - амфибол-соссюритовый с реликтами диопсида и плагиоклаза. В металлогеническом отношении они стерильны.

Габброиды второй группы представлены габбро-норитами кайнотипного облика; слагают самостоятельные тела либо находятся в тесной ассоциации с гранитоидами, с которыми они образуют единый габбро-гранитоидный формационный ряд. Габбро-гранитоидные комплексы образуют интрузии, отчетливо наложенные на девонские плагиогранитоиды Рефтинского массива.

4. Плагиоклазовые гранитоиды также представлены двумя возрастными группами - ранне-среднедевонской и среднекаменноугольной. Более древние плагиогранитоиды практически стерильны в отношении полезных ископаемых, малые интрузии и дайки среднекаменноугольных плагиогранитов сопровождаются оруденением золото-сульфидно-кварцевой рудной формации.

5. Интрузивный магматизм завершается гранитным плутонизмом позднепалеозойского (C_3-P_1) возраста со специфическим редкометальным оруденением в одних случаях, и золотым - в других.

6. Последовательность магмато-метаморфических событий позволяет заключить, что в истории развития магматизма отчетливо намечаются два этапа, причем первый (собственно геосинклинальный) завершился до формирования ранне-среднедевонских плагиогранитоидов. Второй этап можно рассматривать как орогенный этап незавершенных каледонид с последующей герцинской активизацией, либо как растянутый во времени постгеосинклинальный этап единого каледоно-герцинского цикла. Первая точка зрения хорошо согласуется с появлением вулканизма, сопряженного с нижнекаменноугольной флишоидно-молассоидной формацией, который, в этом случае, следует рассматривать как регенерированный вулканизм наложенного Восточно-Уральского прогиба. Вместе с тем она не объясняет отсутствия заведомо позднекаледонских плутонических кали-натровых гранитоидов, с одной стороны, и раннегерцинского типично геосинклинального магматизма, - с другой.

РУДОНОСНОСТЬ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОГО
СКЛОНА УРАЛА

Малые интрузии и дайки гранитоидного состава и связанное с ними оруденение изучались многими исследователями, в том числе Х.М.Абдуллаевым, Ф.Р.Апельциным, К.А.Билибиным, М.Б.Бородаевской, Н.И.Бородаевским, С.С.Смирновым, Ю.М.Шейнманном, Ф.К.Шипулиным. Проведенными исследованиями было установлено, что формирование малых интрузий гранитоидов в процессе развития подвижного пояса происходит неоднократно, что между малыми интрузиями и ассоциирующим с ними оруденением существует парагенетическая связь (Смирнов С.С.).

Результаты геологосъемочных и научно-исследовательских (петрологических, геохимических, геофизических, металлогенических) работ, проведенных в последние годы, позволяют выделить на Урале три группы малых интрузий, различающихся по времени формирования, составу и рудоносности: а) предорогенные (предбатолитовые) малые интрузии диоритов, плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, б) позднеорогенные (постбатолитовые) малые интрузии лейкократовых гранитов и в) позднеорогенные (посторогенные) малые интрузии пестрого состава.

Предорогенные малые интрузии плагиогранитов, плагиогранит-порфиров и гранодиорит-порфиров установлены на восточном склоне Среднего Урала. Они приурочены к зоне регионального разлома глубинного заложения на границе двух мобильных зон - Восточно-Уральского поднятия и одноименного с ним прогиба.

С малыми интрузиями парагенетически и пространственно связаны месторождения золота и, в меньшей мере, молибдена. Золоторудная минерализация золото-сульфидно-кварцевой рудной формации контролируется разрывными нарушениями, оперяющими региональный разлом, а также контактами даек гранитоидов (Маминское, Шамейское и др. месторождения).

К этой же группе, по-видимому, можно отнести малые ин-

трузии и дайки диоритов и плагиогранитов Худолазовского комплекса, расположенного на Южном Урале, в пределах Магнитогорского мегасинклинория. По В.А.Прокину, золоторудные месторождения золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной рудных формаций в Султанкульском рудном районе (Султанкульское, Файзулинское и др. месторождения) концентрируются на участках скопления даек и в тектонически ослабленной зоне, соединяющей Восточно-Ирендыкский и Узункульский разломы, а в Абзелюловском рудном районе (Ишбердинское, Мало-Ярлыкановское месторождения) приурочены к Карамалыташскому надвигу.

Позднеорогенные малые интрузии лейкократовых гранитов известны на Среднем и Южном Урале в пределах Восточно-Уральского поднятия (Мурзинско-Адуйский, Шиловско-Конеvский, Челябинский, Кочкарский рудные районы); они приурочены к зонам разломов глубокого заложения субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений и представлены мелкими телами, штоками и дайками. С лейкократовыми гранитами ассоциирует пневматолитовая и гидротермальная тантал-ниобиевая, редкоземельная (церий, лантан) и флюоритовая минерализация.

Наибольший интерес представляют позднеорогенные (посторогенные) малые интрузии пестрого состава, представленные мелкими телами и дайками лампрофиров, диорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Эти интрузии являются более распространенными по сравнению с малыми интрузиями двух первых групп; они установлены на Среднем и Южном Урале и в Северном Казахстане в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, Тагильско-Магнитогорского и Восточно-Уральского прогибов. Малые интрузии нередко образует пояса, которые обычно приурочены к зонам глубинных разломов, фиксируемым телами альпинотипных гипербазитов. Разломы располагаются как на границах структурно-формационных зон, так и внутри них, имеют субмеридиональное, северо-западное и северо-восточное простирание. Формирование малых интрузий происходило, по-видимому, в посторогенную стадию развития каледоно-варисской геосинклинали в связи с активизацией тектонических движений.

Типичными примерами малых интрузий пестрого состава являются штоки и дайки Березовской и Джетыгаринской золоторудных зон.

С малыми интрузиями парагенетически связана золоторудная, полиметаллическая, молибденовая, вольфрамовая и сурьмяно-ртутная минерализация. Оруденение контролируется разрывными нарушениями, оперяющими крупные разломы, а также контактами даек гранитоидов и тел гипербазитов. Наиболее детально изучено оруденение Березовской золоторудной зоны, которая приурочена к Уктусско-Иртышскому и Первомайско-Кургановскому глубинным разломам субмеридионального простирания. В зоне расположены Березовское, Благодатное I, II и III, Первомайско-Зверевское и другие золоторудные месторождения. Кроме месторождений золота, в зоне имеется молибденовая, вольфрамовая и оурьмяно-ртутная минерализация (Кедровское, Монетное и др. месторождения).

Связь месторождений золота с малыми интрузиями была надежно установлена работами М.Б.Бородаевской, Н.И.Бородаевского и П.И.Кутюхина.

Достаточно надежно установлена связь месторождений золота с малыми интрузиями в Джетыгаринской золоторудной зоне. Эта зона приурочена к Джетыгаринско-Буруктаьльскому глубинному разлому субмеридионального простирания. В зоне имеются многочисленные месторождения золота (Джетыгаринское, Аккаргинское, Блакское и др.), ассоциирующие с дайками и штоками гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров, диорит-порфиров, спессартитов, единитов. Оруденение контролируется разрывными нарушениями, оперяющими глубинный разлом, а также контактами тел гипербазитов.

По-видимому, с малыми интрузиями пестрого состава парагенетически связаны золоторудные, золото-швелитовые и полиметаллические месторождения Кочкарского рудного района (Кочкарское, Андреевское, Крестовоздвиженское и др.), золоторудные месторождения Айдырлинского рудного района, Кумакского и Мелентьевского рудных узлов и некоторые другие.

Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют выска-

зать мнение о связи большинства золоторудных, полиметаллических, молибденовых, вольфрамовых и сурьмяно-ртутных месторождений Урала с малыми интрузиями.

Установление такой закономерности открывает новые направления поисковых работ на указанные полезные ископаемые.

Г.С.Нечкин

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УРАЛО-ОХОТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

1. Урало-Охотский пояс охватывает систему мозаичных и линейных (по А.В.Пейве и др., 1972 г.) складчатых областей, возникших на месте рифейско-палеозойского межкратонного геосинклинального бассейна. Пояс прослеживается от Карского до Охотского морей, огибая Северо-Азиатский кратон. Крайние восточные складчатые системы пояса (Удско-Шантарская) "просвечивают" сквозь мезозойские структуры внешней (эпиконтинентальной) зоны Тихоокеанского складчатого пояса.

2. В рифейских (верхнепротерозойских) структурно-вещественных комплексах пояса железорудные объекты немногочисленны, возможно, вследствие слабой изученности соответствующих районов. Эти комплексы могут быть отнесены к наиболее ранней (эпикратонной) стадии развития Урало-Охотской геосинклинали. Рудные концентрации типа железистых кварцитов, ассоциирующих с основными метавулканитами, могут указывать на автономные щелевые рифтовые зоны в геосинклинальном ложе (западный склон Урала, Центральный Казахстан, Хингано-Буреинский массив). В большинстве случаев руда имеет силицитовую петрогенную основу, но в собственно эпикратонных карбонатных комплексах размещены сидеритовые залежи байкальского типа.

3. К силуру (по геологическим материалам А.В.Пейве, А.С.Перфильева, С.В.Руженцева, 1971 г.), вероятно, были утрачены первичные (в т.ч. глубинные) связи между элементами Евразийского кратона. С точки зрения "теории плит" Урало-Охотское геосинклинальное ложе достигло меланократового фундамента почти по всей своей оси. Нижний кембрий - время наиболее яв-

тенсивного проявления в пределах пояса площадного базальтоидного магматизма в эффузивной фации. Рудонесущие структурно-вещественные комплексы океанической стадии имеют в качестве обязательных крайних членов спилито-диабазовую магматическую формацию и хемогенную формацию силицитов, а в качестве промежуточных вулканотерригенную (сланцевую) и терригенно-хемогенную (кремнисто-сланцевую). Руды на вулканокластической и существенно хемогенной (кремнистой) петрогенной основе располагаются в областях сочленения конкретных геологических тел указанных формаций. Структурно-вещественные комплексы со слабым оруденением (ордовик Центрального Урала, нижний кембрий Восточного Саяна) не имеют прямых геологических связей с меланократовым фундаментом и перекрывают отложения эпикратонной стадии. Вулканогенно-осадочные комплексы с месторождениями в миллиарды тонн залегают на меланократовом основании геосинклинали, включающем амфиболиты, анортозитизированные габброиды и ультрабазиты (Удско-Шанторская система в Западном Приохотье).

4. С верхов нижнего кембрия до среднего карбона в разных областях Урало-Охотского геосинклинального прогиба образование спилито-диабазовых и фациально выдержанных седиментогенных комплексов сменялось накоплением порфиритовых и контрастных базальт-липаритовых толщ, чередовавшихся с фациально невыдержанными собственно осадочными, и становлением габбро-плагногранитных, габбро-гранитных (сиенитовых) серий, коматичных вулканитам (переходная стадия). Крупные скарново-магнетитовые месторождения практически во всех районах пояса находятся в структурно-вещественных комплексах указанного типа. Такие комплексы, по известным описаниям, слагают средний палеозой восточного склона Урала, ордовик Центрального Казахстана, средний кембрий Кузнецкого Алатау и западного склона Восточного Саяна, верхи нижнего кембрия северо-восточной части Джидинской зоны и севера Западного Саяна, нижний палеозой северо-западной части Хингано-Буриинского массива и др. районы. Магнетитовое оруденение почти повсеместно следует элементам стратификации вулканогенно-осадочных

членов рассматриваемых комплексов. Взаимоотношение оруденения с их интрузивными членами трактуется по-разному. Однозначность решений во многом зависит от расшифровки явлений вулканоплутонизма в объеме комплексов. В проблеме "вулканоплутонизм и железооруденение" на первый план выступают вопросы структурной эволюции комплексов переходной стадии, лучше всего решаемые с позиций учения о инъективных дислокациях (Ю.А.Косыгин, 1969 .;1973). С точки зрения глубинной природы рудогенерирующих флюидных систем для масштабного рудообразования необходимы устойчивые связи всего структурно-вещественного комплекса с меланократовым основанием геосинклинали.

5. Разновременные геологические процессы эпигеосинклинальной (континентальной) стадии жизни Урало-Охотского пояса определяют позицию эндогенных железорудных концентраций следующим: 1) регенерацией условий эндогенного оруденения в структурно-вещественных комплексах переходной стадии в связи с субсеквентным магматизмом (периферия Минусинской впадины, девон, Г.В.Поляков, 1971 .); 2) заложением глубоководных рифтоподобных зон в осевых частях наложенных впадин, где в вулканогенно-осадочных комплексах (известково-щелочной и субщелочной магматизм) формировались полигенные железорудные концентрации (Тургайский прогиб, карбон, А.М.Дымкин, 1973 ., Горный Алтай, девон, А.С.Калугин, 1970 .); 3) выведением на современный эрозионный срез и частичным уничтожением рудоносных структурно-вещественных комплексов океанической и переходной стадий в связи с тектоническим скупиванием, формированием краевых прогибов, наложенных впадин и т.д.

Последнее весьма важно для Урала, в современном строении которого значительная роль принадлежит дислокационным структурам надвигового характера (С.Н.Иванов, В.М.Нечухин, П.Я.Ярош, 1973 .). Возможно, что со смещением к западу в течение среднего-верхнего палеозоя (С.Н.Иванов, А.А.Ефимов, Л.М.Минкин, А.С.Перфильев, С.В.Руженцев, 1972 .) структурно-вещественных комплексов Магнитогорского погружения, т.е. потерей ими автохтонности, можно увязывать относительно

слабое магнетитовое оруденение. Само шарьирование может быть следствием параллельного заложения и развития системы Тургайского железоносного рифта-раздвига.

Я.П.Баклаев
ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНЫХ ПОЯСОВ И РУДНЫХ ПОЛЕЙ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ТИПА НА УРАЛЕ

1. Совершенно отчетливо устанавливается приуроченность рудных поясов контактово-метасоматических месторождений к зонам разломов глубокого заложения, находящихся обычно в областях сочленений пликативных структур второго и отчасти третьего порядка. Эти зоны разломов возникают в различных геолого-структурных зонах на разных стадиях развития Уральской геосинклинали и характеризуются крупными дислокациями земной коры и интенсивным вулканизмом, сочетающимся с формированием интрузий габбровой формации.

2. Сравнительная характеристика рудных поясов (их выделяется десять) показывает наличие не только сходства, но и различия между ними. Различия заключаются в возрастном диапазоне, особенностях глубинного строения, характере распространения фаций и формаций осадочно-вулканогенных толщ, условиях становления, продуктивных интрузий. Все это накладывает отпечаток на металлогению рудного пояса, состав встречающихся здесь рудных образований и определяет в значительной мере его промышленную оценку. Уместно отметить, например, что в тех случаях, когда в пределах пояса вулканогенные породы, вмещающие скарново-магнетитовые месторождения, пространственно сближены с вулканогенными породами колчеданоносной кварц-альбитофиро-диабазовой формации, среди рудных полей контактово-метасоматического типа появляются меднорудные и железо-меднорудные месторождения.

3. Рудные поля контактово-метасоматических месторождений промышленного значения располагаются, как правило,

только среди отрицательных пликативных структур первого и отчасти второго порядка. Оруденение приурочено к различным по возрасту горизонтам осадочно-вулканогенных толщ в зонах благоприятных литолого-фациальных сочетаний прибрежно-морских осадков (известняков, известкоистых туффитов и туфо-песчаников) с туфами и лавами основного и среднего состава. Распространение этих зон ограничено в пространстве и накладывает свой отпечаток на размеры рудных поясов и масштабы рудоотложения. Наиболее благоприятными участками для образования промышленных рудных месторождений в пределах указанных зон выступают места пересечений меридиональных и субмеридиональных разрывных структур общеуральского плана с ранее или одновременно заложеными складчатыми и разрывными структурами субширотного направления. В этих участках наблюдается изменение направления общеуральских геологических структур, резкое усиление магматической деятельности, изменения конфигураций, размеров и элементов залегания интрузивных тел и даек, смена состава вулканогенных формаций, резкое (на три-четыре порядка) возрастание интенсивности притоков гелия, аргона и других газовых эманаций, а также тепла с глубин Земли. Поэтому не случайно рудные поля контактово-метасоматических и некоторых других эндогенных месторождений попадают в области сочленений региональных меридиональных и субширотных структур.

Н.Я.Яценко
ЦГП, Караганда

О ПРИЧИНАХ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ СКАРНОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИЕЙ КАЛЕДОНИД
(СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

1. Современный уровень геологических знаний позволяет в большинстве случаев устанавливать связь определенных типов месторождений с определенными формациями. Причины такой связи, за редким исключением, лежат в области гипотез.

2. В восточной части Северного Казахстана все известные контактово-метасоматические месторождения железа свя-

заны с гранодиоритовой формацией каледонид – крыккудукским интрузивным комплексом, причем месторождения железа приурочены к контакту интрузивов, сложенных тоналитами и гранодиоритами, отличающимися некоторыми особенностями минерального и химического составов.

3. На основании изучения характера распределения железа и акцессорного магнетита в гранитоидах, сопоставления составов рудных и акцессорных магнетитов нескольких месторождений и интрузивов можно доказать генетическую связь месторождений с конкретными интрузивами. Основная причина такой связи – в составе гранитоидов. Месторождения приурочены к гранитоидам с повышенными содержаниями акцессорного магнетита (1,5–3%). Эти же черты характеризуют и уральские рудоносные интрузивы. Такая связь не случайна. Петрографические наблюдения, экспериментальные данные (Н.И. Хитаров и др., 1969) говорят о более поздней кристаллизации магнетита, по сравнению с биотитом и роговой обманкой; железо, идущее на образование акцессорного магнетита, удерживается в расплаве до самых поздних стадий его кристаллизации. В рудоносных интрузивах максимальные содержания магнетита – в центральных частях, минимальные – в эндоконтакте, в зонах калишпатизации и эндоскарнирования; в этих случаях в породе уменьшаются содержания железа, причем за счет резкого уменьшения содержания магнетита (0,02–0,001%). Содержания последнего не находятся в прямой зависимости от содержания железа (в рудоносных и нерудоносных гранитоидах одинаковые содержания железа), а возникают при определенных соотношениях петрогенных элементов. В рудоносных гранитоидах отношение атомных количеств $Mg : Ca : Na = 1 : 2 : 2$, в нерудоносных – $1 : 1,5 : 1,5$; первые выделяются высокими значениями характеристики "с'", указывающей на большую роль кальция в составе темноцветных минералов. Действительно, в рудоносных гранитоидах ведущим темноцветным минералом является роговая обманка, в нерудоносных при одинаковых значениях цветного числа (15–17%) – более половины темноцветных составляет биотит, в котором связывается в 1,5 раза больше железа, чем в рого-

вой обманке, в данном случае особенно трехвалентного железа. При кристаллизации биотита, вместо роговой обманки, железо, которое могло бы пойти на образование магнетита, уходит в биотит. Этим объясняются низкие содержания магнетита в гранодиоритах нерудоносного Крымкудукского интрузива (0,2-0,6%) а, следовательно, отсутствие благоприятных условий для выноса большого количества железа в позднемагматическую и постмагматическую стадии.

4. В пользу генетической связи контактово-метасоматических месторождений железа с конкретными интрузивами говорит существование корреляционной зависимости, близкой к линейной, между содержаниями Co, Ga, Ni в рудном магнетите месторождений и акцессорном магнетите соответствующих интрузивов.

Ю. А. ПОЛТАВЕЦ

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

СВЯЗЬ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ И ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАПОЛИТОВОГО ПОДТИПА

В результате сравнительного анализа и сопоставления с типичными вулканогенно-осадочными железорудными месторождениями сделан вывод о том, что представлению об эксгальционно-осадочном образовании месторождений северной части Тургая противоречат следующие данные: 1) среди вулканогенно-осадочных пород отсутствуют яшмы и кремнистые сланцы, обычно сопровождающие эксгальционно-осадочные процессы; 2) залегающие магнетитовых залежей в кровле известняковых толщ; 3) ничтожные содержания (менее 2 г/т) германия и скандия в магнетите и рудах; 4) низкая кремнистость руд (отношение SiO_2/Al_2O_3 колеблется от 2,50 до 3,79 независимо от типа руд), в отличие от вулканогенно-осадочных, где это отношение колеблется в пределах 8,90-40,50 (Заурлянд, о. Санторин, Тейское и др.); 5) пространственная совмещенность максимальных метасоматических изменений пород и оруденения, а также наличие надрудных эндогенных геохимических ореолов.

Скаполитовые магнетитсодержащие метасоматиты наибольшим распространением пользуются там, где сильнее развиты габб-

роиды. При относительно постоянном составе валерьяновской вулканогенно-осадочной свиты (андезито-базальтовые и андезитовые порфириды и их туфы) интрузивы в пределах рудоносной полосы довольно дифференцированы. Так, на севере преобладают габброиды (Алешинское, Давыдовское), на юге же — кварцевые диориты и гранодиориты (Адаевка, Бенкала). Соответственно с габброидами связаны процессы скаполитизации, с более кислыми интрузивами — процессы скарнирования. Из этого сопоставления следует, что намечаются две крайние группы метасоматических месторождений, отличающиеся источником оруденения, а также различной ролью тех или иных генетических факторов в процессе их образования: 1) месторождения, генетически связанные с гипабиссальными интрузивами — скарновые месторождения, 2) месторождения, парагенетически связанные с малыми интрузиями и представляющие производные глубинного магматического очага — месторождения скаполитового подтипа.

В образовании оруденения в месторождениях скарнового подтипа существенную роль играют процессы ассимиляции, способствующие отделению железа от магматического расплава. Характерными особенностями этого типа руд являются пониженная титанистость магнетита, большая роль магнезиально-железистого метасоматоза.

В образовании оруденения в месторождениях скаполитового подтипа основная роль принадлежит, по-видимому, интрателлурическим растворам, обусловившим такие особенности руд, как повышенная титанистость магнетита, исключительную роль хлоридов щелочей в комплексообразовании и переносе рудного вещества, наблюдающуюся нередко независимость расположения метасоматитов относительно контакта интрузивов, несоответствие между мощностью метасоматических изменений и размерами интрузивных тел и прямую зависимость между масштабами проявления метасоматоза и размерами рудных тел. Основным источником оруденения здесь в отличие от месторождений скарнового подтипа являются глубинные магматические очаги.

О СВЯЗИ И ОСОБЕННОСТЯХ СОСТАВА ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ
И МАГНЕТИТОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛЫЙ КУЙБАС НА
ЮЖНОМ УРАЛЕ

Месторождение Малый Куйбас близ г. Магнитогорска приурочено к северной части Куйбасовского габбро-гранитного массива, прорывающего толщу верхнего девона и нижнего карбона. Месторождение представлено двумя генетическими типами руд разного возраста: 1) титаномagnetитовым-магматическим и 2) magnetитовым-скарново-метасоматическим.

Титаномagnetитовые руды пространственно и генетически связаны с рудоносными габброидами, в которых титаномagnetит образует вкрапленность и крутые с падением на запад жилы- и линзообразные тела сплошных и густовкрапленных руд. Руды сингенетичны с материнскими породами, для них характерна пойкилитовая структура, с зернами титаномagnetита, включенными в крупные кристаллы пироксена и плагиоклаза.

Магнетитовые руды сформировались в результате скарново-го метасоматоза после внедрения гранитоидов. Они образуют многочисленные мелкие тела, круто и полого падающие на запад и залегающие в роговиках и скарнах, развивающихся по раздробленным вмещающим породам, в том числе и по габброидам. Генетически различные и разновозрастные типы оруденения приурочены к единой структурной зоне, поэтому условия залегания рудных тел разных типов близки. По данным разведочных работ, отдельные тела титаномagnetитовых руд по падению сменяются magnetитовыми рудами. Это может свидетельствовать о наследовании рудоподводящих путей в одновременных процессах рудообразования.

Два типа оруденения существенно различаются между собой по содержанию, характеру распределения и взаимозависимости главного рудного компонента - железа и некоторых элементов-примесей (Ti, V, Co, Ni, S, P). Геохимические особенности этих типов, выявленные в результате статистической обработки данных опробования керна скважин, заключаются в следующем.

Титаномагнетитовый тип характеризуется высоким содержанием TiO_2 (до 14%) и V_2O_5 (до 0,5%) для сплошных руд и прямо пропорциональной зависимостью содержания TiO_2 , V_2O_5 и Co от содержания Fe . Гистограммы распределения этих компонентов имеют четко выраженный бимодальный характер. Модальным значениям содержания F (12-14%) и (40-42%) соответствуют значения по TiO_2 (2-4% и 11-13%) по V_2O_5 (0,05-0,1% и 0,3-0,5%) и по Co (0,005-0,01% и 0,015-0,02%). Моды с минимальными значениями отвечают рудоносной габбро, а с максимальными - сплошным титаномагнетитовым рудам.

Все это указывает на непосредственную связь элементов-примесей с главным рудным минералом - титаномагнетитом. Оруденение характеризуется низким (в среднем 0,38%) содержанием S , связанной с очень редкой вкрапленностью сульфидов. В магнетитовых рудах при общем повышении содержания Fe до 60-65% резко снижается содержание TiO_2 (до 2-3%) и V_2O_5 (до 0,015%) и обнаруживается обратно пропорциональная зависимость между ними. Это свидетельствует о выделении магнетита, практически чистого от титана и ванадия. Содержание серы в этом типе в общем повышается и в среднем составляет 2,1%, обнаруживая резкие колебания. При этом устанавливается прямо пропорциональная зависимость между содержаниями серы и кобальта, что указывает на связь последнего с сульфидами.

По содержанию и характеру распределения фосфора и никеля существенных различий между типами не установлено. Для тех и других модальные значения по никелю и фосфору составляют 0,02-0,04%. По никелю нет никакой зависимости, а по фосфору установлена слабовыраженная обратная зависимость от интенсивности оруденения для обоих типов.

О СООТНОШЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД
МЕСТОРОЖДЕНИЯ г.МАГНИТНОЙ

1) На детальной геологической карте Магнитогорского месторождения, составленной А.Н.Заваряцким и более поздней детальной карте Магнитогорского рудного поля Г.Б.Ферштатера показан контакт рудно-скарновой зоны месторождения с Магнитогорским массивом, в составе которого выделяется две интрузивных фазы (габбро и гранитоиды).

По нашим наблюдениям в Главном карьере месторождения, а также по результатам анализа геологоразведочных материалов по расположенным рядом месторождениям Димитровскому и Березкам и рудопроявлению Башик сделан вывод о послерудном характере контакта интрузивных пород второй фазы с рудно-скарновыми образованиями.

2) На месторождении Березки кроме согласных рудных тел, залегающих в известняках, которые срезаются гранитоидами установлены еще два типа: а) на контакте известняков с гранитоидами и б) внутри интенсивно измененного габбро первой интрузивной фазы. Первые повторяют форму поверхности контакта известняков и гранитоидов, образовавшись, по-видимому, в результате регенерации ассимилированных гранитоидами более ранних согласных залежей, а вторые линзовидной формы с крутым восточным падением, образовались в результате процессов мобилизации железа при действии растворов, связанных с гранитоидами на габбро.

3) Дальнейшее детальное изучение соотношения интрузивных пород и оруденения на таком уникальном по масштабам и обнаженности объекте каким является Магнитогорское месторождение имеет большое познавательное и практическое значение. В частности полученные данные позволяют выдвинуть предположение, что вторая интрузивная фаза Магнитогорского массива подразделяется на несколько субфаз, в составе которых можно предполагать порудные, сорудные и послерудные. К последним, по-видимому, относится Московский массив, что определяет перспективы его экзоконтактов.

ЛЕБЯЖИНСКОЕ ИЗВЕСТКОВОСКАРНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

1. Лебяжинское месторождение является контактово-метасоматическим известковоскарновым магнезиальноскарновой формации, о чем свидетельствуют состав характерных для него минеральных парагенезисов, включающих магнезиальные шпинель-фассаитовые скарны и развивающиеся за их счет своеобразные ассоциации постмагматических минералов - высокоглиноземистый гранат, диопсид, флогопит, амезит, серпентин, паргасит.

Для месторождения характерна длительная и сложная история формирования в условиях повышенной химической активности щелочей, вызванной инфильтрацией сквозьмагматических растворов и магматическим замещением (сиенитизацией) пород кровли повышенной основности, о чем можно судить по присутствию реликтовых тел доломитов и магнезиальных скарнов, а также наличие в эндоконтактной зоне массива диопсид-калишпат-пертитовых субщелочных фаций сиенитов. Повышенной щелочностью отличались и постмагматические растворы, что подтверждается составом минеральных ассоциаций, сформированных в этот этап. Присутствие среди типоморфных минералов месторождения мариалитового скаполита, пумпеллиита и пренита свидетельствует об образовании месторождения в условиях малых глубин.

2. Среди постмагматических образований на месторождении особо выделяются близскарновые породы, слагающие огромные объемы и отличающиеся от прочих осветленных пород, вмещающих обычно скарново-рудные залежи, своей повышенной щелочностью. Возникновение близскарновых пород повышенной щелочности - продуктов глубокой метасоматической переработки как вулканитов кровли, так и краевых фаций сиенитов, - закономерно связано с формированием описываемого типа месторождений. Собственно контактово-реакционные образования, представленные различными скарнами и сопровождающими их околоскарновыми породами, занимают среди метасоматитов подчиненное место. Морфология метасоматических зон и состав слагающих их минералов характеризует их

как контактно-инфильтрационные экзо- и эндообразования фации повышенной щелочности, относящиеся как к собственно известковым скарнам, так и к известковым скарнам магнезиальноскарновой фации.

3. Магнетитовое оруденение на месторождении приурочено к постмагматической стадии процесса. Замещению магнетитом подвергались скарны, околоскарновые породы и непосредственно известняки. Равновесные взаимоотношения пироксена и граната с магнетитом в стержневых участках инфильтрационных эндоскарновых зон и разложение скарновых минералов при оруденении — на их флангах свидетельствуют о наличии температурного градиента отложения магнетита.

4. Для месторождения весьма характерно интенсивное проявление метасоматоза после скарнообразования и отложения руд. Это выразилось в широком развитии крупнокристаллической кальцит-апатит-флогопит-диопсидовой ассоциации, а также минеральных парагенезисов средне- и низкотемпературного гистерогенного разложения, сопровождавшегося разрушением всех скарново-рудных ассоциаций, в том числе и магнетита, что во многих случаях снизило качество руд месторождения и несколько уменьшило их количество.

5. Закономерности распределения фосфора в рудах, титана и ванадия в магнетите, скандия в пироксене, редких земель в апатите руд, позволяющие раскрыть механизм рудоотложения в конкретных условиях образования отдельных рудных тел и проследить за основными путями просачивания растворов, подтверждают важную роль структурного контроля в локализации большинства скарново-рудных зон месторождения.

6. Лебяжинское месторождение является пока единственным на Урале, для которого доказана принадлежность его к типу известковоскарновых месторождений магнезиальноскарновой фации. Использование характерных для него признаков в качестве поисковых может помочь в обнаружении других аналогичных месторождений этого типа, наиболее перспективных в отношении магнетитового оруденения в связи с крупными объемами метасоматически переработанных пород.

О НОВЫХ ТИПАХ РУД КРУГЛОГОРСКОГО СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Круглогорское месторождение магнетитовых руд расположено в Миасском районе в пределах восточного края Шариповско-Круглогорской структурно-фациальной подзоны Магнитогорской структурно-фациальной зоны. Это месторождение известно (Рябов, 1973) как контактово-метасоматическое, приуроченное к осадочно-вулканогенным породам ирендыкской свиты, магнетитовое оруденение и скарнирование здесь накладывается на различные по составу и возрасту породы: силлы диабазовых и плагиоклазовых (андезитовых) порфиритов, мраморизованные известняки, межпластовые тела серпентинизированных ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации и другие породы.

Скарново-магнетитовая минерализация в пространстве и во времени тесно связана с продуктивными двухфазными массивами пород габбровой формации, образовавшимися в конце среднего палеозоя в гипабиссальных условиях в восточном борту Атлянского синклиория.

В результате проведенных в 1972-73 гг. тематических исследований нам удалось установить, что железные руды Круглогорского месторождения имеют полигенное происхождение. В порядке возрастной последовательности здесь отмечаются следующие типы руд - вулканогенно-осадочные, позднемагматические и скарново-метасоматические. Наиболее крупные концентрации железа связаны с послемагматической скарновой стадией оруденения. Вулканогенно-осадочные руды образовались в субмаринных условиях и генетически тесно связаны с эксплозивной вулканической деятельностью. Залегают эти руды в виде согласных ритмично повторяющихся прослоев мощностью до 0,2-0,3 м среди тонкослоистых туфов основного состава и кремнистых туффитов по последним данным верхнедевонского, а не нижнедевонского (как это считалось ранее) возраста.

Общая мощность рудоносного горизонта, вскрытого в северной экзоконтактной части Круглогорского массива габброидов, составляет 20 м.

Позднемагматический тип руд представлен полосчатыми и гнездовыми выделениями позднемагматического титаномагнетита мощностью до 0,3–0,4 м среди габброидов первой фазы интрузивного магматизма, вскрытых одиночными скважинами в северной и восточной части Круглогорского массива.

Масштабы вулканогенно-осадочного и позднемагматического железуруднения в настоящее время не установлены.

Р.А.Крылов
УГГУ, Свердловск

МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ДИАБАЗОВ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД РОМАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Романовское месторождение магнетитовых руд расположено в пределах Свердловско-Медведевского грабен-синклиория близ устья р.Ляля. Палеозойские образования перекрыты здесь чехлом рыхлых мезокайнозойских осадков мощностью до 100 м. В районе п.Романово среди толши андезитовых туфов ранне-среднедевонского возраста залегает диабазовый силл в плане овальной формы длиной 5–6 км при максимальной ширине до 2,5 км. Силл состоит из многочисленных пластовых тел альбитизированных диабазов общей мощностью в 1 км. Вследствие жесткой монолитности диабазы разбиты бесчисленными трещинами, которые заполнены дайками альбитизированных базальтовых афиров и пироксен-плаггиоклазовых порфиритов. В геологическом строении района принимают также участие интрузии гранофировых плаггиогранитов. Они подстилают вулканогенные образования на глубине 1000 м, а местами выходят на домезозойскую поверхность в виде небольших интрузивных и жильных тел.

Среди диабазов вскрыта серия жил массивного магнетита мощностью от 0,4 до 12 м, а также большое количество мелко-вкрапленных и тонкопрожилковых руд. Содержание железа в рудах колеблется от 65,5 до 20%. Жилы, заполненные массивной рудой, имеют резкие прямолинейные или извилистые контакты и часто содержат брекчированные включения амфиболитизированных и эпидотитизированных диабазов. Вкрапленные и прожилковые руды располагаются в зонах смятия и дробления вмещающих пород. Маг-

нетит здесь выделяется в виде равномерной вкрапленности или бесформенных масс типа скелетных выделений. Экзоконтактовые части рудных зон эпидотизированы, карбонатизированы и амфиболитизированы. Кроме того, среди диабазов в большом объеме развивается эпидотизация в форме облачных и пятнистых агрегатов желто-зеленого цвета.

Диабазы и дайковые тела широко охвачены метасоматическими изменениями, выразившимися в осветлении пород. Однако, этот процесс не распространился на околорудные зоны. Осветленные участки имеют как резкие ограничения, так и постепенные переходы к неизменным породам. Нередко осветление избирательно накладывается на жильные порфиры, создавая впечатление альбитофирового облика внедрившейся дайки. Но и здесь можно найти участки, где вместе с жильной породой изменены и вмещающие диабазы.

В процессе осветления породы как бы очищаются от темно-цветных минералов и приобретают светло-серый цвет. Во вкрапленниках остается только альбит. В основной массе присутствуют альбит, хлорит, вторичный кварц, кальцит, лейкоксен. Сохраняется рисунок микродиабазовой структуры.

Осветление диабазов сопровождается выносом железа и щелочей и привносом кальция и летучих веществ. Одновременно уменьшается объемный вес породы примерно на $0,08 \text{ т/м}^3$. Проведенный пересчет по методу В.А.Рудника показал, что при этом высвобождается железо в количестве 50-70 кг на I куб.м осветленного диабаза.

На основании ориентировочного расчета выяснилось, что при объеме диабазового силла в 9,5 куб.км, размахе осветления хотя бы в 10% и выносе железа из метасоматически измененных пород в количестве 55 кг на I куб.м, общий вес железа, переведенного в раствор, составит 52,2 млн. тонн.

Можно предположить, что вынесенное вещество отлагалось в зонах дробления и трещиноватости в виде магнетита, благодаря чему сформировалась рудная залежь.

ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ
ПО ИЛЬМЕНИТ-МАГНЕТИТОВОМУ ГЕОТЕРМОМЕТРУ НА ПРИМЕРЕ УРАЛА

1. Расчеты на нормативный состав полных химических анализов 71 пары сосуществующих ильменитов (первичнообособленных зерен и титаномagnetитов из различных типов пород и руд Урала на примере высокотитанистых месторождений (Малого Куйбаса, Копанского, Маткальского и Медведевского), среднетитанистого (Волковского) и малотитанистых (Качканарского, Гусевогорского, Висимского, Кытымской группы и Первоуральского) позволили с помощью геотермометра D.N.Lindsley (1963) определить температуры образования и фугитивность (летучесть) кислорода титаномagnetитовых концентраций Урала. Пересчет анализов производился в молекулярных процентах: в ильмените окись железа рассчитывалась на гематит; в титаномagnetите двуокись титана - на ульвошпинель, полоторные окислы - Cr_2O_3 , Al_2O_3 и V_2O_3 рассчитывались на соответствующие шпинели и плюсовались к мольному содержанию ульвошпинели в magnetите.

2. Установлено, что как вмещающие породы, так и рудные концентрации титаномagnetитов формируются в широких интервалах температур от 600 до 950°C, при фугитивности кислорода от II до 20 атм. ($-\lg f_{O_2}$), указывая на различия и многоэтапность формирования титаномagnetитовых руд Урала.

3. По P-T условиям выделяются условно три крупных этапа формирования рудных концентраций:

а) Высокотемпературный этап ($T = 825-950^\circ C$) с высокой летучестью кислорода (II-15 атм.). В этом этапе формируются все сплошные и густовкрапленные титаномagnetитовые руды, габбро-нориты и неметаморфизованные габброиды высокотитанистых титаномagnetитовых месторождений Урала. На диаграммах A.F.Buddington, D.N.Lindsley (1964) фигуративные точки этих парагенезисов соответствуют среднетемпературным разновидностям Скаергаардских габбро.

б) Среднетемпературный этап - $T = 725-825^\circ C$, летучесть

кислорода - 15-17 атм. В этих условиях формируются сплошные и густовкрапленные, частично метаморфизованные высокотитанистые руды Медведевского и Копанского месторождений, среднетитанистые руды Волковского месторождений с наложенной сульфидной минерализацией, метаморфизованные габбро-нориты, габбро-пегматиты, биотитовые и биотитсодержащие габброиды Маткальского, Копанского, Медведевского и Волковского месторождения. В составе парагенезиса этих пород и руд присутствуют низкотемпературные минералы: амфиболы, гранаты (альмандинового состава), биотиты и сульфиды. Этот этап по P - T условиям аналогичен анортозитам и рудным концентрациям окисных железо-титановых минералов Скаергаардского плутона.

в) Низкотемпературный этап ($T = 600-725^{\circ}$, летучесть кислорода - 17-20 атм.). В этом этапе формируются все сплошные и крапленные малотитанистые титаномagnetитовые месторождения платиноносного пояса Урала и вмещающие их породы (оливиниты, пироксениты, горнблендиты и др.), а также амфиболиты и сегрегационные ильменит-титаномagnetитовые руды Кузинского месторождения, возникшие при региональном метаморфизме высокотитанистых габброидов (Мясников, 1959). Кроме того в этом температурном интервале формируются некоторые габброиды месторождений Малого Куйбаса, Копанского и Медведевского, подвергшихся сфенизации под влиянием гранитных интрузий. Самыми низкотемпературными образованиями в этом этапе (625°C) для всех месторождений являются амфиболитизированные и фельдшпатизированные пироксениты, горнблендиты и полосатые роговообманково-соскритовые габбро платиноносного пояса, тогда как рудные (magnetитовые) пироксениты и сплошные титаномagnetитовые руды формировались при более высоких и одинаковых температурах ($675-725^{\circ}\text{C}$).

В целом этот этап по температурам формирования соответствует амфиболитовым фациям Алдана (Перчук, 1972), архейским комплексам Адирондака (Buddington, 1964), а также ксенолитам гарцбургитов, лерцолитов, гранатсодержащих пироксенитов из кимберлитов штатов Нью-Мексика, Аризона и Юта (США, О'Нуга, Мерси, 1966) и многочисленным эколгитам различных районов мира, возникших при метаморфизме габброидов и ультрабазитов (Перчук, 1972).

4. Оценка температур формирования титаномагнетитов Урала по кривой А.Ф. Buddington и др. (1955) при наличии зерен первичнообособленного ильменита, примененная нами ранее (Штейнберг, Фоминих, 1962, 1963) полностью совпала с температурами, полученными для титаномагнетитовых концентраций по данным геотермометра D.N. Lindsley.

Л.Н. Овчинников, В.Д. Баранов, Р.И. Лутков
ИМГРЭ, Москва

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ УРАЛА ПО ГЕОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Обычные методы обработки непрерывно поступающего обширного геологического материала дают все меньший прирост новой информации о закономерностях рудообразования. В настоящее время все большее методологическое значение должен приобретать пространственно-статистический анализ. Статистическая обработка всего доступного нам фактического материала, с одной стороны, подтверждает известный вывод о том, что колчеданные месторождения Урала не представляют собой однородную группу как по составу, так и по времени и условиям образования, а с другой — вскрывает ряд общих закономерностей их размещения в пределах Тагиль-Магнитогорского мега-синклинория.

Наиболее общей характеристикой всей совокупности колчеданных месторождений Урала является отношение запасов и средних содержаний главных металлов и некоторых металлов-спутников, равные соотношению средних содержаний этих элементов в изверженных породах основного состава. Выявленные соотношения количества металлов в месторождениях не только являются показателем связи оруденения с базальтоидным магматизмом, но и, исходя из сопоставления с другими рудными провинциями, указывают на определенный тип строения земной коры с неглубоким залеганием базальтового слоя.

Изменение состава колчеданного оруденения Урала во времени и пространстве отражает изменение степени зрелости земной коры в отдельных его участках, изменение мощности

гранитного слоя - глубины залегания поверхности Конрада. В продольном профиле Магнитогорского мегасинклиория при увеличении глубины залегания поверхности Конрада в его осевой части от 7 до 19 км доля меди в суммарных запасах медноколчеданных месторождений уменьшается от 20 до 95%. Менее заметно меняется состав и рудовмещающей формации. Рудные районы, отличающиеся большей долей запасов цинка и наибольшей глубиной залегания поверхности Конрада, имеют чаще всего более молодой возраст и более высокое стратиграфическое положение. В пространстве они относительно смещены в сторону осевой части мегасинклиория.

Одной из важнейших закономерностей уральской колчеданной провинции, как впрочем и других провинций страны, является приуроченность оруденения к определенным гипсометрическим уровням и вертикальная зональность в распределении металлов. Распределение по гипсометрическим уровням как количества месторождений, так и запасов металлов в них при размахе 1,8 км между отметками +530 - -140 м описывается плавной кривой с одним максимумом; три четверти запасов падает на сравнительно узкий интервал, лежащий между отметками +300 - -100 м и составляющий всего лишь 400 м по вертикали. Это указывает на существование на Урале единой достаточно узкой гипсометрической зоны, благоприятной для колчеданного рудоотложения.

Региональная вертикальная геохимическая зональность выражена, прежде всего, в дифференцированном распределении запасов металлов при преимущественном накоплении меди на нижних, а цинка и свинца - на более верхних гипсометрических уровнях. Доля меди в суммарных запасах изменяется с глубиной весьма равномерно - с градиентом на каждые 100 м по вертикали - 3,75%. Все месторождения, в которых свинец достигает промышленного предела (0,4%), тяготеют к верхним уровням интервала колчеданности, ограничиваясь снизу отметкой +200 м, причем более 45% свинца приходится на самый высокий гипсометрический уровень - выше 600 м.

Закономерности, отражающие существующую цепь корреля-

ционных связей между тектоникой, составом геосинклинальных формаций, глубинным разрезом земной коры, составом оруденения, указывают на весьма тесную связь процесса концентрации металлов в колчеданных месторождениях с глубинными геологическими процессами, протекающими в земной коре и верхней мантии.

Очевидна необходимость более широкого внедрения в практику объемного металлогенического анализа рудных провинций с широким использованием данных геофизического изучения земной коры. Это может существенно помочь в прогнозной оценке площадей и, в частности, интерпретации для этой цели геохимических данных.

Ю.П.Бельков, В.М.Нечеухин
ИГиГ УНЦ СССР, Свердловск

О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОИДНЫХ И ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

По ряду геологических и тектонических признаков эвгеосинклиналь в современном строении представляет сочетание тектонических структур, сложенных образованиями различных геотектонических стадий. В этой связи должна рассматриваться металлогения эвгеосинклинали. Значительный интерес представляют особенности геохимической и металлогенической специализации зон сочленения симатических базальтоидных и сиалических гранито-гнейсовых ассоциаций, отражающих процесс тектонического совмещения структур океанических и континентальных блоков.

В качестве примера зоны такого типа может служить Домбаровский рудный узел.

Наиболее ранняя ассоциация магматических пород здесь соответствует вулканогенному комплексу эвгеосинклинальных образований с натриевой специализацией, представленному базальтоидами. Указанный комплекс образует вулканические сооружения и соответствующие им структуры, к которым приурочены медноколчеданные месторождения со свойственной им геохимической специализацией.

В составе типоморфного комплекса элементов колчеданной рудной формации выделяются главные элементы, образующие собственные минеральные формы — сера, железо, медь, цинк и элементы-примеси, такие как кобальт, селен, серебро, встречающиеся в изоморфной форме. Эти элементы имеют более высокий кларк в каменных метеоритах по сравнению с кларком в ультраосновных, основных и кислых горных породах, что позволяет их рассматривать как продукт дегазации мантии. Отсутствие в составе первичных руд окислов металлов, сульфатов и элементов в высокой валентной форме свидетельствует, что процесс рудообразования и вместе с тем состав рудообразующих растворов характеризовались высокой химической активностью серы и отсутствием свободного кислорода.

Более поздняя, скарново-медно-магнетитовая рудная формация, парагенетически связанная с интрузиями габбро-гранодиоритовой ассоциации, и расположенная в центральных частях вулкано-интрузивных горстов, характеризуется геохимической ассоциацией, в составе которой выделяются железо, медь, молибден, германий. Процесс рудообразования протекал при неустойчивом режиме серы и кислорода, что находит свое отражение в наличии окислов железа и примесей металлов с равным соотношением к сере и кислороду. Эти металлы имеют более высокий кларк в основных породах, чем в кислых и, частично могут рассматриваться как продукт мобилизации из корн океанического типа в процессе ее гранитизации.

Рудопроявления медно-молибденовой рудной формации залегают в ашикальных частях интрузий гранодиорит-гранитной ассоциации, более молодой, чем выше названные. Минерало-геохимическая ассоциация состоит из кварца, серицита, молибденита, борнита, халькопирита, с сопутствующими им примесями свинца, бария, мышьяка, висмута. Здесь отсутствуют кобальт, никель, германий, селен. Присутствие борнита, больших количеств простых окислов позволяют предполагать, что рудообразующие растворы имели относительно высокий химический потенциал кислорода. В числе элементов здесь присутствуют те, кларк которых в осадочных породах выше кларка гранитов. На основании этого их появление можно рассматривать, как след-

ствии мобилизации коры континентального типа, слагающей расположенное вблизи Восточно-Уральское поднятие. Мобилизация могла иметь место во время надвигания коры океанического типа на блоки континентальной коры и анатексиса. Область сочленения эвгеосинклинальных зон и структур платформенного типа является наиболее характерной провинцией для медно-молибденовых месторождений.

Наиболее молодые проявления рудной минерализации в районе представлены полиметаллической минерализацией в кварц-карбонат-баритовых жилах, расположенных на границах основных структур района в тектонически ослабленных зонах и, возможно, парагенетически связаны с трахидацит-липаритовой ассоциацией вулканических пород и сиенит-гранодиоритовыми интрузиями. В составе рудопоявлений преобладают элементы, характерные для кислых и щелочных пород, обладающие большим сродством к кислороду, чем к сере. В составе рудообразующих растворов присутствовали кислород сульфат - ионы.

Общие закономерности в изменении состава элементов в рудных формациях Домбаровского района заключаются в уменьшении роли серы и возрастании роли кислорода в процессе рудогенеза от ранних к поздним образованиям, в уменьшении относительного количества халькофильных и увеличении литофильных элементов.

Сопоставление кларков элементов в различных типах пород позволяет высказать предположение, что наиболее ранние рудные месторождения несут в себе металлы - продукты дегазации мантии в более поздних появляются элементы, которые можно рассматривать как мобилизованные при сиализации коры океанического типа (железо, никель, германий в скарнах), а позднее коры континентального типа (редкие металлы в медно-молибденовых и полиметаллических рудопоявлениях).

Все сказанное выше свидетельствует о роли геотектонических процессов в развитии металлогенической специализации и подчеркивает ее направленность.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ СВЯЗИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ УРАЛА С БАЗАЛЬТОИДНЫМ ВУЛКАНИЗМОМ

В настоящее время многие типы рудных месторождений связываются генетически и по источнику рудного вещества с теми или иными магматическими формациями. Однако, в подавляющем большинстве таких случаев приходится довольствоваться лишь сравнением качественных "спектров" элементов родоначальных магм и отщепленных руд — пропорциональные отношения и абсолютные содержания элементов неизменно меняются в ходе магматической и гидротермальной дифференциации.

При статистическом исследовании геолого-геохимических характеристик колчеданных месторождений Уральской вулканогенной базальтоидной провинции (S-D) были обнаружены принципиально иные особенности. Оказалось, что в ходе вулканогенного рудообразования могут с поразительной точностью сохраняться пропорциональные отношения таких металлов, как медь и цинк, если считать исходными отношения кларков этих металлов в родоначальных базальтах.

Подавляющее большинство геологов, исследовавших колчеданные месторождения Уральской эргеосинклинальной провинции, появление сульфидных месторождений связывают причинно и по источнику рудного вещества с базальтоидным вулканизмом силура и девона. Именно в этом аспекте были проанализированы полученные статистические характеристики.

Наиболее полными (данные по 175 месторождениям) и надежными (использовались данные только химических анализов) являются сведения по содержаниям и запасам основных промышленных элементов — меди и цинка, что и побудило в первую очередь исследовать соотношение этих элементов. Для колчеданных месторождений, расположенных в пределах Тагило-Магнитогорского мегасинклинория, наблюдается постоянство Zn/Cu отношений как по содержаниям, так и по запасам:

Статистические характеристики	Zn/Cu
1. Суммарные запасы в колчеданных месторождениях Тагилло-Магнитогорского мегасинклиория	I, 237
2. Суммарные запасы в колчеданных месторождениях Тагильского мегасинклиория	I, 289
3. Суммарные запасы в колчеданных месторождениях Магнитогорского мегасинклиория	I, 223
4. Суммарные запасы в колчеданных месторождениях Магнитогорского мегасинклиория (без Мугоджар)	I, 308
5. Запасы в "среднем" колчеданном месторождении	I, 272
6. Максимальные запасы в одном месторождении	I, 317
7. Суммарные запасы в медно-цинковых месторождениях	I, 327
8. Средние содержания в серноколчеданных рудах (I-й этап колчеданного оруденения)	I, 302
9. Средние содержания в рудах с промышленным содержанием металлов (II-й этап колчеданного оруденения)	I, 270
10. Средние содержания в наиболее богатых месторождениях	I, 361

Нарушение этих отношений наблюдается для колчеданного оруденения, находящегося в других тектонических структурах Урала I-го порядка - в Центрально-Уральском, Восточно-Уральском мегантиклиориях или в Восточно-Уральском мегасинклиории. Для этих месторождений среднее Zn/Cu отношение по запасам металлов, равное 0,850, резко отличается от подобного для месторождений Тагилло-Магнитогорского мегасинклиория:

$$\delta_1/\delta_1' = 2,76 > t_{0,05} = 1,96; \delta_2/\delta_2' = 4,05 > t_{0,05} = 1,96$$

Zn/Cu отношение средних содержаний общей выборки колчеданных месторождений Урала, равное 1,065, также значительно отличается от общеуральского Zn/Cu отношения:

$$\delta_1/\delta_1 = 1,88 > t_{0,05} = 1,96; \delta_2/\delta_2 = 3,02 > t_{0,05} = 1,96$$

Это свидетельствует о том, что рассматривать общую выборку колчеданных месторождений исследуемого региона как однородную группу месторождений по средним содержаниям меди и цинка - без разделения на минеральные типы - не правомочно.

Полученное "уральское" Zn/Cu отношение в колчеданных месторождениях очень близко к Zn/Cu отношению в изверженных породах основного состава:

Элементы, Отношение элементов	Земная кора		Океан	Ультра- базиты	Базальты	
	по Вино- градову, 1962	по Тей- лору, 1962	по Вино- градову, 1967	по Вино- градову, 1962	по Вино- градову, 1967	по Turekian, Wedepohl, 1961
Средние содержания						
Cu	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$8,70 \cdot 10^{-3}$
Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,05 \cdot 10^{-3}$
Цинково-медное отношение						
Zn/Cu	1,80	1,27	1,33	1,50	1,30	1,32

Таким образом, выявленное устойчивое по многим статистическим параметрам Zn/Cu отношение в колчеданных месторождениях Уральской эвгеосинклинальной провинции, равное 1,300 и близкое к подобному отношению в изверженных породах основного состава, может служить, по мнению авторов, принципиальным геохимическим критерием связи колчеданного оруденения по источнику рудного вещества с базальтоидным вулканизмом.

ГЕТЕРОГЕННЫЕ КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ТЕРРИГЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО СКЛОНА
Б. КАВКАЗА

В развитии представлений В.И.Смирнова за последние годы автором собран большой фактический материал, позволяющий по новому рассматривать основные факторы локализации колчеданного оруденения терригенной геосинклинали Б.Кавказа:

1. Все известные месторождения и рудопроявления сосредоточены в ниже-среднеюрских флишоидных толщах раннегеосинклинальной стадии развития терригенной геосинклинали Б.Кавказа. Верхний возрастной предел оруденения определяется наличием галек колчеданных руд в базальных конгломератах верхней юры - мела.

2. Пирит-полиметаллические и медно-пирротиновые руды пространственно и генетически связаны с продуктами ниже-среднеюрского инициального базальтоидного магматизма, проявленного как в вулканических, так и интрузивных фациях. Вулканические фации представлены недифференцированной формацией базальтовых порфиритов и спилитов, являющихся продуктами субмаринных трещинных излияний.

Интрузивные фации представлены разновозрастными комплексами субвулканических и гиповулканических малых интрузий базальт-андезит-дацит-липаритовой и гипабиссальных малых интрузий габбро-диоритовой формаций. Верхний возрастной предел интрузивных фаций устанавливается как до меловой.

3. Рудомещающие ниже-среднеюрские отложения терригенного флиша восточного сегмента мегаантиклинория Б.Кавказа расчленяются на следующие структурно-формационные зоны второго порядка (с севера на юг);

1) Метлихта-Ахтычайскую; 2) Тфанскую; 3) Сарыбашскую. В северной и южной зонах развиты отложения только терригенного флиша мощностью до 4-6 км; в центральной, Тфанской зоне наряду с глубокоководными фациями терригенного флиша (мощностью до 9-10 км) сосредоточены маломощные горизонты вулканитов

недифференцированной формации.

В отличие от обрамляющих зон, где основную роль играют дисгармоничные сундучные антиклинальные поднятия конседиментационного возраста заложения и локальные складки нагнетания, в центральной зоне развиты протяженные линейные складки.

Геологическими границами зон служат разломы глубокого заложения общекавказского простирания, фиксирующиеся поясами субвулканических малых интрузий обеих формаций. При этом наибольшая концентрация даек наблюдается в Тфанской зоне, где они образуют рои, приуроченные к веерообразно расходящимся по восстанию пучкам взбросо-надвиговых разломов, осложняющих крылья и узкие своды линейных антиклинальных складок.

4. Рудовмещающие продольные структурно-формационные зоны расчленяются на ряд крупных конседиментационных, длительно мобильных поперечных блоков воздымания и прогибания.

5. Подавляющее большинство рудопроявлений и месторождений приурочено к длительно мобильным поперечным поднятым блокам конседиментационного возраста заложения.

Одни из них (Филизчайское, Жихихское, Кацмалинское и др.) приурочены к крыльям поднятий и контролируются продольными ограничивающими глубинными разломами конседиментационного возраста заложения, другие (Катехское, Кацдагское, Кзылдаринское и др.) — к ядрам линейных антиклиналей и локальных структур нагнетания.

Палеогеографический анализ показал, что на склонах этих же поднятий, позднее превращенных в пологие крылья сундучных антиклиналей (часто осложненных мелкими конвергентными складками, крутыми впадинами разломами и пологими надвигами) концентрируются горизонты сидеритовых, пирит-сидеритовых конкреций и линзы, прослой сульфидных (пиритовых) глобулитов.

6. Среди разнообразия морфогенетических типов колчеданных залежей главными являются: а) на крыльях антиклинальных поднятий — крупные пластообразные залежи слоисто-полосчатых, массивных и брекчиевидных руд, образующих по падению

и простиранию рудомещающих пологих ($45-55^{\circ}$) надвигов резкие раздувы и пережимы и "подпирающиеся", со стороны лежащего бока, продольными колоннами прожилковых руд того же пирит-халькопирит-полиметаллического состава (Филизчайское месторождение); б) в ядрах складок нагнетания - сундучные залежи массивных пирит-полиметаллических руд с расходящимися по падению линзовидными выступами и обрамленные зонами прожилково-вкрапленных руд того же состава (Катех, Чедер, Гюмбулчай и др.); в) в ядрах линейных антиклиналей - линзы, лентовидные и жилкообразные залежи массивных, преимущественно медно-пиритовых руд, контролируемых дайками и субпластовыми телами.

7. Наиболее ранними (первый этап) являются гетерогенные пирит-полиметаллические руды. Начальная их стадия связана с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, образовавших горизонты, линзы и прослои существенно пиритовых руд по-видимому за счет подводных экзогазий в период деятельности вулканизма спилито-диабазовой формации. Магмо- и рудоподводящими каналами, по-видимому, служили консециментационные глубинные разломы, разделяющие крупные антиклинальные поднятия.

Вторая, собственно пирит-халькопирит-полиметаллическая стадия сформировалась вслед за внедрением даек последовательно-дифференцированной формации, на которые они отчетливо накладываются с образованием гипогенной колонки выщелачивания вдоль эндоконтактовых их ореолов.

Формированию медно-пиритовых руд (второй этап) предшествует интенсивный динамометаморфизм пирит-полиметаллических руд и внедрение интрузий габбро-диоритов.

8. Изучение закономерностей размещения месторождений и рудопроявлений медно-пиритового и пирит-полиметаллического состава показало, что указанные типы руд образуют отчетливо выраженную поперечную горизонтальную зональность следующего строения: в центре металлогенической провинции (Тфанская зона) концентрируются месторождения и рудопроявления медно-пиритового состава, при резко подчиненной роли руд пирит-полиметаллического состава.

К югу от Центральной зоны прослеживается собственно Филлизчайская колчеданно-полиметаллическая зона, где господствующую роль играют руды пирит-полиметаллического состава, при резко подчиненной роли медно-пирротиновых руд.

Наконец в наиболее южной Катех-Гюмбулчайской металлогенической зоне развиты руды исключительно пирит-полиметаллического состава.

Н.К.Курбанов, Т.Г.Гаджиев, Ю.П.Зарянов

ЦНИГРИ, Москва
УСМ по геологии АзССР, Баку

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ АКТИВАЦИИ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ НА ПРИМЕРЕ РЯДА РАЙОНОВ МАЛОГО КАВКАЗА

1. Мегантиклинорий Малого Кавказа представлял собой сложно построенный эвгеосинклинальный прогиб, возникший на обширном северо-восточном крыле гетерогенного Иранского срединного массива.

По данным геофизики (ГСЗ, аэромагнитометрии и гравиметрии) мощность континентальной коры, служившей складчатым основанием мезозойского М.Кавказа, составляет около 15-25 км.

2. Анализ структур, фаций и формаций мезо-кайнозойских отложений М.Кавказа и развитого в его пределах эндогенного оруденения свидетельствует о существенном отличии металлогении и магматизма этой эвгеосинклинальной зоны от таких классических эвгеосинклинальных зон как Тагильо-Магнитогорский синклинорий.

3. Начальный этап мезозойской активизации (тоар-аален) знаменует собой накопление в локальных прогибах маломощных толщ терригенного флиша (С-В склон М.Кавказа) и продуктов редуцированных трещинных излияний недифференцированных базальтов натровой серии (Араксинская зона ю.в.склона М.Кавказа);

4. Ареной раннегеосинклинального магматизма (байос-бат) оказался северо-восточный склон М.Кавказа (Сомхито-Агдамская и Кафанская структурно-формационные зоны):

Характерной особенностью этого магматизма является господство вулканогенных и интрузивных фаций, объединяющихся в единую вулcano-плутоническую ассоциацию, в составе которой выде-

ляются - ранняя базальт-андезит-дацит-липаритовая формация, сформировавшаяся исключительно в результате вулканизма центрального типа (с высоким, 65-70%, коэффициентом эксплозивности) в режиме компенсированного прогибания и завершающая, раннегеосинклиналичную стадию, габбро-диорит-плаггиогранит-порфировая формация, становление которой происходило на фоне общего воздымания и консолидации упомянутых зон.

5. В позднегеосинклиналичную стадию (верхняя юра - нижний мел) активизируется почти вся площадь М.Кавказа. В целом эта стадия характеризуется накоплением вулканомиктовых, карбонатных толщ, андезитов-базальтовым вулканизмом центрального типа и внедрением гипабиссальных субщелочных интрузий габбро-диорит-гранитного ряда; на северо-восточном склоне, в локальных, часто поперечных прогибах происходит накопление трахибазальтов и щелочных серий вулканитов преимущественно трещинного типа.

6. Особое место в истории магматизма и тектоники М.Кавказа занимает верхнемеловой этап - на месте современной осевой части хребта возникает узкая, протяженная шовная геосинклиналь (Севано-Карабахская зона), обрамленная с юга мощным поясом гипербазитов и продуктами цветного меланжа; в строении шовной геосинклинали принимают участие афировые базальты недифференцированной и продукты контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой формаций, развившиеся в целом в режиме некомпенсированного прогибания.

7. Палеогеновый этап характеризуется общим воздыманием значительной части территории М.Кавказа и превращением его в геоантиклинальное поднятие на фоне бурного субсеквентного вулканизма. Исключение составляет южная, Араксинская зона, где в локальных прогибах накапливаются продукты натровой и кали-натровой серии геосинклиналичных вулканитов последовательно дифференцированной андезитов-базальт-липарито-дацитовой формации, формирование которых перманентно сменяется внедрением интрузий габбро-монзонит-диоритовой и гранодиорит-порфировой формаций.

8. Сложная и многообразная история развития эвгеосинклинали М.Кавказа находит свое отражение и в петрографо-

петрохимических особенностях слагающих ее магматических формаций:

а) в целом основные дифференциаты вулканогенных формаций относятся к серии толеитовых базальтов, а кислые и средние к известково-щелочной;

б) широкая вариация (нередко в пределах одних и тех же зон и блоков) соотношений суммы щелочей Na_2O , K_2O и Al_2O_3 в юрских и эоценовых магматических комплексах, при устойчивых соотношениях указанных параметров в типично-натровых верхнемеловых вулканогенных формациях.

в) порфирный облик пород ранних (юра) стадий геосинклинального магматизма и афировый облик вулканитов средней (верхне-меловой) стадии;

9. Гетерогенный характер формирования эвгеосинклинали М.Кавказа, перманентное развитие собственно геосинклинальных магматических формаций не только во времени, но и в пространстве, обусловленное миграцией прогибов с севера на юг, своеобразие петрографо-петрохимических особенностей этих формаций и накопление продуктов собственно инициального магматизма не в начальной, а в средней стадии формирования эвгеосинклинали — объясняется гетерогенным строением складчатого основания и значительной мощностью континентальной коры в ее пределах.

10. Свообразие тектоно-магматического развития эвгеосинклинали во многом предопределило металлогению колчеданных месторождений М.Кавказа:

а) на М.Кавказе медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения пространственно и генетически связаны с геосинклинальными вулканогенными формациями как натрового, так и кали-натрового ряда.

При этом наиболее продуктивными оказались вулканиты последовательно дифференцированных формаций. В этой связи весьма важным поисково-оценочным критерием является многоэтапность формирования колчеданных руд, обусловленное многократным повторением во времени указанных рудоносных формаций;

б) четко установлено три этапа колчеданообразования — средне-юрский, верхнемеловой и эоценовый. При этом в верх-

немеловом этапе следует выделять две продуктивные формации - последовательно дифференцированную формацию Болнисского района Грузии и контрастно-дифференцированную шогной геосинклинали Севано-Карабахской зоны;

в) благодаря миграции не только во времени, но и в пространстве колчеданосных формаций в каждой конкретной зоне формировались колчеданные руды только одного временного отрезка;

г) характерной закономерностью размещения и условий локализации колчеданных месторождений является приуроченность к вулcano-тектоническим поднятиям различного масштаба, созданным совокупностью аппаратов центрального типа. Указанные поднятия отличаются мозаично-блоковым строением, наличием кальдер обрушения, часто опоясанных полукольцевыми структурами, сложенными субвулканическими и экструзивными фациями кислых вулканитов;

д) колчеданные месторождения и рудопроявления всех трех этапов гетерогенны и в той или иной степени несут черты конвергентности. При этом основной объем руд образовался синхронно с вмещающими вулканитами кислого состава преимущественно гидротермально-метасоматическим путем, но нередко и в результате эксгаляций в изолированные морские бассейны крупных кальдер обрушения;

е) характерной особенностью геохимической специализации колчеданных месторождений особенно первого (среднеюрского) и третьего (эоценового) этапов является полиметаллический облик и резко повышенное содержание молибдена, мышьяка, а для некоторых месторождений - олова и ртути. Таким образом и геохимическая специализация колчеданных месторождений М.Кавказа свидетельствует о значительной роли в их формировании континентальной коры.

РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

1. Раннегеосинклинальный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория сопровождался образованием большого количества субвулканических пород, состав которых в целом отвечает составу родственных вулканогенных формаций. Наиболее разнообразными по петрографическим, петрохимическим и фациальным особенностям являются субвулканические породы, связанные с контрастными базальт-липаритовыми и последовательными базальт-андезит-дацит-липаритовыми формациями силурийского и среднедевонского возраста. Субвулканические комплексы, связанные с контрастными формациями, представлены, с одной стороны, диабазами и диабазовыми порфиритами и, с другой стороны, дацитовыми порфиритами, липарито-дацитовыми и липаритовыми порфирами. В субвулканических комплексах, связанных с последовательными формациями, в той или иной мере наблюдается полный ряд пород основного, среднего и кислого состава. Вместе с тем и в том, и в другом случаях в субвулканических комплексах обычно резко преобладают породы кислого состава, с которыми наиболее тесно во времени и пространстве связаны проявления колчеданного оруденения.

2. Субвулканические породы дифференцированных вулканогенных формаций, локализующиеся в длительно развивавшихся сколовых зонах синвулканического заложения, образовались в результате эволюции большей частью автономных расплавов различного состава и происхождения. Ранние субвулканические образования кристаллизовались в процессе активного вулканизма, тогда как поздние субвулканические породы внедрялись после прекращения вулканической деятельности, приведшей к образованию дифференцированных вулканогенных формаций. Вследствие этого поздние породы размещаются не только внутри родственных вулканогенных толщ, но иногда проникают и в более молодые раннегеосинклинальные вулканогенные и вулканогенно-оса-

дочные формации. Эволюция кислых расплавов, игравших наиболее важную роль в образовании субвулканических комплексов дифференцированных формаций, характеризовались обычно гомодромной направленностью с некоторыми отклонениями, обусловленными процессами ассимиляции корового вещества и автономным ходом дифференциации вещества в промежуточных очагах. В процессе становления комплексов менялись и морфологические особенности субвулканических тел.

3. Продукты последовательных стадий становления кислых членов субвулканических комплексов отличаются друг от друга рядом петрографических и петрохимических особенностей и типоморфными особенностями породообразующих минералов, в то же время сохраняя свой отчетливо выраженный натровый характер и единство корреляционных связей между петрогенными элементами. В породах различных фаз внедрения кислых субвулканических пород меняется содержание элементов-примесей, в частности, меди. Наиболее высокие содержания меди наблюдаются в самых поздних кислых субвулканических породах силурийского субвулканического комплекса и в промежуточных в хронологическом отношении кислых породах среднедевонского комплекса. В последнем более широко развиты сформировавшиеся после отложения колчеданных руд субвулканические образования, характеризующиеся специфической термолюминесценцией фенокристаллов кварца.

4. Наблюдается определенная связь между набором кислых субвулканических пород и, следовательно, строением субвулканических комплексов в определенных блоках, в которых развиты дифференцированные вулканогенные формации, и минералогическими особенностями расположенных в этих участках колчеданных месторождений. Эта связь определяется, вероятно, характером тектонических движений, регулировавших поздние фазы синхронной эволюции автономных магматических и гидротермальных рудоносных систем.

5. Размещение колчеданного оруденения в дифференцированных формациях контролируется, наряду с их строением и структурными особенностями различных участков, характером субвулканических тел и временными соотношениями между циркуляцией рудоносных порций гидротермальных растворов и кристаллиза-

цией субвулканических пород различного состава. Характеризуясь постоянной приуроченностью к полям концентрации кислых субвулканических пород, колчеданные руды в одних случаях залегают в нижнем или верхнем контактах субвулканических тел, в других случаях концентрируются на некотором удалении от них.

И.С.Вахромеев, В.П.Клемин, Ф.Н.Рянский, К.А.Уразаев
ИГ БФАН СССР, Уфа

ЭПОХИ ВУЛКАНИЗМА И КОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

В собственно геосинклинальный (0-Д₂) этап развития палеозойской геосинклинали Южного Урала на территории Магнитогорского мегасинклинория проявились две крупные эпохи вулканизма: ордовик-франская и позднегурнейско-раннебашкирская. Начало каждой из них причинно связано с геодинамической обстановкой общего растяжения, в которое вовлекалась эта область. В колчеданосных структурно-формационных зонах липарито-базальтового вулканизма вулканическая деятельность той и другой эпохи эволюционировала от извержений собственно базальтовых лав через андезито-базальты к андезитам и липарито-дацитам. Каждое из этих изменений состава извержений было приурочено к периодам смены общего растяжения последовательно нарастающим сжатием.

Помимо иттенсичной кислой вулканической деятельности липарито-дацитового этапа, образование кислых вулканитов в меньшей мере имело место и в заключительные фазы промежуточных этапов вулканизма - собственно базальтового, андезито-базальтового и андезитового. В ордовик-раннефранскую эпоху извергались натровые липарито-базальтовые серии, а позднегурнейско-раннебашкирскую - калинатровые трахилипарито-базальтовые серии.

Колчеданное оруденение Магнитогорского мегасинклинория, размещаясь как правило в раннегеосинклинальных толщах нижнего ордовик-раннеживетского структурного яруса, формируется в связи с проявлениями кислого вулканизма как ордовик-

раннефранской, так и позднегурнейско-раннебашкирской вулканических эпох. Образование колчеданных месторождений первой эпохи общепризнано.

Возможность нахождения колчеданных руд второй-каменноугольной эпохи может быть обоснована выявлением в последнее время в ряде рудных полей с колчеданным оруденением каликатровых порфиров с повышенной щелочностью, для которых K/Ar датированием выявляется время образования около 300-310 млн. лет (граница C_1/C_2 по уральской геохронологической шкале, М.А.Гаррис, 1964). На наличие колчеданных руд этой эпохи указывают результаты статистического анализа данных K/Ar датирования околорудных серицитсодержащих пород колчеданных месторождений, выявляющего большую их группу с возрастом 300-310 млн. лет. Из непосредственных доказательств проявления колчеданного оруденения в каменноугольное время можно привести нижеследующие:

1) наложение полиметаллически-колчеданного оруденения на диориты фэйзуллинского комплекса, образованные в конце девона - начале карбона; 2) проявление золото-колчеданно-баритового оруденения месторождения Камышы-Узяк и ряда колчеданных рудопроявлений в кварцевых порфирах, прорывающих нижнекаменноугольные слоистые отложения восточной части Бакрузякского рудного поля; 3) развитие на Юбилейном месторождении протяженных крутопадающих жил богатого медистого колчедана, имеющих возраст около 300 млн. лет (данные K/Ar датирования серицитолитов) и секущих пологие линзы колчеданных руд девонского возраста; 4) наличие в сместителях посленижетурнейских взбросов и надвигов Сибайского, Тубинского и Петропавловского рудных полей вкрапленной медисто-колчеданной и полиметаллически-колчеданной минерализации, также жил серицитизированных кварцевых порфиров и некоторые иные данные.

СИЛУРИЙСКИЙ БАЗАЛЬТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ПРИСАКМАРСКОЙ
СИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ НА КЖНОМ УРАЛЕ И СВЯЗЬ С НИМ
СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В Присакмарской синклинальной зоне центральной части западного крыла Магнитогорского мегасинклинория установлена следующая последовательность развития процессов магматизма и сульфидного оруденения.

1. В течение лландовери – нижнего венлока происходило подводное трещинное излияние лав основного состава – диабазов, диабазовых порфиритов, спилитов, перемежающихся с линзами кремнистых, кремнисто-глинистых, углисто-глинистых сланцев; основной вулканизм завершился накоплением толщи эффузивов кислого состава – лав и туфов липарито-дацитовых, дацитовых порфиритов, так же переслаивающихся с линзами кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев. Эффузивно-осадочные отложения прорваны дайками субвулканических диабазовых порфиритов и редкими – кварцево-плаггиоклазовых порфиритов липарито-дацитового состава. Образования лландовери – венлокского вулканогенного комплекса относятся к натровой липарит-базальтовой формации.

2. В течение венлокского времени вслед за отложением вулканогенных образований происходило внедрение комагматичных интрузий основного состава – габбро, габбро-норитов, пироксенитов, относящихся к нижнесилурийской габбровой формации.

3. С формированием лландовери-венлокской вулканогенной липарит-базальтовой формации парагенетически связано проявление колчеданного оруденения, относящегося, по ряду характерных признаков, к эксталяционно-осадочному типу.

4. С внедрением интрузивных образований габбровой формации парагенетически связано формирование в венлоке сульфидных медно-никель-кобальтовых месторождений. Эта связь выражена в том, что источником рудообразующих компонентов

Fe, Cu, Zn, Co, Sn, As, Ag, Ba, Mo, с источником эндогенных эма-

наций и гидротермальных растворов, обусловивших метасоматическое перераспределение петрогенных элементов, мобилизацию из вмещающих пород и концентрацию отдельных металлогенных элементов (Ni, Co), явился магматический очаг, давший интрузивные породы габбровой формации.

5. В поздневенлокское и раннелудловское время в Присакмарской синклинальной зоне имел место перерыв в магматической деятельности и отложение терригенно-осадочной толщи, мощностью до 370 м. Наличие в конгломератах этой толщи галек метасоматических и оруденелых пород, относящихся к околорудным метасоматическим образованиям колчеданной и медно-никель-кобальтовой формаций, подтверждает наличие тесной связи процессов рудогенеза с нижнесилурийской магматической деятельностью.

6. Новый, верхнесилурийский этап вулканизма в Присакмарской синклинальной зоне характеризуется формированием лудловского вулканогенного комплекса, относящегося к натровой андезито-базальтовой формации. Он сложен спилитами, диабазами, пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами андезитового, андезито-базальтового состава с прослоями углито-глинистых сланцев. Эффузивно-осадочные отложения прорываются редкими субвулканическими телами диабазовых порфиритов и порфиров липарито-дацитового состава. Сульфидные рудопроявления, парагенетически связанные с формированием этого комплекса, неизвестны.

А.А. Малахов, Б.В. Аржавитин
ИГ БФАН СССР, Уфа

О СИНХРОННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ (МАКАН-БУРИБАЕВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Макан-Бурибаевский рудный район расположен в западном борту Магнитогорского мегасинклинория восточного склона Южного Урала. В геологическом строении рудного района участвуют палеозойские вулканогенные, осадочные и интрузивные породы, перекрытые мезо-кайнозойскими образованиями. Позднесилурийско-нижнедевонские вулканогенные породы баймак-

бурибаевской свиты, вмещающие колчеданные месторождения, имеют трехчленное строение. Нижняя часть сложена породами диабазового и андезито-диабазового состава мощностью до 900 м, средняя часть представлена породами андезитового состава (от 0 до 200 м) и верхняя часть сложена вулканитами дацитового и липарито-дацитового ряда (до 400 м). Характерно широкое развитие обломочных вулканитов, лав и субвулканических пород, особенно среди кислых разностей.

Рудные тела располагаются в узком стратиграфическом интервале под толщей кислых вулканитов и имеют большую часть согласное залегание с вмещающими вулканогенно-осадочными породами.

Структурно-текстурные и геохимические особенности руд указывают на сложность формирования месторождений, разнообразие процессов рудогенеза и, по-видимому, их геологическую кратковременность.

Выделяются рудный и пострудный этапы формирования месторождений. Отложение и консолидация колчеданных тел (рудный этап) сопровождается одновременным гидротермально-метасоматическим преобразованием пород лежачего бока, развитием гидротермального прожилкового кварц-сульфидного оруденения в интенсивно нарушенных породах лежачего бока залежей (рудоподводящие структуры) и отложением эксталяционно-осадочных колчеданных тел в придонных условиях на границе твердой и жидкой фаз, несколько позже псевдогидротермальным и диагенетическим преобразованием сульфидных руд в контуре сульфидных тел (халькофильная среда) и в конечном итоге образованием чрезвычайно сокращенной асимметричной зональности внутри залежей и характерным двухпиковым распределением δS^{34} сульфидов.

В пострудный этап формируются безрудные или с незначительным количеством сульфидов прожилки, имеющие очень подчиненное значение.

На сингенетичность колчеданных месторождений указывают перемежаемость вулканогенно-осадочных пород и колчеданных тел, наличие колчеданной гальки в породах висячего бока и пиритизированных окаменелостей в рудных телах, одинаковое

стратиграфическое положение типично осадочных сульфидных тел и гидротермально-метасоматических, комплекс структурно-текстурных признаков, характерный для минералов, выпадающих в придонных условиях (полосчатые текстуры руд, согласные с напластованием вмещающих пород, микросетчатые текстуры усыхания, колломорфные и узорчатые текстуры, микроглобули и т.д.); интенсивное дробление пород лежачего бока залежей (рудоподводящие структуры) и отсутствие дорудных нарушений на продолжении этих структур в породах кровли, резкие контакты кровли рудных тел и весьма неровные подошвы, развитие на значительных площадях в породах лежачего бока рудных тел первичных ореолов рассеяния, опускание их на значительные глубины в зонах нарушений и отсутствие в породах висячего бока, узкие вытянутые ореолы рассеяния вдоль пострудных структур в породах висячего бока, размещение полисульфидной минерализации в контурах пиритовых руд.

Отмеченные признаки характерны для эксгляциянно-осадочных колчеданных месторождений. Они обнаружены ранее и на других колчеданных месторождениях Южного Урала (Блява, Комсомольское) и Мугодзар (Весеннее, Приорское).

Д.А. Малахов
ИГ БФАН СССР, Уфа

О СИНХРОННОМ ОБРАЗОВАНИИ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ И КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В геологическом строении Маканского рудного поля принимают участие верхнесилурийские вулканогенно-осадочные образования мощной (1800 м) баймак-бурибаевской свиты, представленной преимущественно породами андезито-базальтового (внизу) и андезито-дацитового (вверху) состава. Они прорваны пострудными дайками и субвулканическими телами кислого и основного состава.

Использование комплекса методов, в том числе магнитометрического, позволило установить господство пирокластических и лавовых фаций в пределах андезито-дацитовой толщи.

Колчеданные тела и интенсивная сульфидная минерализация Маканского, Октябрьского, Ташкулинского месторождений локализуется в определенных горизонтах, к которым приурочены туфогенно-осадочные отложения, в пределах маломощной толщи (до 250 м) – в кровле пирокластов андезито-базальтовой толщи в низах андезито-дацитово́й.

Рудные тела и интенсивная прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в метасоматитах образовались в придонных условиях в зоне сильного воздействия эндогенных минерализаторов.

Установлены: согласное залегание плоских линзообразных рудных тел среди вулканогенно-осадочных пород, их тесная ассоциация с туффитами, слабоволнистая поверхность кровли залежей и преобладающая весьма неровная до гребенчатой форма их подошвы.

Отмечено почти повсеместное отсутствие нарушений в кремнистых туффитах, залегающих непосредственно над рудными телами при наличии интенсивных в породах лежащего бока.

Внутри млшних колчеданных залежей отмечена тенденция к зональному размещению различных типов руд и реликты полосчатых текстур сульфидных руд, согласных с напластованием рудовмещающих вулканогенных пород. В породах всячего бока найдены обломочные обособления колчеданных руд.

Среди массивных пиритовых руд широко распространены колломорфные текстуры и микроскопические скопления пиритовых глобулей, которые многими исследователями колчеданных месторождений рассматриваются как первоначально осадочные образования.

Геохимические одноэлементные и комплексные ореолы рассеяния имеют вытянутую форму. В породах лежащего бока рудных тел они приурочены к дорудным нарушениям и имеют широкое развитие. В породах всячего бока сосредоточены около пострудных нарушений и встречаются значительно реже.

Андезито-базальтовые породы подрудной толщи характеризуются незначительным повышением содержания меди и цинка, в андезито-дацитовых породах надрудной толщи этих примесей очень мало, рудные горизонты содержат очень мно-

го меди, цинка, много золота, серебра и свинца, безрудные интервалы андезито-дацитовых пород рудоносной толщи содержат повышенные количества упомянутых элементов.

Сложная конфигурация гистограмм изотопного состава серы фиксирует сложный генезис формирования сульфидного оруднения.

Указанные признаки позволяют предполагать формирование согласных залежей рудного поля в значительной мере хемогенно-осадочным путем, а сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации в породах лежащего бока — гидротермальным. Сложный механизм образования медноколчеданных залежей рудного поля принципиально не отличается от формирования третичных Японии и среднеюрских Большого Кавказа, только здесь интенсивнее проявились процессы наложенного метаморфизма.

А.Г.Жабин, Н.С.Самсонова, Н.А.Пирижняк
ИМГРЭ, Москва, ЦНИГРИ, Москва

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭЙФЕЛЬСКОГО ВУЛКАНОГЕНННОГО СУЛЬФИДО-ОТЛОЖЕНИЯ НА НОВОМ СИБАЕ (ЖУННЫЙ УРАЛ)

При реконструкции учтены исследования М.Б.Бородаевской, С.Н.Иванова, С.А.Рокачева, Н.В.Петровской, В.А.Прокина, В.С.Шарфмана, Л.Г.Паклиной и других геологов.

1. Сибайское колчеданное месторождение приурочено к узкому грабену, который образовался на восточном склоне эйфельского стратовулкана перед началом извержений фазы липаритового вулканизма. Центры извержений липаритовых вулканитов были сосредоточены в грабене, здесь же произошло отложение колчеданных руд.

2. Крупное колчеданное тело Нового Сибая представляет собой три рудные линзы, расположенных друг над другом и соединяющихся в местах наибольших мощностей. Каждая из линз залегает согласно с кислыми вулканитами эйфеля (кариамалыташ). Анализ грабитацонных текстур всех типов показал, что в период сульфидоотложения рудные тела залегали субгоризонтально. Современное их крутое падение на восток вторичное.

3. Руды кристаллизовались в гипергенной обстановке: в мелководных условиях разгрузка эндогенных вулканогенных гидротерм происходила на выходе их в придонные туфы или на склоны вулкана, т.е. на границу морской толщи и кислых вулканитов.

4. Все три рудных тела имеют висячем боку обильные мелкие и крупные сульфидные рудокласты, источником которых являются сами лежащие рудные тела. В средней рудной линзе-пласте фланги сложены целиком из рудокластов разного состава и петрокластов, сцементированных эксгаляционно-осадочными сфалерито-пиритовыми агрегатами. Эти факты убеждают, что рудные тела, расположенные на трех стратиграфических горизонтах, возникали и росли последовательно: нижнее тело - самое раннее.

5. Рудообразование происходило синхронно с липаритовым вулканизмом. Три фазы отложения и последующего разрушения руд разделены двумя фазами активного вулканизма. Глыбовые лавы и продукты пирокластических потоков в ряде случаев ложились на поверхность нелигифицированного рудного осадка.

6. Зернистые пирититы, слагающие раздувы линз, представляют собой продукты интенсивной сульфидизации нелигифицированных кислых туфов в донной обстановке. Залегающие в лежащем боку среднего рудного тела тонкослоистые, кремнисто-пиритовые руды являются фациальной разновидностью зернистых пирититов и возникли эксгаляционно-осадочным способом.

7. Надрудная слоистая толща базальтовых пирокластов трансгрессивно прислонена с угловым несогласием (8-12°) к склону сибайского липаритового вулкана. При ее отложении продолжалось разрушение верхнего рудного тела, и образовавшиеся обильные рудокласты, вместе с обломками кислых лав, присутствуют в нескольких слоях базальтовых надрудных агломератов.

8. Зональное распределение серных, медных и цинковых руд специфично: соответствующие кольцевые зоны ("тороиды") расположены концентрически по отношению к оси "стержневой зоны". Последняя пересекает под крутым углом плос-

кости всех трех рудных тел-слоев в месте их соединения выпуклыми частями. Ядро стержневой зоны сложено пирититами (серноколчеданными рудами), далее следует кольцо медных руд на пирититовой основе, а на флангах и выклинках - сфалеритовые руды. Поскольку три рудных тела формировались последовательно снизу вверх, имеется и тенденция разворачивания зональности вдоль оси "стержневой" зоны, т.е. перпендикулярно всей стопке залежей: вверх возрастают запасы цинковых руд.

9. При формировании каждого из трех пластовых рудных тел ход событий был стандартным: пирититы → наложение на них халькопирита → наложение сфалерита. При этом происходила и общая эволюция вулканогенных гидротерм, что обусловило интегральную зональность в осевом направлении.

10. Обнаружение рудоподвоящей системы со стороны лежащего бока нижнего рудного тела (далее - вдоль "стержневой" зоны) объяснило природу специфической осевой симметрии зональности распределения меди и цинка.

11. Разворачивание блоков, вмещающих руды Нового Сибая, происходило после рудоотложения и после отложения надрудной базальтоидной пачки.

12. Поступление вулканогенных рудоносных гидротерм продолжалось и в момент разрушения верхнего рудного тела - рудокласты в спилитовых туфобрекчиях продолжают дорастать сфалеритовыми оторочками. На путях подъема эти гидротермы местами разгружались в пределах ранее отложенных рудных линз, что привело к образованию около экранирующих синвулканических нарушений столбообразных участков, обогащенных цинком.

Е.В. Попов
БТИУ, Уфа

О ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ И ГЕНЕЗИСЕ ЮБИЛЕЙНОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

¹ Месторождение расположено в северной части Бурибай-Маканского рудного района в западном крыле Магнитогорского мегасинклиория.

Геологический разрез месторождения сложен вулканитами

верхнего силура. Снизу вверх выделяются толщи: 1. спилито-диабазовая, 2. андезито-дацитовая, 3. базальтовая, 4. андезито-базальтовая.

Промышленные медноколчеданные залежи приурочены к основанию андезито-дацитовой толщи, незначительное оруденение встречается в ее верхней части.

Основной рудоконтролирующей структурой рудного поля служит глубинный разлом, морфологическими проявлениями которого являются: а) грабенообразное понижение в рельефе поверхности спилито-диабазовой толщи; б) вулканические постройки андезито-дацитового состава, возникшие над грабеном; в) рудные залежи и зоны интенсивных гидротермальных изменений в подрудных породах, развитие преимущественно в пределах упомянутого понижения.

Глубинный рудоконтролирующий разлом имеет простирание ссз-350° и погружается к северу под более молодые вулканы третьей и четвертой толщ верхнего силура. Пострудные нарушения орогенного этапа ориентированы по азимуту сз-310-340°.

Максимальные мощности кислых вулканитов второй толщи приурочены к восточному борту разлома. Здесь же наблюдаются куполообразные повышения в рельефе кислой толщи, связанные, по-видимому, с накоплением пирокластики вблизи вулканических очагов.

Медноколчеданное оруденение образовалось в доорогенный этап и имеет сложный генезис. Первоначально были сформированы вулканогенно-осадочные пластообразные залежи серноколчеданных и медно-цинковых руд в основании андезито-дацитовой толщи. Под действием поднимающихся растворов одновременно происходили метасоматические изменения новообразованных руд. После перекрытия залежей кислыми вулканитами продолжавшееся поступление гидротермальных растворов приводило к перераспределению компонентов в рудном теле и отложению новых порций руд, изменению первичных структур и текстур руд и некоторому выносу наиболее подвижных элементов в среднюю и верхнюю части андезито-дацитовой толщи. Таким путем формировались незначительные по размерам, но богатые медью и цинком рудные тела первой залежи.

Колчеданное оруденение синхронно с вмещающими породами андезитово-дацитово-гранитной толщи. Об этом свидетельствуют: а) наличие обломков колчеданных руд в толще пирокластических пород, непосредственно перекрывающих рудное тело второй залежи; б) затухание гидротермального рудного процесса с отмиранием кислого вулканизма; в) узкий стратиграфический интервал распространения оруденения.

Об участии вулканогенно-осадочного процесса в генезисе руд Юбилейного месторождения говорят такие факты: а) согласное залегание рудных тел, их линзообразная и плоская форма, слабо волнистые контакты кровли и весьма неровные очертания подошвы; б) наличие полосчатых текстур сульфидных руд, согласных с напластованием вмещающих пород; в) присутствие некоторых типов колломорфных текстур руд; г) присутствие полностью пиритизированных окаменелостей из рода табуляты; д) асимметричное строение ореола околорудно измененных пород и первичных ореолов рассеяния рудных элементов.

С гидротермально-метасоматическими процессами связано образование секущих апофиз в области лежащего бока, крутая наложенная полосчатость в пологолежащих залежах и наличие нескольких генераций рудных минералов.

В орогенный этап руды были подвергнуты смятию и дроблению. Контакты руд с вмещающими породами тектонически сорваны, особенно со стороны висячего бока.

Изотопный состав серы свидетельствует о ее эндогенном источнике и частичном заимствовании тяжелых изотопов из сульфатных морских вод.

Б.П.Потапенко
ОГТУ, г. Оренбург

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ДОМБАРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

I. Домбаровский рудный район относится к числу сравнительно новых колчеданноносных районов Южного Урала, в пределах которого в 1967-69 гг. открыта группа своеобразных медноколчеданных месторождений (Весенне-Аралчинское, Осеннее и Летнее) и большое число рудопроявлений меди.

2. Рассматриваемый район располагается в крайней восточной части Восточно-Магнитогорской зоны Магнитогорского мегасинклиория на стыке его с Восточно-Уральским мегантиклинорием и приурочен к южному замыканию Теренсайско-Тюлькубайского антиклинория, представляющего одноименную структурно-формационную зону.

В пределах последней автором выделяется три структурно-формационных подзоны: Теренсайско-Боярская, сложенная в основном вулканитами последовательно дифференцированной формации $D_2e_2-εv$; Тюлькубайскую, - на площади которой господствуют выходы ордовик - нижнесилурийских отложений и Домбаровскую, где развит полный разрез вулканогенных образований $S_2-D_2εv$.

3. Домбаровский рудный район представляет собой район, где можно наблюдать схему эволюции вулканизма от его начальных до завершающих этапов в классическом для Южного Урала виде. Вулканизм начального этапа развития геосинклинали представлен мощной толщей пород вулканогенно-кремнистой формации ($0-S_I$), на которые ложатся с несогласием раннегеосинклинальные вулканиты недифференцированной базальтовой формации S_2-D_I .

В середине этапы раннегеосинклинальной стадии развития геосинклинали на последних, а в ряде случаев и на более древних отложениях $0-S_I$, отлагались вулканические продукты контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой формации $D_I-D_2e_I$.

В завершающие этапы раннегеосинклинальной стадии вулканизм приобрел резко выраженный характер центрального с отложением значительного количества продуктов базальт-андезит-дацит-липаритовой формации $D_2e_2-εv$.

Перечисленные вулканические формации относятся к натровым щелочно-земельным сериям.

4. Интрузивные формации в районе представлены преимущественно образованиями габбро-гранодиорит-плагиогранитной (D_2-D_3) и гранитной формаций (Pz_3).

5. Проявления медного оруденения колчеданной формации известны во всех вулканических комплексах района, однако

промышленное оруденение установлено к настоящему времени только в вулканогенных породах недифференцированной базальтовой формации B_2-D_I , хотя генетически связывается с формированием вышележащих вулканитов базальт-диабазитовой формации $D_I-D_2e_I$. Рудные залежи Весенне-Аралчинского, Осеннего и Листнего месторождений залегают на разных стратиграфических уровнях, локализуясь преимущественно в верхах толщи вулканитов недифференцированной базальтовой формации.

6. Колчеданные руды всех месторождений района, сформировавшиеся в 2-5 стадий, характеризуются обычными содержаниями меди и цинка, повышенными (на порядок) содержаниями кобальта и пониженными содержаниями золота, что отражает металлогеническую специализацию вулканического комплекса $D_I-D_2e_I$. В орогенную стадию колчеданные руды некоторых месторождений под влиянием гранитоидов подверглись метаморфизму с интенсивной перекристаллизацией рудного вещества на отдельных участках рудных залежей.

В.С.Требухин
ЦНИГРИ, Москва

ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ ДОМБАРОВСКОГО РАЙОНА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ И СВЯЗЬ С НИМ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

1. Домбаровский рудный район входит в рамки одноименной структурно-формационной подзоны, расположенной в мобильной области стыка Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия. Подзона оконтурена региональными долгоживущими разломами субмеридионального и субширотного простирания древнего заложения на Мазарский, Джаилганский и Весенне-Домбаровский блоки, существенно различающиеся по формациям, фациям слагающих их пород и рудоносности, а также характеризующиеся мозаично-блоковым внутренним строением.

2. На поверхности в Мазарском блоке и на глубине в узком субмеридиональном трого Весенне-Домбаровского блока развиты монотонные подушечные лары афировых базальтов недифференцированной формации (B_2-D_I), образовавшиеся при под-

водных излияниях без существенных перегибов через хорошо проходимые трещинные каналы, приуроченные к субмеридиональным разломам. В участках пересечений их с субширотными нарушениями группируются субвулканические тела плагиопорфировых базальтов и натровых липаритов, предположительно являющихся корневыми образованиями следующей по времени липарит-базальтовой формации (D_{I-D_2e}), развитой в Средне-Орском рудном районе, расположенном юго-западнее.

3. В субмеридиональном трого Весенне-Домбаровского блока недифференцированные монотонные подушечные базальтовые афириты вверх по разрезу постепенно сменяются пестрыми базальтоидными фациями мелкошарового сложения, широко развитыми в пределах локального изометричного лавового плато в Джайлганском блоке. В нем они залегают на субстрате из параамфиболитов ордовика-нижнего силура и представлены многократно чередующимися близгоризонтальными потоками шарово-подушечных афиритов и плагиопорфировых базальтов, капельных лав, гиалокластитов с прослоями кремней и туффилов общей мощностью 1000-1500 м. Анализ фаций показывает, что они формировались в относительно приподнятых участках путем многократно чередующихся подводных излияний с перерывами из трещин и отдельных центров через плохо проходимые каналы. Вблизи них здесь выявлены небольшие вулканические депрессии, заполненные кремнистыми продуктами эксгалаций и вулканомиктами. Фациальный состав вулканитов, пониженные содержания в них титана и повышенные - кремнезема и алюминия позволяют сопоставлять их с базальтами контрастной формации (D_{I-D_2e}).

4. Вулканиты следующей по времени образования андезитовой формации (D_{2e-8v}) представлены обширными полями пирокластов и перемитых вулканомиктовых пород удаленных фаций, а также участками развития жерловых и околожерловых фаций, фиксирующих центральные вулканические аппараты и их группы.

5. Промышленное колчеданное оруденение пространственно и по времени тесно связано с вулканитами липарит-базальтовой формации и переходными к ним образованиями, сменяющими недифференцированную базальтовую формацию. Субвертикальные колчеданные линзы и зоны вкрапленности залегают в долгожи-

вущем магмообразующем канале полиформационного типа, приуроченном к разломной зоне, ограничивающей трог, выполненный базальтами (Весенне-Аралчинское месторождение). Пластообразные близгоризонтальные колчеданные залежи приурочены к верхам разреза базальтов близких к контрастной формации и локализованы в мелких вулканических депрессиях, соседствующих с вулканическими каналами в пределах небольшого лавового плато. Одни из этих залежей содержат в донных частях магнетит и не имеют ясно выраженных выводных путей (Летнее месторождение), другие сопрягаются с субвертикальными шлейфами вкрапленности, развившимися по хлорит-серицитовым метасоматитам, наследовавшим выводной канал (Осеннее месторождение). Зоны непромышленной пиритовой вкрапленности совпадают с жерловыми и прижерловыми частями некоторых палеовулканов андезитовой формации (Домбаровское рудопоявление).

Л.Я.Берг, С.С.Карагодин, В.И.Чесноков, В.Б.Чесноков,
Н.Е.Федорчук
СГИ, Свердловск

МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ПРЕОБРАЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ ДОМБАРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (Северные Мугоджары)

Породы Домбаровского рудного района с его медноколчеданными месторождениями Весеннее, Летнее, Осеннее, молибденовым рудопоявлением Домбаровское - Ш и другими подверглись многоэтапным метасоматическим преобразованиям. Выделяются последовательно проявленные формации пропилитов, контактовых метасоматитов, кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов и аргиллитов.

Наиболее ранними являются сопряженные с вулканизмом зеленокаменные преобразования, представленные эпидот-хлорит-актинолитовыми пропилитами. Изменения выразились в развитии альбит-хлорит-эпидот-амфибол-серицит-карбонатной ассоциации.

В связи с внедрением гранитоидов Кошенсайского массива по вмещающим пропилитизированным эффузивам экзоконтакта развилась роговиково-скарновая формация, подразделяемая на фа-

ции роговиков и скарноидов. Состав роговиков актинолит-кварц-биотит-магнетитовый. Скарнирование привело к возникновению эпидот-диопсид-гранат-карбонат-магнетитовой ассоциации, иногда со скаполитом (без диопсида), слагающей линзы, гнезда различных размеров и прожилки.

Кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, сопровождающие медноколчеданные рудные тела и связанные, по-видимому, с перераспределением и дополнительным привнесом меди и цинка, развиваются по прожилкам, роговикам и скарноидам. Их ореолы характеризуются отчетливым зональным строением: внешняя - хлоритовая зона, промежуточная - кварц-серицит-хлоритовая зона, внутренняя - кварц-серицитовая зона.

Послемагматические процессы позднеорогенного периода развития территории обусловили образование низкотемпературных аргиллититов по Кошенсайским гранитоидам, вулканитам и поздним дайкам кислого состава. В ореолах аргиллизированных гранитоидов выделяются следующие зоны: 1) хлорит-карбонат-альбитовая с серицитом; 2) кварц-серицит-гидрослюдистая; 3) кварц-гидрослюдисто-каолининовая. Предполагается наличие (4) кварц-каолининовой и (5) кварцевой зон. Аргиллизация в роговиковых вулканитах фиксируется хлорит-серицит-карбонат-каолинит (?) - кварцевым парагенезисом. Рудная минерализация приурочена к внутренним и промежуточным зонам аргиллититов.

Ю.С. Емельянов
УГГУ, Свердловск

ЭКСТРУЗИВНО-КУПОЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО РАЙОНА И ПОЛОЖЕНИЕ В НИХ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

На основании литолого-фациальных исследований и палеовулканических реконструкций колчедановых вулканогенных толщ Верхнеуральского района произведено литолого-фациальное расчленение рудовмещающих отложений, составлены литолого-фациальные карты рудовмещающей, надрудной и подрудной толщ девона. Для анализа распределения мощностей и фаций вулканогенно-осадочных пород и выявления особенностей внутреннего строения вулканических структур литолого-фациальные карты совмещались с картами изомощностей или изогипс кровли

толщ. Проведен анализ изменения фаций и мощностей толщ, сопровождавшийся палеовулканологическими реконструкциями.

В результате этих работ сведения о глубинном геологическом строении района и закономерностях размещения колчеданного оруденения значительно расширились.

Уточнена структурно-тектоническая и литолого-фациальная обстановка локализации колчеданных месторождений северной части Верхнеуральского района. Колчеданосные вулканогенные отложения почти не подвергнуты последующим тектоническим дислокациям. Слагаемые ими структуры имеют синвулканический характер и представляют собою остаточные палеовулканические и палеосорографические образования, в той или иной мере разрушенные и захороненные. Они осложнены многочисленными и разновозрастными разрывными нарушениями, среди которых выделяются древние глубинные разломы, контролировавшие вулканическую деятельность, сформировавшую кислую рудовмещающую толщу эйфеля, андезитовые порфиры, экструзии и субвулканические тела кислых вулканитов позднего живета; разломы, по которым происходили кремнисто-железистые эксгаляции, сформировавшие кварцево-гематитовые породы, разломы, сформировавшие кальдеры, разломы, контролировавшие вулканическую деятельность трещинного типа и др., а также эпивулканические.

Собственно рудоподвоящие и рудораспределяющие разломы являются весьма непротяженными и не могут картироваться на сколько-нибудь значительных площадях. На определенных отрезках они либо совпадают, либо являются оперяющими по отношению к тому или иному из перечисленных выше.

Основой рудовмещающих синвулканических структур являются экструзивные купола кварцевых порфиров, в связи с чем они могут именоваться экструзивно-купольными. Размер экструзий составляет 1,5-2,0 x 1-1,5 км. Мощность кислых вулканитов в центральных, прижерловых, частях экструзивно-купольных структур достигает 1-1,5 км. Характеризуются они однородным строением и отсутствием пирокластических фаций.

В периферических частях экструзивов на удалении всего лишь до 500-1000 м от их ядер, кислые вулканиты представлены чередованием лавовых языков и коротких потоков порфиров,

часто чередующихся с пирокластикой и вулкано-осадочными породами. Мощность их в этих частях уменьшается до первых сотен, а местами и десятков метров. Вследствие сокращения мощности толщи кислых вулканитов, в периферических частях экструзивно-купольных структур большей частью наблюдается относительное воздымание кровли подрудной базальтовой толщи.

Большинство колчеданных месторождений северной части Верхнеуральского района располагаются в периферических частях экструзивно-купольных структур, характеризующихся умеренной или сокращенной мощностью толщи кислых вулканитов, располагающихся непосредственно над выступами базальтов подрудной толщи или в непосредственной близости от них. В большинстве случаев над ними наблюдается также значительное сокращение мощности известняков, перекрывающих рудовмещающую толщу кислых вулканитов, от 200-400 м на флангах до первых десятков метров непосредственно над месторождениями.

Следовательно, непосредственно над колчеданными месторождениями в разрезе наблюдается преобладание наиболее плотных пород базальтового состава, а также рудных тел, а на флангах месторождений - увеличение в разрезе менее плотных кислых вулканитов, известняков и отсутствие рудных объектов. Это обстоятельство создает благоприятные предпосылки для поисков скрытых колчеданных месторождений методом гравиразведки.

Палеогеографическая обстановка формирования рудовмещающего комплекса характеризуется сменой островных условий накопления отложений, вмещающих колчеданные месторождения, весьма мелководными прибрежно-морскими и дельтовыми условиями формирования отложений надрудной толщи. В объеме толщи известняков, непосредственно перекрывающих рудовмещающую, над колчеданными месторождениями широко распространены известняковые гравелиты, конгломераты и брекчии, относящиеся к тыльной части рифов - рифовой лагуне и рифовому прибрежью. В составе толщи, перекрывающей известняки, широко распространены вулканотерригенные отложения - вулканомиктовые гравелиты, песчаники и алевролиты из перетолженной пирокластики преимущественно кислого состава, также относя-

щиеся к прибрежным или дельтовым фациям. Эти признаки в сочетании с изложенными выше могут быть использованы для поисков скрытых колчеданных месторождений, залегающих в структурах, перекрытых отложениями надрудных толщ.

Ю. Н. Юшков

ЧКГРЭ, Челябинск

СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ РУД И ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ СУЛТАНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДААННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геолого-геохимические наблюдения и результаты изучения корреляционных связей между содержаниями элементов в рудах и первичных ореолах методом факторного анализа позволяют выделить следующие стадии формирования руд и первичных ореолов Султановского медноколчеданного месторождения: 1) серицитизации и пиритизации вмещающих пород, 2) серноколчеданную, 3) хлоритизации вмещающих пород (2 генерации), 4) медную, 5) цинковую, 6) полиметаллическую. Разделение четвертой и пятой стадий не вполне надежно-возможно, что они составляют единую медно-цинковую стадий.

В первые две стадии (из изученных элементов) привносились преимущественно кобальт, молибден, селен, мышьяк, частично - теллур и происходил вынос из вмещающих пород натрия, кальция и марганца, в третью и четвертую стадии привносились медь, теллур, мышьяк, марганец, никель и некоторые другие элементы; в пятую - цинк, кадмий и барий; в шестую - серебро, золото, свинец, барий и цинк.

Железо и сера привносились главным образом в первые две стадии.

Серноколчеданное оруденение и сопровождающие его первичные ореолы формировались скорее всего до складчатости, близодновременно с вмещающими вулканитами контрастной базальт-диабазитовой формации живета; руды и ореолы последующих стадий являются, по-видимому, постскладчатыми. Полиметаллическая минерализация и ореолы этой стадии формируются предположительно в заключительные стадии или позднее становления надрудной порфиритовой толщи средне-верхнедевонского возраста и парагенетически с ней связаны.

Все это указывает на одновременность формирования первичных ореолов и руд Судтановского месторождения и их полигенность.

На месторождении, как и на других колчеданных месторождениях, наблюдается следующая зональность в локализации руд: серноколчеданные руды располагаются на нижних горизонтах, руды последующих стадий - выше по разрезу.

Зональное строение первичных ореолов заключается в следующем: медь, цинк, серебро, свинец и барий концентрируются в надрудных (по восстанию рудной зоны) частях комплексного ореола и незначительно - в висшем боку рудных тел; кобальт и молибден - в подрудных частях (по падению рудной зоны); мышьяк около медноцинковоколчеданных рудных тел - как в тех, так и в других, а около серноколчеданных - в подрудных.

Очень четким индикатором подрудных частей комплексного ореола являются локальные ореолы выноса марганца - последний выносится рудными гидротермами из кварц-серицитовых пород и переотлагается в верхних частях разреза. Подобные ореолы образуются под крупными рудными телами преимущественно медноцинково-колчеданного состава и слабо проявлены или отсутствуют под мелкими телами.

Ореолы различных стадий обычно совмещены в пространстве, но в деталях не совпадают и иногда секут друг друга.

В свете изложенных данных представляется, что имеется два типа зональности руд и первичных ореолов: внутримагматическая и межстадийная.

Наличие межстадийной зональности и, соответственно, надрудных и подрудных элементов-индикаторов оруденения, единого ряда зональности первичных ореолов объясняются главным образом унаследованностью путей движения гидротерм разных стадий и наличием прекрасного осадителя элементов цветной группы из более поздних гидротерм - серного колчедана и других сульфидных руд.

С учетом практических последствий изложенного подхода оба типа зональности могут с успехом использоваться для прогнозирования положения рудных тел.

ДООРОГЕННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН УРАЛА
И КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

1. Эвгеосинклинальные зоны Урала с известными колчеданными месторождениями характеризуются преобладанием доорогенных метаморфических процессов. К их числу относятся региональные автотетасоматические изменения, локальная пропилигизация, региональный метаморфизм погружения (цеолитовая и пренит-пумпеллитовая фации), контактовый метаморфизм в связи с позднегеосинклинальными интрузиями (Бородаевская и др., 1968; Иванов, 1964; Кривцов, 1966, 1968; Логинов, 1968; Нечеухин, 1968 и др.). Изменения в условиях зеленосланцевой фации, интенсивно проявленные в Тагильском мегасинклинории, также, вероятно, принадлежат к доорогенным, поскольку зеленые сланцы некоторых месторождений среднего Урала по данным В.А. Заварицкого (1950) и В.П. Логинова (1968) содержат минералы более низкотемпературной и менее глубокой пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма, характерной для позднегеосинклинального развития (Кривцов, 1963, 1972).

2. По ведущей роли тех или иных доорогенных метаморфических процессов, проявленных после зеленокаменных изменений, наиболее изученные колчеданоносные районы Урала могут быть отнесены к четырем группам: 1. с проявлением метаморфизма в условиях цеолитовой фации; 2. испытавшие метаморфизм в условиях пренит-пумпеллитовой фации; 3. метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации с последующим наложением пренит-пумпеллитовой; 4. с широким проявлением контактового метаморфизма в связи с позднегеосинклинальными интрузиями.

3. Колчеданное оруденение, будучи наложенным на зеленокаменные изменения толщ, непосредственно вмещающих оруденение, развивается на фоне аналогичных преобразований, охватывающих вулканиты, которые накапливаются после начала рудоотложения, с различными диапазонами перекрытия во времени. Другие же доорогенные процессы метаморфизма следует рассматривать как послерудные в широком смысле слова, приводящие к той или иной трансформации первично отложенного рудного вещества

4. Для руд месторождений из первой группы районов П.Я.Ярошем (1973) обосновано наличие только диагенетических преобразований, что отвечает общему низкому уровню метаморфизма. Более интенсивные изменения устанавливаются в рудах из районов второй группы. При условиях пренит-пумпеллиитовой фации, а также условия ее проявления заставляют допускать возможность превращений первично отложенных сульфидов железа в пирит и, реже, пирротин; глинистых минералов в гидрослюда; гидроокислов Fe в окислы, а также перетложение и миграцию вещества, подтверждаемые анализом перемещения рудогенных элементов при метаморфизме. В данной группе известны колчеданные залежи, верхние части которых, находящиеся в области границы пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций, испытали диагенез, а нижние - испытали фазовые превращения с развитием пирротина. Значительная роль метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации для формирования месторождений меди штата Мичиган показана У.С. Уайтом (1972).

5. Наиболее интенсивные преобразования руд характерны для районов 3-й и 4-й групп. Детальными исследованиями В.А.Заварицкого (1950), С.Н.Иванова (1939) и П.Я.Яроша (1973) показано, что метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации сопровождается пластическими деформациями рудных тел, вызывает сложные взаимозамещения сульфидов и окислорудных силикатов. Воздействие на руды контактового метаморфизма (4-я группа районов), изученное в последние годы М.Б.Бородаевской и др. (1971, 1973) на прогрессивной стадии вызывает широко проявленные фазовые превращения сульфидов и силикатов, а на регрессивной - перетложение руд с ограниченным приносом вещества.

6. Итоги изучения преобразований колчеданных залежей из разных эвгеосинклинальных зон Урала показывают, что доорогенные метаморфические процессы приводят не только к изменению минерального состава руд, отмеченному В.А.Заварицким (1950), но и обуславливают перераспределение полезных компонентов внутри рудных тел, нередко принимаемое за результат прерывистого гидротермального процесса. Эти данные подтверждают представления о полигенном и полихронном характере колчеданобразования (Смирнов, 1970).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРЯ НА
КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Залегающий в основании эвгеосинклинального разреза ордовикский (?) и раннесилурийский вулканогенно-осадочный комплекс преимущественно спилит-диабазового состава характеризуется минеральными ассоциациями эпидот-актинолитовой ступени зеленокаменной фации (актинолит+эпидот+альбит+хлорит). Колчеданное оруденение в этом комплексе не обнаружено.

Выше по разрезу развиты дифференцированные спилит-кварцальбитофировые колчеданосные комплексы, возраст которых в разных структурных зонах верхнесилурийский и среднедевонский. Для них характерно региональное развитие ассоциаций пумпеллиит-пренитовой фации (пумпеллиит+пренит+альбит+хлорит+эпидот+кварц+карбонат) и более локальное, преимущественно в пределах рудоносных зон, развитие ассоциаций, которые большинство исследователей относят к хлорит-эпидотовой ступени зеленокаменной фации (альбит+эпидот+хлорит+кварц+карбонат). Колчеданное оруденение вместе с ореолом окolorудно измененных пород залегает среди пород эпидот-хлоритовой ступени вблизи контакта с пумпеллиит-пренитовой фацией.

Накапливающиеся позднее, а в некоторых структурных зонах параллельно со спилит-кварцальбитофировыми комплексами, вулканы неколчеданосного ниже-среднедевонского андезито-базальтового Иреникского порфиритового комплекса характеризуются эпидот-актинолитовой ступенью, которая вверх по разрезу, а местами по простиранию сменяется пумпеллиит-пренитовой фацией. Между ними выделяется переходная актинолит-пумпеллиитовая зона (или переходная фация, по А.А.Маракулеву и Л.Д.Куршаковой, 1969), в которой пумпеллиит устойчив наряду с актинолитом и эпидотом. Аналогичная переходная зона между зеленокаменной (зеленосланцевой) и пумпеллиит-пренитовой фациями выделена в Японии и Новой Зеландии (J. Seki, 1969). Верхнедевонский андезито-базальтовый порфиритовый комплекс (колтубанская свита) преобразован в условиях пумпеллиит-пренитовой фации.

Собственно эвгеосинклинальный вулканизм завершается неколчеданосными вулканомиктовыми отложениями среднего и верхнего девона, которые изменены в условиях пумпеллиит-пренитовой фации.

Таким образом, колчеданосные дифференцированные вулканические комплексы отличаются от неколчеданосных наличием минеральных ассоциаций, относимых к эпидот-хлоритовой ступени. Преимущественное развитие этих ассоциаций в пределах рудосных зон позволяет рассматривать их как результат ранней среднетемпературной пропилитизации, с которой связано и колчеданное оруденение. На них наложен региональный метаморфизм пумпеллиит-пренитовой фации. Отсутствие пумпеллита и пренита в околорудно измененных породах и в участках ранней пропилитизации объясняется, согласно Д.С. Коржинскому (1944), влиянием фактора энергии превращения.

Следовательно, поиски скрытых колчеданных залежей перспективны на площадях развития пумпеллиит-пренитовой фации вблизи контакта с продуктами ранней пропилитизации и околорудных изменений.

В.П. Логинов, И.П. Лапутина, Л.П. Носик
ИГЕМ АН СССР, Москва

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА
КОЛЧЕДАНЫХ РУД МАУКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ
УРАЛ)

Месторождение размещается среди зеленокаменных пород, подвергшихся региональному метаморфизму альбит-эпидот-амфиболитовой фации (В.А. Маркс, 1958, 1969). В литературе высказывались различные представления о взаимоотношениях колчеданного оруденения и метаморфизма. В 1973 г. В.П. Логиновым были исследованы следующие признаки наложения регионального метаморфизма на колчеданные руды месторождения: 1) возникновение полных и неполных псевдоморфоз пирротина по кубическому пириту^{х)}; 2) проникновение идиобластов роговой об-

х) Эти псевдоморфозы были обнаружены в интервале 333-335 м зерна сев. 526 В.А. Мащяровым, который любезно указал первому автору в 1957 году их местонахождение.

манки, биотита, граната в массивную и густовкрапленную руду на краях рудных тел при отсутствии признаков гидротермального изменения этих минералов, хотя и с признаками одновременной с ними перекристаллизации руды; 3) обогащение составов граната и роговой обманки, развившихся в пределах руды, соответственно марганцем и магнием (выяснено с помощью электронного микроскопа И.П.Лапутиной) сравнительно с составами этих минералов в удалении от руды; 4) исчезновение обычной для неметаморфизованных колчеданных месторождений зональности роста в реликтовых зернах не только пирита, но и сфалерита. Этими данными существенно дополняются наблюдения других исследователей (Е.В.Прахова, 1966; П.Я.Ярош, 1973) над признаками метаморфизма руд Маукского месторождения.

О геологическом возрасте и длительности регионального метаморфизма на этом месторождении можно судить по трем определениям калий-аргонового возраста биотита из рудовмещающей толщи: 264 ± 8 млн.л., 292 ± 10 млн.л. (определения Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР) и 310 млн.л. (определения Лаборатории абсолютного возраста Института геологии БФАН СССР).

В 1973 г. первым из авторов была предпринята попытка определить главные физические условия регионального метаморфизма колчеданных руд Маукского месторождения.

Температура возникновения пирротина в рудах совместно с новообразованным пиритом определялась по разности $\delta^{34}\text{S}$ пирротина и пирита (по цифрам изотопного анализа серы этих сульфидов, произведенного в ИГЕМ АН СССР Л.П.Носиком). На основании этих данных по формуле И.Кадживара и Х.Р.Крузе (1971) была подсчитана температура $590 \pm 72^\circ\text{C}$, а по диаграмме Б.В.Робинсона и Х.Омото (1973), учитывающей более широкий ряд экспериментальных исследований, определена температура, близкая к 600°C . Эти определения близко соответствуют температурам, вообще характерным, по данным Л.Л.Перчука (1970, стр. 119), для нижней границы амфиболитовой фации.

Давление на твердую фазу, существовавшее при метаморфизме руд, определялось по методике С.Д.Скотта на основании состава сфалерита из ассоциации с совместно перекристалли-

завывавшимися пирротином и пиритом при известной температуре метаморфизма. Анализы двух сфалеритов из таких ассоциаций в образцах, подготовленных В.П.Логиновым, производились с помощью электронного микросонда И.П.Лапутиной (ИГЕМ АН СССР). Были получены два значения FeS мол% - 14.3 и 13.2%, что при указанных выше температурах перекристаллизации руд указывает по уточненной диаграмме С.Д.Скотта (1973) на величины давления на рудную массу при процессе равновесного обмена компонентом FeS между сфалеритом, пирротинном и пиритом как соответственно 5 и 6 килобар. Если относить это давление в основном к весу вышелегавших горных пород, то оно указывает на глубину захоронения Маукского месторождения в период регионального метаморфизма как 18-22 км; это позволяет оценить средний геотермический градиент как 30°C на 1 км.

Эту методику количественной характеристики условий метаморфизма колчеданных руд следует распространить и на известные теперь примеры нахождения сульфидных месторождений в контактовых ореолах более поздних интрузий.

В.А.Маркс

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА
КОЛЧЕДАНЫХ РУД МАУКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ
УРАЛ) X)

Проявление процессов относительно высокотемпературного регионального метаморфизма альбит-эпидот-амфиболитовой фации в зеленокаменных породах, вмещающих Маукское колчеданное месторождение, нашло отражение и непосредственно в околорудных породах этого месторождения. Серноколчеданная минерализация в связи с более поздним высокотемпературным метаморфизмом частично превращена в существенно пирротиновую. В околорудных породах взаимоотношения метаморфических и

X) Изложенный материал является дополнением к тезисам В.П.Логинова, И.П.Лапутиной, Л.П.Носика "К характеристике физических условий метаморфизма колчеданных руд Маукского месторождения (Средний Урал).

рудных минералов обусловлены проявлением двух стадий гидротермальных изменений, разобщенных во времени более высокотемпературными процессами с образованием граната, роговой обманки и биотита. Пространственно эти породы тесно связаны с рудными залежами. В них и в контактирующей с ними халькопирит-сфалерит-пирротиновой руде иногда встречаются значительные количества роговой обманки и граната (скв. 511/232, 8 м). Гранат образует небольшие агрегаты и отдельные метакристаллы (0,5-3 мм). $N = 1,809-1,827$, уд. вес 4,04-4,08. Общая железистость 79,1-89,2 мол.%. Роговая обманка образует веретеновидные идиобласти, плеохроирует в голубовато-зеленых и сине-зеленых тонах ($N_{\text{G}} = 1,688-1,696 \pm 0,002$; $N_{\text{P}} = 1,670-1,676 \pm 0,002$; $c:N_{\text{G}} = 14-19^{\circ}$; $2\lambda = -52-72^{\circ}$). Общая железистость 57-64 мол.%. Для околорудных пород более обычен буровато-коричневый биотит ($N_{\text{G}} \approx N_{\text{M}} = 1,633-1,665 \pm 0,002$; $N_{\text{P}} = 1,581-1,610 \pm 0,002$; $N_{\text{G}} - N_{\text{P}} = 0,048-0,055$). В сланцах, сопровождающих существенно пирротиновые рудные тела (3-е Восточное рудное тело и др.), развит буровато-зеленый биотит ($N_{\text{G}} \approx N_{\text{M}} = 1,664 \pm 0,002$; $N_{\text{P}} = 1,605 \pm 0,002$). Зерна роговой обманки и граната содержат включения пирротина, пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и изредка замещаются пирротином или агрегатом сульфидов. Роговая обманка замещается буровато-коричневым биотитом, а на стиках с рудными минералами или независимо от них по краям зерен обесцвечивается с образованием актинолита. Роговая обманка и коричневый биотит замещаются пирротином.

В таблице приведены величины магнезиальности сосуществующих роговых обманок и гранатов из околорудных пород, находящихся на удалении (около 150 м) от рудного тела (образцы 2, 3 и 4), а также сосуществующих роговых обманок и гранатов, гранатов и биотитов из пород, непосредственно вмещающих существенно пирротиновую руду (образцы IIM1, IIM2, I4M и I5M). С помощью амфибол-гранатового и гранат-биотитового геотермометров (Л.Л.Перчук, 1970) определены вероятные температуры метаморфизма пород, вмещающих руды Маукского месторождения. Глиноземистость роговых обманок из образцов 2, 3 и 4 и марганцовистость, титанистость и кальциевость гранатов из образцов I4M и I5M заметно выше "среднестатистических", вычисленных

№ образца	Амф X_{Mg}	Гр X_{Mg}	Би X_{Mg}	T, °C (Амф-Гр)	T, °C (Гр-Би)
2	0,372	0,168	-	679	-
3	0,355	0,144	-	662	-
4	0,309	0,106	-	643	-
IIM1	0,236	0,042	-	569	-
IIM2	0,234	0,042	-	578	-
I4M	-	0,058	0,420	-	443
I5M	-	0,062	0,343	-	527

по составам минералов, которые были использованы Л.Л.Перчуком (1970, стр.126, стр.168) при выводе диаграмм фазового соответствия для сосуществующих амфибола и граната, граната и биотита. В связи с этим в первом случае можно ожидать завышение значений считываемых с диаграммы температур, а во втором случае - занижение температур. В целом полученные цифры характеризуют, по всей видимости, возможные и приближенные температуры регионального прогрессивного метаморфизма околорудных пород. Они сопоставимы с температурами, вычисленными В.П.Логиновым по изотопам серы сульфидов Маукского месторождения, и отвечают области нижней границы амфиболитовой фации метаморфизма.

М.И.ИСМАГИЛОВ
ИГ БФАН СССР, гор. Уфа

О ЗОНАЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

I. В рудах месторождений Сибайского, Озерного, Летнего и Приорского отчетливо выделяются следующие основные минеральные ассоциации, которые характеризуются широкими масштабами распространения и могут быть выделены в виде минеральных зон: магнетитовая, пирротиновая, халькопиритовая, сидерит-магнетит-пиритовая, ранняя пиритовая, халькопирит-пиритовая, сфалерит-пиритовая, поздняя пиритовая. Эти ми-

неральные ассоциации в пределах единых рудных тел рассматриваемых месторождений образуют зоны, расположенные в определенной последовательности в направлении либо от нижних горизонтов крутопадающей залежи к верхним горизонтам (Приорское), либо от одного края пологопадающей залежи к противоположному краю (Летнее). На Сибайском и Озерном месторождениях имеет место сочетание зональности от лежачего бока (нижних горизонтов) залежи к всяческому (кровле залежи) и в направлении от центра залежей к флангам и бокам. Наиболее контрастная смена зон происходит по направлению движения гидротермальных растворов. В этом направлении рудные тела сменяют метасоматиты зон выщелачивания, содержащие обильную вкрапленность сульфидов.

2. Между зоной выщелачивания, представленной серицит-кварцевыми метасоматитами, и рудными телами располагается невыдержанная зона хлоритовых пород с сидеритом и сульфидами. В колонке рудных зон непосредственно к хлоритовым породам примыкают магнетитовые (Летнее), пирротиновые (Сибайское, Озерное) руды. Пирротиновые руды, как правило, сменяются халькопиритовыми и сидерит-магнетит-пиритовыми. Эти три зоны обычно образуют отчетливо вытянутую с фланга на фланг осевую колонку, пересекающую рудную залежь по ее центру. В осевой колонке пирротиновая зона слагает ее нижние, сидерит-магнетит-пиритовая зона - верхние горизонты, а халькопиритовая примыкает к пирротиновой с флангов. В центральной части рудных тел располагается зона пиритовых руд. Последние выше и с боков сменяются халькопирит-пиритовыми и сфалерит-халькопирит-пиритовыми рудами. Сфалерит-пиритовая ассоциация слагает зону наиболее удаленную от зон выщелачивания и пирротиновых руд. Руды сфалерит-пиритового состава часто располагаются в всячем боку и на выклинках рудных линз. В некоторых рудных телах около сфалерит-пиритовых руд появляются пиритовые руды, приуроченные к всяческому контакту рудных тел (Приорское, Сибай). Эти руды отличаются от пиритовых, слагающих центральное ядро залежей, тонкозернистым, нередко и колломорфным строением.

3. Картированием рудных тел нами было установлено разви-

тие брекчиевидных и жильных текстур в колчеданных залежах в основном вдоль контакта смежных зон. В каждом отдельном случае минеральная ассоциация, слагающая в рудной колонке внешнюю зону, образует цементирующий или жильный агрегат в рудах соседней зоны, являющейся внутренней. Так, например, встречаются брекчиевидные руды, состоящие из обломков сфалерита, цементированных пиритом; в то же время минералы сфалерит-пиритовой ассоциации цементируют обломки зернистых халькопирит-пиритовых руд из соседней внутренней зоны. Вдоль контакта пиритовых и пирротиновых руд широко развиты переходные брекчиевидной текстуры руды, состоящие из обломков пирротинового агрегата с пирит-сидерит-магнетитовым цементом (Озерное, Сибайское). На Летнем месторождении такие же по текстуре брекчиевидные образования прослеживаются вдоль контакта магнетитовых и пиритовых руд. Подобные соотношения минеральных ассоциаций, наблюдаемых в брекчиевидных рудах трудно объяснимы с позиций многократного дробления и многостадийного поступления рудоносных растворов. Этому противоречит отсутствие секущих зон и сложных брекчий с признаками многократного дробления и цементирования.

Учитывая морфологические особенности, характер размещения среди рудных зон, нами выдвигается предположение, что брекчиевидные и жильные образования возникли в результате регрессивного смещения внутренних границ головных зон на тыловые зоны. В процессе смещения границ происходило метасоматическое замещение минеральных агрегатов тыловых зон минералами отступавшей зоны. Возникновение метасоматических брекчиевидных руд происходило в регрессивную фазу процесса рудообразования под влиянием общего постепенного падения температуры гидротермальной системы. В результате подобных процессов в рудных телах, сложенных пирротином, появились типы руд, состоящие из двух минеральных ассоциаций (сфалерит-халькопирит-пиритовые) или продуктов полного замещения одних ассоциаций новообразованными минералами (сидерит-магнетит-пиритовые по пирротиновым рудам).

Таким образом, зональное строение рудных залежей колчеданного типа, представляющих метасоматическую колонку единого потока рудоносных растворов, результат более сложной эволюции гидротермальной системы.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ОРЕОЛОВ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТОЙ
КАРБОНАТИЗАЦИИ И ПИРРОТИНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА КОЛЧЕДАН-
НЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА

В последние годы при детальной разведке Узельгинского месторождения в околорудном ореоле установлено широкое развитие магнезиально-железистой карбонатизации, представляющей собою новый ранее не известный тип околорудных изменений на месторождениях колчеданной формации Южного Урала. Карбонаты представлены анкеритом, брейнеритом, железистым доломитом, сидеритом и кальцитом. Последние два минерала преобладают в пределах рудных тел, а первые три - в околорудном пространстве. Редко встречается манганокальцит. Магнезиально-железистая карбонатизация на Узельге охватывает сплошным ореолом глубоководную рудную залежь в южной части месторождения с пирротинсодержащими рудами, распространяясь от нее во все стороны на расстояние до 220-250 м, а иногда и более. Содержание карбонатов в породах колеблется от единиц до нескольких десятков процентов, в среднем составляя для околорудного пространства около 10%.

Значительные концентрации Mg-Fe карбонатов установлены и на других колчеданных месторождениях с широким развитием пирротина (Озёрное, Сибай), в том числе и на месторождениях южной части Южного Урала и Мугодзар, залегающих в экзоконтакте интрузивных гранитоидных массивов и имеющих пирротинсодержащие руды (Весеннее, Аралчинское, Приорское, "50 лет Октября" и др.). Масштабы проявления и характер распространения Mg-Fe карбонатов в околорудном пространстве этих месторождений в связи со слабой изученностью околорудных изменений выяснены пока недостаточно.

На месторождениях, где в рудах нет пирротина, Mg-Fe карбонаты представляют чисто минералогический интерес, либо отсутствуют.

На всех пирротинсодержащих месторождениях Mg-Fe карбонаты сопровождают (или сами сопровождают) во времени и в прост-

ранстве пирротин и находящиеся с ним в парагенезисе рудные минералы или их отдельные генерации (халькопирит, пирит, арсенопирит, гематит, магнетит). Формы проявления Mg-Fe карбонатов многообразны: это различных видов и размеров пятна, неправильные скопления, различной мощности прожилки с сульфидами и без них, фоновое пропитывание пород. На Узельге наиболее распространена своеобразная точечно-каплевидная вкрапленность анкерита и брейнерита, придающая нередко породам миндалевидный облик.

Mg-Fe карбонатизация имеет гидротермально-метасоматическое происхождение, хотя природа самих гидротерм остается дискуссионной. Как тип околорудных изменений она является составной частью околорудной гидротермально-метасоматической зональности, имеющей в большинстве случаев полигенный и полихронный характер. На Узельге Mg-Fe карбонатизация наиболее поздняя, во времени и в пространстве отчетливо накладывается на все типы околорудных изменений.

Тесная пространственная ассоциация и парагенетическая связь Mg-Fe карбонатов с пирротиновым оруденением (независимо от его происхождения) является установленной и не вызывает сомнения.

По окраске среди Mg-Fe карбонатов различаются темные стальнo-серые, бурые, грязно-желтые, желтые, бледные розовато-желтые и белые тона. ореол Mg-Fe карбонатизации легко и однозначно отбивается при полевой документации керна и она может и должна использоваться при поисково-разведочных работах в качестве поискового признака на слепые и глубокозалегающие пирротинсодержащие рудные тела месторождений колчеданной формации.

ОКОЛОРУДНЫЕ ХЛОРИТЫ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО
УРАЛА, ИХ СОСТАВ И ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМОТНОШЕНИЯ С
ОРУДЕНЕНИЕМ

Хлориты на колчеданных месторождениях являются наиболее распространенной группой нерудных минералов. Все они разделяются на два генетических типа. Образование первого из них обусловлено перерождением пород в условиях регионального метаморфизма или автотематоморфических преобразований. Второй тип хлоритов генетически связан с гидротермально-метасоматическими процессами колчеданного рудообразования и является одной из главных составных частей ореола околорудных изменений, а также распространен в рудах. Подчиненное значение занимают хлориты, образовавшиеся при процессах внутрирудного и послерудного метаморфизма.

Околорудные хлориты входят в состав различных зон метасоматических и частично метаморфизованных пород. Их количества изменяются от единиц процентов до почти мономинеральных хлоритовых блоков и небольших линз вблизи рудных тел.

Для околорудных хлоритов характерно большое разнообразие морфологических особенностей, физических свойств и химического состава. Изучено около 70 мономинеральных фракций хлоритов (в т.ч. свыше 40 проб данные автора). Кроме оптических, термических и рентгеноструктурных методов исследования для всех проб выполнены химические анализы, результаты которых пересчитаны на кристаллоструктурные формулы. По положению точек хлоритов на классификационной диаграмме Д.П. Сердюченко, а также по содержанию в кристаллохимических формулах Si_{IV} их можно разделить на 6 групп: 1) пеннино-клинохлоры, 2) клинохлоры, 3) клинохлор-прохлориты, 4) прохлориты, 5) прохлорит-корундофиллиты, 6) корундофиллиты. По железистости (f), которая колеблется от 0,01 до 0,49, все хлориты разделяются на магнизиальные и магнизиально-железистые. На графике изменения железистости прослеживается непрерывный и постепенный переход от крайнего члена магнизиальной группы с минимальным f до крайнего члена магнизиаль-

но-железистой группы хлоритов с максимальным значением Γ . По присутствию в тетраэдрических слоях $Si \bar{IV}$ все хлориты относятся к алюмохлоритам, среди которых встречаются и высокоглиноземистые разновидности.

Парагенетические ассоциации и возрастные взаимоотношения хлоритов с другими гидротермальными рудными и нерудными минералами свидетельствуют о наличии нескольких стадий околорудного метасоматоза, соответствующих определенным стадиям рудообразования. Выделено 3 возрастные группы хлоритов: 1) предрудные или сопровождающие начальные стадии рудоотложения, 2) внутрирудные, 3) послерудные. В двух последних группах наряду с гидротермальными хлоритами частично присутствуют хлориты, образовавшиеся при метаморфизме или перетолженных в стадии внутрирудного и послерудного метаморфизма.

Хлориты, сопровождающие оруденение на разных стадиях гидротермального процесса, обычно предшествуют отложению сульфидов, замещаются ими и секутся их зернистыми агрегатами и прожилками.

Взаимоотношения хлоритов с серицитами главной стадии серицитизации сложны и нередко противоречивы, но в большинстве случаев они замещаются серицитом.

Строгой зависимости химсостава хлоритов от времени их образования на данной стадии изучения колчеданных месторождений не установлено. Не совсем ясной, а иногда и противоречивой на некоторых месторождениях, представляется зависимость химсостава хлоритов от их положения в пространстве по отношению к рудным телам, хотя в целом и проявляется некоторая тенденция к уменьшению железистости хлоритов по мере приближения к рудным телам.

ОСОБЕННОСТИ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОНАХ ЮЖНОГО УРАЛА

I. Характерной особенностью эволюции структурно-формационных зон восточного крыла Магнитогорского метасинклиория и Восточно-Уральского прогиба является широкое развитие в них гранитоидного магматизма, зеленосланцевого и прогрессивного динамотермального метаморфизма и складчатых деформаций. Среди околорудных метасоматитов, локально разрывающихся в вулканогенных породах и сопровождающих колчеданное оруденение и другие типы сульфидной минерализации, выделяются три группы, различающиеся минеральными ассоциациями и температурными условиями их формирования. Метасоматиты первой группы представлены низкотемпературными ассоциациями локальной пропилитизации (Аб + Хл ± Эп, Ка + Хл, Кв + Аб + Хл), гипогенного кислотного выщелачивания (Хл + Сер ± Кв, Кв + Сер и др.) и березитизации (Аб + Ка + Хл, Сер + Ка + Хл, Кв + Сер ± Ка и др.). Метасоматиты второй группы включают в себя минеральные ассоциации, образовавшиеся за счет более высокотемпературной локальной пропилитизации и перекристаллизации в этих условиях более ранних низкотемпературных пропилитов (Эп + Аб + Акт, Эп + Клц + Акт, Хл + Аб + Акт, Аб + Акт и др.) и продуктов кислотного выщелачивания (Эп + Аб + Би, Акт + Би ± Хл, Хл + Би, Кв + Би, Кв + Му ± Би). Минеральные ассоциации метасоматитов третьей группы (Рог ± Пл, Рог + Аб ± Эп, Рог + Антоф + Пл ± Мт, Корд + Антоф + Мт ± Би и др.) образовались в температурных условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций как за счет перекристаллизации более ранних низкотемпературных метасоматитов, так и в процессе метасоматоза вмещающих пород.

¹Х Здесь и далее Аб - альбит, Акт - актинолит, Антоф - антофиллит, Би - биотит, Ка - карбонат, Кв - кварц, Клц - клинозоизит, Корд - кордиорит, Эп - эпидот, Мт - магнетит, Му - мусковит, Пл - плагиоклаз, Рог - роговая обманка, Сер - серицит, Хл - хлорит.

Изучение взаимоотношений метасоматитов различных групп и минеральных ассоциаций как между собой, так и с магматическими формациями и продуктами разных типов метаморфизма и дислокаций показало, что формирование их происходило в несколько этапов, совпадающих с основными стадиями тектономагматического развития вулканогенных зон. В раннегеосинклинальную стадию, параллельно с процессами зеленокаменного метаморфизма, развивались минеральные ассоциации локальной пропилитизации и гипогенного кислотного выщелачивания, сопровождавшие колчеданное оруденение (ранние минеральные ассоциации первой группы). В инверсионную стадию, в результате увеличения общего и особенно направленного давления и плотности теплового потока, с развитием зеленосланцевого метаморфизма наблюдается перекристаллизация метасоматитов ранней стадии с образованием минеральных фаций второй группы. В конечные этапы инверсионной стадии и в орогенную стадию, с появлением областей локального прогрессивного метаморфизма, образуются наиболее высокотемпературные ассоциации метасоматитов (третья группа). Широкое развитие гидротермальных процессов в регрессивную стадию этого этапа метаморфизма, включающих в себя и гидротермальные преобразования постмагматической стадии остывающих интрузий гранитоидов, привело к новой волне низкотемпературных изменений с образованием парагенезисов березитовой формации, поздней пропилитизации и аргиллизации.

2. Особенностью развития структурно-формационных зон западного крыла Магнитогорского прогиба является их более ранняя стабилизация. Процессы активного вулканизма завершились здесь, в основном, в эйфельское время, продолжаясь в живете лишь в северной части Учалинской структурно-формационной зоны, а послезиветский магматизм не имел значительного развития. Процессы околорудного метасоматоза и колчеданного рудообразования, генетически связанные с завершающими этапами развития контрастной и последовательно дифференцированной формаций и наложенные на продукты регионального зеленокаменного метаморфизма (хлорит-эпидотовая и пумпелиит-пренитовая ступени), представлены локально развивающимися зонами низкотемпературной пропилитизации и ги-

погенного кислотного выщелачивания. Ореолы метасоматитов имеют четко выраженное зональное строение, а их минеральные ассоциации сходны с вышеописанными метасоматитами первой группы. Формирование метасоматитов непосредственно предшествует рудоотложению, сопровождает рудный этап (перегруппировка продуктов кислотного выщелачивания с отложением более позднего кварца и серицита) и не имеет значительного развития в послерудный этап.

3. Таким образом, наблюдается сходство минеральных ассоциаций околорудных метасоматитов, развивавшихся в раннегеосинклинальную стадию в вулканогенных образованиях различных структурно-формационных зон. Основные различия между ними появляются на более поздних стадиях их развития и обусловлены степенью проявления в это время тектоно-магматической активизации, которая в свою очередь определяется положением различных зон в общей структуре складчатой области и строением земной коры. Так, структурно-формационные зоны западного крыла Магнитогорского прогиба формировались, в основном, вдоль границы с Центрально-Уральским миеоантиклинальным поднятием на приподнятом базальтовом фундаменте, в то время как структурно-формационные зоны восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского прогиба — вдоль границ с Восточно-Уральским эвгеоантиклинальным поднятием на коре сиалического типа или глубоко погруженном базальтовом основании.

Н.И.Бородаевский, Г.М.Левитан

ЦНИГРИ, Москва

ТИПЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ, ИХ СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ И
ПОЛОЖЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

УРАЛИД

1. В пределах эвгеосинклинали восточного склона Урала известны золотосодержащие месторождения золото-барит-сульфидной (колчеданной) и золото-алюмосиликатной (скарновой) формаций, а также собственно золоторудные месторождения золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и

золото-кварцевой с альбитом формаций по классификации Д.А. Тимофеевского.

2. В процессе раннегеосинклинальной стадии происходило формирование только комплексных золотосодержащих месторождений золото-барит-сульфидной (колчеданной) формации с большим количеством рассеянного тонкодисперсного золота. Колчеданное оруденение ассоциирует с вулканитами последовательно — и контрастно-дифференцированной формацией базальтоидов и локализовано преимущественно в пределах Тагило-Магнитогорского мегасинклинория.

3. Для позднегеосинклинальной стадии характерно формирование собственно золоторудных месторождений. Пространственно и, видимо, парагенетически они сопряжены с интрузиями габбро-диорит-плагиигранитного формационного типа и представлены значительным количеством преимущественно мелких месторождений, рудопроявлений и точек минерализации золото-кварцевой с альбитом, золото-сульфидно-кварцевой и, в меньшей степени, золото-сульфидной формации. Возраст интрузий габбро-диорит-плагиигранитного формационного типа в пределах Тагильского мегасинклинория и северной части Урало-Тобольского мегантиклинория позднесилурийско-раннедевонский (Тагильский, Павдинский, Таволганский, Осиновский, Красноборский и др. массивы), а в Магнитогорском мегасинклинории и южной части мегантиклинория — позднедевонский (Кассельский, Краснинский, Айдырлинский, Портнягинский и др. массивы). Соответственно этому различен и возраст связанных с ними месторождений.

4. Несколько большее количество месторождений и рудопроявлений золота сформировано в процессе раннеорогенной стадии развития. В этот период формировались не только собственно золоторудные месторождения, но и золото-алюмосиликатные (скарновые) месторождения, связанные с интрузиями габбро-гранитного (габбро-сиенитового) формационного типа (Магнитогорский комплекс, Баранчинский и др. массивы). Однако, значительно больший интерес представляют многочисленные месторождения и рудопроявления, связанные с интрузиями плагиигранитного формационного типа.

па (Кочкарский, Шарташский и др. массивы). В формационном отношении они аналогичны золоторудным проявлениям предшествующей позднегеосинклинальной стадии развития, но отличаются большим масштабом оруденения. Основной промышленный фонд золотодобывающей промышленности составляют месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации, принадлежащие к пиритовому с сульфидами, сульфосолями и сульфовисмутитами (березовскому) и пирит-арсенопиритовому с сульфидами, сульфосолями, сульфовисмутитами и теллуридами (кочкарскому) минеральным типам.

5. В позднеорогенную стадию развития формируются небольшие рудопроявления и точки минерализации преимущественно золото-кварцевой с альбитом формации, приуроченные к интрузиям плутонических гранитов позднепалеозойского возраста. Можно предполагать, что отчасти образование их связано с термальным воздействием интрузий на золотое оруденение предшествующих стадий и его мобилизацию с последующим перетолжением.

6. Таким образом, наиболее продуктивными на золото являются раннегеосинклинальная и раннеорогенная стадии развития. Для ранних стадий характерно вкрапленное оруденение с тонко рассеянным в сульфидных золотом, для средних (позднегеосинклинальная) и конечных (раннеорогенная) — месторождения с высокими концентрациями самородного, крупного золота в рудах. Появление крупных промышленных месторождений в значительной степени обусловлено, видимо, концентрацией раннего рассеянного сульфидного золота при переработке и метаморфизме последнего в ходе тектономагматического развития герцинид Урала.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТО-
РОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА С ШАРТАШСКОЙ ИНТРУЗИЕЙ ГРАНИТОВ

Рудный свинец кварц-сульфидных жил Березовского место-
рождения и свинец галенита из кварц-сульфидного прожилка,
встреченного в Шарташском массиве гранитоидов, имеют оди-
наковый изотопный состав: $Pb^{206}/Pb^{204} = 17,42-17,46$;
 $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,52-15,53$; $Pb^{208}/Pb^{204} = 38,89-38,98$.

Отношения изотопов 206/204 валового свинца гранитоидов
и свинца полерых шпатов Шарташского гранита и дайки гра-
нит-порфира из рудоносной структуры Березовского место-
рождения меняются в зависимости от уран-свинцовых отно-
шений по уравнению $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} = 17,15 + 6,75 \frac{u}{Pb}$. Пре-
дельное значение Pb^{206}/Pb^{204} в гранитоидах (при малом со-
держании урана) отличается от аналогичного отношения в
рудном свинце Березовского месторождения, но различие не
превышает возможной экспериментальной ошибки.

Изотопные отношения 208/204 во всех гранитоидах не за-
висят от торий-свинцовых отношений и находятся в пределах
37,69-38,03. По этим отношениям свинец гранитоидов суще-
ственно отличается от рудного свинца Березовского место-
рождения.

Полученные данные об изотопном составе свинца позво-
ляют предполагать наличие парагенетической связи даек гра-
нитоидов Березовского рудного поля с Шарташской гранитной
интрузией. Рудная минерализация кварц-сульфидных жил не
имеет с Шарташской интрузией ни генетической, ни параге-
нетической связи.

О РОЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ В ПРОЦЕССАХ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ДАЙКАХ ГРАНИТОИДОВ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Роль тектонического давления как инициатора изменений растворяющей способности гидротермальных растворов до сих пор явно недооценивается.

При минералогическом картировании Березовского рудного поля установлен обширный комплекс фактов, позволяющих считать, что многочисленные признаки растворения и отложения минералов вызваны колебаниями давления в растворе, обусловленными тектоническими движениями.

Предлагается следующая схема событий становления системы сульфидно-кварцевых жил рудного поля.

1. Образование геологического комплекса повышенной трещиноватости и проницаемости — грабенообразной структуры рудного поля с хорошо известной системой даек гранитоидов с многочисленными открытыми тектоническими трещинами.

2. Заполнение полостей данного комплекса гидротермальным раствором.

3. Сжатие комплекса в результате региональных тектонических движений. Возрастание степени ограниченности связей между полостями. Возрастание давления в растворе в условиях ограниченной фильтрации и усиление растворяющей способности раствора. Растворение кварца и ряда других минералов, образование березитов в дайках гранитоидов, образование метасоматитов по ультраосновным породам. Освобождение и перевод в раствор значительной массы кремнезема.

4. Изменение тектонической обстановки, вызывающее спад давления в растворе и уменьшение растворяющей способности раствора. Отложение кварца, карбонатов и других минералов на стенках трещин — образование кварцевых жил в дайках (лестничные или полосовые жилы) и во вмещающих дайки породах (красичные жилы).

5. Повторение циклов: повышение давления — растворение, понижение давления — осаждение минералов. Окончательное

формирование зон березитов и лиственитов, сульфидно-кварцевых жил и "наложенных" друзовых полостей в жилах и горных породах.

Скорость процессов растворения и роста минералов была соизмерима со скоростью проявления тектонических процессов в пределах рудного поля, т.е. была значительной.

Роль общего понижения температуры в ходе процесса гидротермального минералообразования не игнорируется.

Делается вывод, что механизм образования других кварцевых жил ("обычных", "рудных" и хрусталеносных) аналогичен вышеописанному.

Изложенные взгляды на генезис кварцевых жил имеют существенное значение при оценке перспективности жильных полей. Во-первых, структурный контроль представляется еще более важным, чем обычно считается: жилы не только локализируются в подходящих структурах, но и образуются в значительной мере вследствие тектонических движений. Во-вторых, появляются основания для более оптимистической оценки жильных полей на глубину: "размах" жильного поля по вертикали может быть обусловлен региональной тектонической обстановкой "глубокого заложения", т.е. значительные глубины - не препятствие для формирования полей кварцевых жил.

Ю.Н. АНУФРИЕВ

ВНИИСИМС, Александров

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКАЯ ХРУСТАЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ И ЕЕ СВЯЗЬ С ОРОГЕННЫМ РЕГИОНАЛЬНЫМ МЕТАМОРФИЗМОМ

На Урале, являющемся складчатым поясом, месторождения горного хрусталя четко приурочены к определенным региональным структурам - геоантиклинальным поднятиям. Типично в этом отношении Восточно-Уральское поднятие.

Геолого-генетическая общность месторождений в этом регионе, их закономерное размещение в однотипных геологических структурах третьего и четвертого порядков, с образованием единых хрусталеносных зон, районов и узлов, а также ряд других общих признаков, позволяют объединить все известные здесь месторождения горного хрусталя в единую ми-

неравнородную Восточно-Уральскую хрусталеносную формацию.

Многочисленными исследованиями на месторождениях доказано гидротермально-метаморфогенное происхождение хрусталеносных гнезд. Соответственно, важнейшую геолого-генетическую роль при формировании гнезд играют характер вмещающих пород и особенности их метаморфизма. Вмещающие породы оказывают влияние на состав минералообразующих растворов, а метаморфические явления отражают термодинамические условия минералообразования. Указанными факторами определяется минеральный состав гнезд и типоморфизм (а, следовательно, и качество) кристаллов кварца.

По типу вмещающих пород в Восточно-Уральской хрусталеносной формации можно выделить две субформации. Первая из них характеризуется вулканогенной, а вторая - терригенной основой вмещающих пород. Месторождения каждой субформации имеют ряд общих черт. Так, для первой субформации характерно:

1) размещение месторождений преимущественно в краевых частях геосинклинального поднятия, где вулканогенные породы имеют большее развитие; 2) повышенная роль разрывной тектоники в формировании структуры месторождений, что определяется физико-механическими свойствами вмещающей среды; 3) в связи с этим - сближенное размещение хрусталеносных кварцевых жил, что определяет образование единых продуктивных жильных зон; 4) проявление в краевых частях поднятия орогенного метаморфизма, отвечающего оптимальным для хрусталеобразования термодинамическим условиям зеленосланцевой и низов эпидот-амфиболитовой фаций; 5) формирование за счет вулканогенных пород зеленосланцевых метаморфитов и кварц-плагноклазовых метасоматитов, из которых последние являются особенно благоприятными для хрусталеобразования вмещающими породами; 6) невысокая степень метаморфизма кварцевых жил и жильного кварца; 7) обусловленное этим наличие многополостных жильных тел (т.е. жил, содержащих не одно, а несколько хрусталеносных гнезд).

К отличительным особенностям месторождений второй субформации относятся: 1) тяготение месторождений к внутренним частям геосинклинального поднятия; 2) изменение пород

в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации орогенного регионального метаморфизма, с образованием кристаллических сланцев и гнейсов; 3) повышенная роль пликативных элементов и складчатой трещинной тектоники в формировании структуры месторождений; 4) обусловленное этим преимущественно площадное и нередко рассеянное размещение хрусталеносных кварцевых жил; 5) высокая степень метаморфизма кварцевых жил и жильного кварца, широкое развитие будинака; 6) преимущественное развитие в связи с этим однополостных кварцевых жил с образованием хрусталеносных гнезд на выклипании по падению; 7) наложенный локальный регрессивный метаморфизм фации зеленых сланцев, обуславливающий проявление оптимальных для хрусталообразования термодинамических параметров.

Ведущую роль в формировании месторождений гидротермально-метаморфогенной хрусталеносной формации несомненно играет характер регионального метаморфизма. Так, несмотря на широкое развитие благоприятных исходных вулканогенных пород в зонах региональных погружений (Тагило-Магнитогорском и Восточно-Уральском), а также несмотря на проявления здесь интрузивного гранитоидного магматизма, сопровождавшегося гидротермальной деятельностью, способствовавшей формированию месторождений ряда рудных формаций, месторождения горного хрусталя в погружениях тем не менее отсутствуют. Важнейшей причиной является совершенно иной режим регионального метаморфизма, присущий зонам погружений. Лишь региональный орогенный метаморфизм, развивающийся в зонах геоантиклинальных поднятий создает необходимые условия для формирования месторождений гидротермально-метаморфогенной хрусталеносной формации.

Выделение Восточно-Уральской хрусталеносной формации и разделение ее на две субформации, с определением важнейших особенностей входящих в них месторождений, должно служить основой при прогнозировании на горный хрусталь на Урале.

ВУЛКАНИЗМ

- Б.П.Золотарев, М.Н.Ильинская, А.Н.Сухов. Сравнительная петролого-геохимическая характеристика современных океанических и уральских эвгеосинклиналильных базальтовых серий 3
- Е.П.Ширай. Сравнительная петрохимическая характеристика колчеданосных вулканогенных формаций Урала и других регионов СССР 5
- С.Г.Червяковский. Редкоземельные элементы в эволюции базальтоидного вулканизма Уральской палеозойской эвгеосинклинали (Магнитогорская зона, Южный Урал) 8
- Е.Б.Яковлева, О.В.Парфенова. Некоторые особенности геологии и петрографии автомагматических брекчий 10
- Р.Г.Яева. Петрология кремнекислых вулканитов дифференцированных эвгеосинклиналильных ассоциаций 12
- А.С.Бобохов. Основные петрологические особенности раннегеосинклиналильных кислых порфировых пород Магнитогорского мегасинклинория (по данным изучения типоморфизма породообразующих минералов) 14
- И.А.Бурикова. Петрогенетические критерии различия кислых вулканитов среднего девона Южного Урала 16

В.П.Челноков. Явления дифференциации в кремнекислых расплавах	19
В.П.Челноков. Первичный состав кварцевых альбитофи- ров и условия их образования	21
А.С.Бобохов, А.В.Павлов, П.Ф.Сопко. Корреляция па- леотипных кислых субвулканических пород Магнитогорского мегасинклиория по составам расплавных включений	24
Г.П.Белянина. О классификации и номенклатуре базааль- товых пород раннегеосинклинальных серий и сопоставлении их с базальтами современных активных зон	26
В.С.Гладких, В.А.Соловьев. Характер поведения щело- чной, титана, железа, Na / K и Ti/Fe от- ношений в палеозойских вулканических поро- дах Магнитогорского мегасинклиория	29
Ю.Ф.Дрин, В.П.Шагров. Структуры ликвации в основных вулканических стеклах Северного Урала	30
Д.С.Штейнберг, О.Н.Грязнов. Позднекаледонская ба- зальтоидная щелочная вулканогенная формация Урала и Алтае - Саянской области	31
П.Ф.Сопко, А.С.Бобохов, А.П.Бояркин, М.А.Кулагина, И.Б.Серавкин, К.А.Уразаев. Раннегеосинклиналь- ные магматические формации Магнитогорского мегасинклиория и их металлогеническая спе- циализация	34
М.Л.Голуб, И.С.Вахромеев. Геохимические особенности раннегеосинклинальных вулканогенных формаций	

	Стр.
Магнитогорского мегасинклиория	37
В.В.Сажнов. О тектоно-магматическом развитии Мугод- жар в палеозое	38
Е.П.Ширай, С.Т.Агеева. Особенности петрохимии и пет- рологии вулканогенных формаций Северных Му- годжар	41
А.П.Бояркин, М.А.Кулагина. Строение и формационная принадлежность средне-девонских толщ север- ной части Саимаро-Вознесенской зоны на Южном Урале	42
А.С.Ярмоленко. О геотектонической неоднородности и миграции вулканических аресолов в южной части Саимарской зоны	44
В.И.Воробьев, В.С.Дубинин, Б.П.Поталенко, В.В.Сагло, А.Ф.Шарапов. Палеозойский магматизм и метал- логения Оренбургского Урала	46
В.В.Сагло. Основные типы вулканических зон южной части Уральской складчатой области	48
И.А.Смирнова, В.Л.Черкасов. Эволюция магматизма в пределах Бриентско-Адебуртаского антикли- нория и смежных районов	50
П.В.Лядский. Магматизм, метаморфизм и проблемы рудо- образования в пределах южной части Восточно- Магнитогорской зоны	54
А.Л.Штейнберг. Девонские магматические формации восточного крыла Магнитогорского синклино -	

рия на примере Александринского рудного района	57
Э.В.Шалагинов, В.В.Бабкин. Девонский вулканизм сухтелинской структуры	58
О.П.Сергеев. К вопросу о петрохимической эволюции магматических пород Магнитогорского комп - лекса	59
Е.Е.Порошин. Петрология нижнекаменноугольных вул - каногенных толщ Магнитогорского прогиба	61
В.А.Прокин. О силуро-девонских геологических струк - турах Южного Урала	63
Б.Д.Магадеев, Н.Д.Кунаевская, Т.А.Смирнова. Верхне - франская олистострома на Южном Урале: состав обломочного вулканогенного материала и покрывающих эффузивов	65
Т.И.Широбокова. О природе ритмичности в среднедевон - ском вулканогенно-обломочном комплексе Южно - го Урала	67
М.Ю.Аржавитина. Особенности вулканогенных пород фа - менско-нижне-турнейской вулканогенно-осадоч - ной формации Магнитогорского мегасинклинария	69
И.Б.Серавкин. Вулканогенные формации северной части Макан-Бурибайского рудного района, их мета - морфизм и металлогения	70
А.М.Иосарев. Вулканогенные формации западного крыла Магнитогорского прогиба на примере Бурибай - Маканского рудного района	72

	Стр.
А.А.Захарова. Природа зеленокаменного метаморфизма и связь с ним сульфидного оруденения в западном крыле Магнитогорского мегасинклиниория на Южном Урале	74
В.А.Маслов. Стратиграфическое расчленение и корреляция вулканогенно-осадочных комплексов девона Магнитогорского мегасинклиниория	77
Т.А.Смирнова. Главнейшие черты франского вулканизма на Южном Урале	79
А.Г.Волчков. О соотношениях вулканогенных структурных форм и глубинного строения Баймакского района (Южный Урал)	81
А.Г.Волчков. Палеовулканизм и структурные особенности южной части хр. Ирэндык (Ю.Урал)	82
Я.А.Рихтер, М.А.Кригер. Основные типы среднепалеозойского эффузивного магматизма и формирование структур восточного крыла Магнитогорского эвгеосинклиналичного прогиба	83
Ю.С.Каретин. Тагильский тип эвгеосинклиналичных разрезов на Урале	85
Р.И.Ерошевская. Вулканогенные формации девона севера Тагильского синклиниория	89
Б.П.Козин, Н.Ф.Коровин. Вулканогенные формации бывшей Павдинской дачи на Среднем Урале	92
Е.А.Гордеева, П.Я.Ярош. К петрологии субвулканитов кислого и среднего состава в Тагило-Красноуральском районе (Средний Урал)	95

А. П. Наседкин, А. А. Иванов. Особенности вулканизма, метаморфизма и металлогении вельокаменной полосы Первоуральского района (центральная часть Тагильского мегасинклинория)	97
Е. И. Ковзрев, А. И. Назаров, В. М. Рыбалка, В. Б. Соколов. Особенности строения Тагильского прогиба и западной части Восточно-Уральского поднятия на среднем Урале (по результатам комплексных геофизических исследований)	99
В. Ф. Турбанов, Ю. Д. Панков, Т. Н. Параллина. Стратиграфия и вулканизм впа Сисертско-Ильменогорского мегасинклинория и Арамилско-Сухтелинского мегасинклинория	101
Т. В. Дианова, М. С. Рапопорт, Е. А. Белгородский, М. Н. Анненкова, А. И. Левит, В. Ф. Иванов. Вулканизм восточной зоны Урала	103
Т. В. Дианова. Формационное расчленение вулканогенных образований восточной зоны Урала	106
Е. С. Контарь. Среднедевонская вулканоплутоническая ассоциация в впадной части Восточно-Уральского прогиба	109
Б. А. Шнейдер. Новые данные о возрасте изверженных и метаморфических пород Алапаевско-Сухоложской площади	110
В. Н. Воронов, В. М. Коркин, Б. В. Перевозчиков. Магматические комплексы центральной части Щучьинского синклинория	111

Д.Н.Салихов. О роли диагональных тектонических зон в локализации разновозрастных магматических тел в Сибайском и Баймакском рудных районах	114
--	-----

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

М.С.Рапопорт, Л.Д.Булкин, К.К.Золоев. Магматические комплексы восточного склона Среднего Урала и их металлогения	116
П.С.Прямоносков. Рудоносность малых интрузий гранитоидов восточного склона Урала	118
Г.С.Нечкин. Геологическая позиция железорудных месторождений в Урало-Охотском складчатом поясе	121
Я.П.Баклаев. Региональные факторы структурно-формационного и тектонического характера, определяющие размещение рудных поясов и рудных полей контактово-метасоматического типа на Урале	124
Н.Я.Яценко. О причинах генетической связи железорудных скарновых месторождений с гранодиоритовой формацией каледонид (Северный Казахстан)	125
Ю.А.Полтавец. Связь эндогенного оруденения с магматизмом и генезис железорудных месторождений скаполитового подтипа	127
Н.А.Сропина. О связи и особенностях состава титаномагнетитовых и магнетитовых руд месторождения	

Малый Куйбас на Южном Урале	129
А. П. Левченко. О соотношении оруденения и интрузивных пород месторождения г. Магнитной	131
Л. В. Овчинникова. Лебязинское известковоскарновое месторождение магнезиально-скарновой формации и особенности его формирования	132
И. В. Жилин. О новых типах руд Круглогорского скарново-магнетитового месторождения	134
Р. А. Крылов. Метасоматическое изменение диабазов как возможный источник формирования железных руд Романовского месторождения	135
В. Г. Фоминих. Температуры образования титаномагнетитовых концентраций по ильменит-магнетитовому геотермометру на примере Урала	137
Л. Н. Овчинников, В. Д. Баранов, Р. И. Лутков. Закономерности пространственного размещения колчеданного оруденения Урала по геолого-статистическим данным	139
Д. П. Бельков, В. М. Нечеухин. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов зон сочленения базальтоидных и гранито-гнейсовых ассоциаций	141
А. Г. Лабин, Р. И. Лутков. Геохимический критерий связи колчеданного оруденения Урала с базальтоидным вулканизмом	144

- Н. К. Курбанов. Гетерогенные колчеданно-полиметаллические месторождения терригенных геосинклиналей на примере Южного склона Б. Кавказа 147
- Н. К. Курбанов, Т. Г. Гаджиев, Ю. П. Зарянов. Принципы прогнозирования медноколчеданных месторождений в областях активации срединных массивов на примере ряда районов Малого Кавказа 150
- П. Ф. Сопко, И. Б. Серавкин, Э. И. Родичева. Раннегеосинклинальные субвулканические образования Магнитогорского мегасинклинория и их роль в формировании колчеданного оруденения 154
- И. С. Вахромеев, В. П. Клемин, Ф. Н. Рянский, К. А. Уразаев. Эпохи вулканизма и колчеданного рудообразования геосинклинального этапа развития Магнитогорского мегасинклинория 156
- А. А. Захаров. Силурийский базальтоидный магматизм Присаянской синклинальной зоны на Южном Урале и связь с ним сульфидного оруденения 158
- А. А. Малахов, Б. В. Аржавитин. О синхронности образования колчеданных месторождений и рудовмещающих толщ (Маган-Бурибаевский рудный район) 159
- Д. А. Малахов. О синхронном образовании рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи и колчеданного оруденения Маганского рудного поля на Южном Урале 161

	Стр.
А.Г. Хабин, Н.С. Самсонова, Н.А. Пиряхняк. Реконструкция эйфельского вулканогенного сульфидоотложения на Новом Сибаве (Южный Урал)	163
Е.В. Попов. О вулканической структуре и генезисе Обильного медноколчеданного месторождения на Южном Урале	165
Б.П. Потапенко. Магматические формации Домбаровского рудного района и колчеданное оруденение ..	167
В.С. Требухин. Палеовулканизм Домбаровского района на Южном Урале и связь с ним колчеданного оруденения	169
Л.Я. Берг, С.С. Карагодин, В.И. Чесноков, В.Б. Чесноков, Н.Е. Федорчук. Метасоматически преобразованные породы Домбаровского рудного района (Северные Мугодзари)	171
В.С. Емельянов. Экструзивно-купольные структуры Верхнеуральского района и положение в них колчеданного оруденения	172
Д.Н. Юшков. Стадии формирования и зональность руд и первичных ореолов Султановского медноколчеданного месторождения	175
А.И. Кривцов. Доорогенный метаморфизм эвгеосинкли - нальных зон Урала и колчеданное оруденение	177
Ш.Н. Кад. Метаморфические критерии оценки вулканогенных комплексов западной части Магнитогорского мегасинклинория на колчеданное оруденение	179

	Стр.
В. П. Логинов, И. П. Лапутина, Л. П. Носик. К характеристике физических условий метаморфизма колчеданных руд Маукского месторождения (Средний Урал)	180
В. А. Марис. К характеристике температурных условий метаморфизма колчеданных руд Маукского месторождения (Средний Урал)	182
М. И. Исмагилов. О зональности гидротермально-метасоматических колчеданных месторождений Южного Урала	184
Г. Н. Пшеничный. Парагенетическая связь ореолов магнезиально-железистой карбонизации и пирротинового оруденения на колчеданных месторождениях Южного Урала	187
Г. Н. Пшеничный. Околорудные хлориты колчеданных месторождений Южного Урала, их состав и возрастные взаимоотношения с оруденением	189
В. В. Сагло, П. В. Лядский, А. Г. Галимов. Особенности околорудных метасоматитов колчеданных месторождений в различных структурно-формационных зонах Южного Урала	191
Н. И. Бородаевский, Г. М. Левитан. Типы золоторудного оруденения, их связь с магматизмом и положение в процессе геосинклиналиного развития уралид	193
В. М. Ершов, В. И. Шилов. О генетической связи оруденения Березовского месторождения золота с Шарташской интрузией гранитов	196

- Б.В.Чесноков. О роли тектонического давления в процессах постмагматического минералообразования в дайках гранитоидов Березовского золоторудного месторождения 197
- Ю.Н.Ануфриев. Восточно-Уральская хрусталеносная формация и ее связь с орогенным региональным метаморфизмом 198

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

III

ВУЛКАНИЗМ. МЕТАЛЛОГЕНИЯ.

НС 15075 ПОДПИСАНО К ПЕЧАТИ 29/1У 1974 г. ФОРМАТ 80x84 1/16
ОБЪЕМ 13,31 ПЕЧ.Л. ТИРАЖ 1000 ЗАКАЗ 818 ЦЕНА 80 КОП.

ЦЕХ № 4 ОБЪЕДИНЕНИЯ "ПОЛИГРАФИСТ",
СВЕРДЛОВСК, УНИВЕРСИТЕТСКАЯ ПЛ., 9

ЦЕНА ВО КОП.

1258