

**ГРАФИК ПРОВЕДЕНИЯ И КОЛИЧЕСТВО УЧАСТНИКОВ ЭКСКУРСИЙ В РАМКАХ XI  
ВСЕРОССИЙСКОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ  
27-28 АВГУСТА 2010 ГОДА**

<b>№ Экскурсии, название</b>	<b>27 августа, пятница</b>	<b>28 августа, суббота</b>
<b>Экскурсия № 1</b> Адуйский гранитный массив и связанные с ним редкометальные и молибденовые месторождения В.Я Левин, А.В. Катькалов, А.Ф. Ласковенков	Не более 40 человек. Автобус. Время на дорогу в один конец 1.5 часа.	
<b>Экскурсия № 2</b> Верхисетский габбро-тоналит-гранодиорит-гранитный массив на Среднем Урале и его месторождения Е.В.Зинькова	Не более 40 человек. Автобус. Время на дорогу в один конец 1 час	
<b>Экскурсия № 3</b> Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый массив и его платиновые месторождения Е.В.Пушкарев	Не более 20 человек. Автобус. Время на дорогу в один конец 2.5-3 часа	Не более 20 человек. Автобус. Время на дорогу в один конец 2.5-3 часа
<b>Экскурсия № 4</b> Шабровский гранитный массив и ассоциированные с ним основные и ультраосновные породы. Шабровское месторождение тальк-магнезитового камня Ю.В.Ерохин, С.В.Прибавкин	Не более 20 человек. Автобус. Время на дорогу в один конец 1 час	Не более 20 человек. Автобус. Время на дорогу в один конец 1 час
<b>Экскурсия № 5</b> Ильмено-Вишневогорский щелочно-карбонатитовый комплекс на Южном Урале В.А.Попов		Не более 40 человек. Автобус. Время на дорогу в один конец 3 часа
<b>Экскурсия № 6.</b> Экскурсия по лабораториям центра коллективного пользования «Минеральное вещество» Институт геологии и геохимии УрО РАН Зав. центром, член-кор. РАН, С.Л.Вотьяков.	Будет организована при количестве заявленных участников 5-20 человек. Срок проведения 27 или 28 августа	Будет организована при количестве заявленных участников 5-20 человек. Срок проведения 27 или 28 августа

Окончательное расписание экскурсий будет уточнено в зависимости от количества желающих принять в них участие

Заявки на участие в экскурсиях желательно подавать заранее по электронной почте на имя секретаря совещания И.А.Готтман ([gottman@igg.uran.ru](mailto:gottman@igg.uran.ru)), указывая ваши фамилию, имя отчество, номер экскурсии и дату. Участники совещания, оплатившие регистрационный взнос имеют преимущество при записи на экскурсии и могут участвовать в одной экскурсии 27 августа и в одной экскурсии 28 августа без дополнительной оплаты.

По желанию участников, мы можем организовать для вас коллективное посещение Уральского геологического музея с 11 до 16 часов местного времени, группами от 5 до 15 человек. Ваши пожелания присылать заранее. Вы можете посетить геологический музей и в индивидуальном порядке. Начало работы музея с 11-00.

# КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ

## Экскурсия № 1

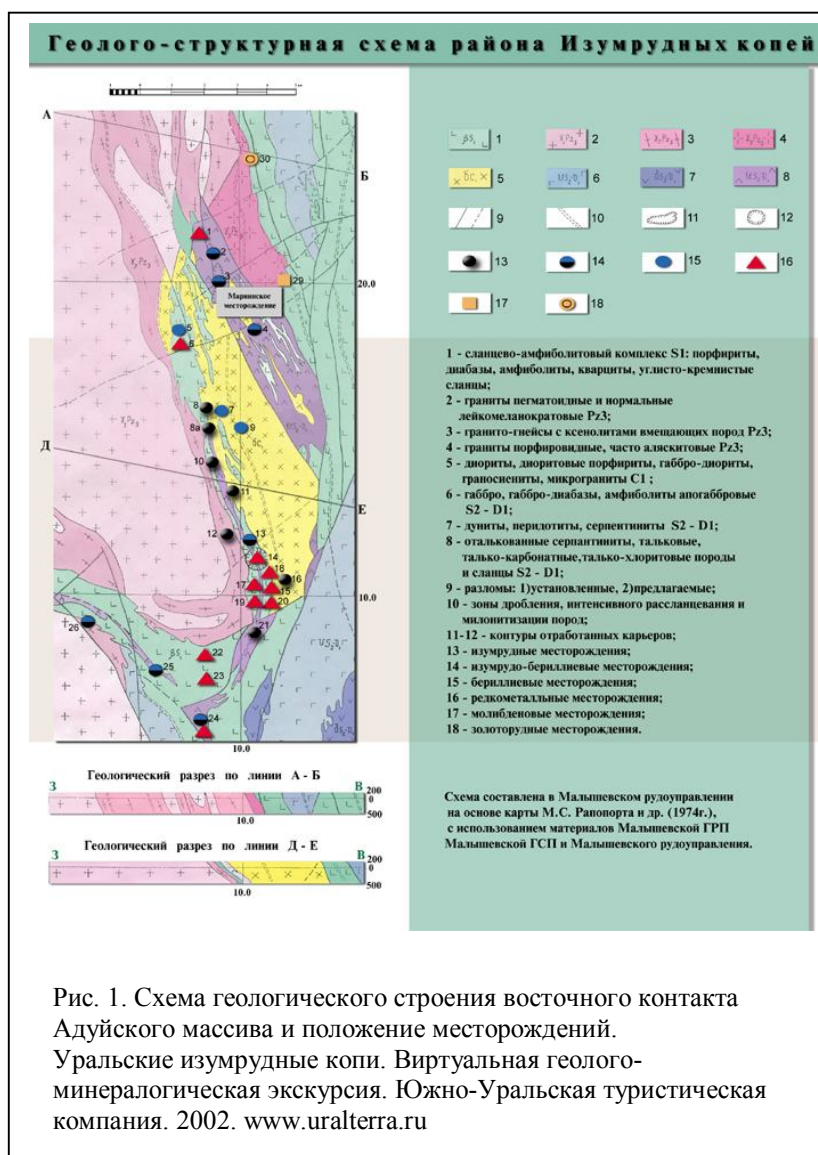
27 августа

Количество участников не более 40 человек

## АДУЙСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ И МОЛДИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.Я. Левин, А.В. Катькалов, А.Ф. Ласковенков

Пегматиты и месторождения Та, Ве и Мо, связанные с гранитоидами в ареале Адуйского гранитного массива (рис. 1), расположены в районе пос. Малышева в 20 км севернее Асбеста Свердловской области.



**Месторождение Квартальное**, которое планируется посетить, является самым значительным и много лет (1967-1986) эксплуатировалось открытым способом. Месторождение было открыто в 1953 г. и до 1958 г. разведывалось как бериллиевое, а в 1968-70 годах по предложению А.Ф. Ласковенкова, переоценено на Та. Отработка месторождения на бериллий

была начата в 1967. С 1970 основным получаемым продуктом становится колумбитовый концентрат, а берилл играет роль попутного.

Месторождение в плане имеет размеры 600 x 300 м и включает 7 пегматитовых жил субширотного простирания, сложной извилистой формы с многочисленными ответвлениями, расположенных в непосредственной близости (100 м) от контакта Адуйского гранитного массива. Жилы сложены контрастно-дифференцированным микроклин-альбитовым пегматитом с широким развитием постмагматических альбититового (кварц-микроклинового и кварц-альбитового) и кварц-мусковитового (грейзенового) комплексов с многообразной и богатой минерализацией.

**Южно-Шамейское месторождение молибдена** вольфрам-молибденовой рудной формации связано с Малышевским лейкогранитным массивом, монцодиорит-гранитной формации. Возраст гранитов, определенный Rb-Sr методом, 277 млн. лет (Смирнов и др, 2005). Массив представлен тремя отдельными линзовидными телами размерами 5-7 x 2 км, расположенными субмеридиональной цепочкой в зоне глубинного разлома. Массив сложен двуполевошпатовыми порфиоровидными среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами

На месторождении можно наблюдать по пересечениям три фазы гранитов: 1) серые порфиоровидные безрудные граниты с отдельными чешуйками молибденита (главная фаза); 2) розовые рудные граниты с флюорит-молибденит-кварцевыми прожилками, пересекающие серые безрудные; 3) наиболее светлые граниты, секущие рудные. Жильная фаза гранитов ограничена редкими маломощными жилками аплитов. В гранитах постоянно присутствует фиолетовый флюорит, количество которого заметно увеличивается в рудных гранитах.



**Месторождения изумруда и берилла «Изумрудные копи» (Малышевское месторождение)** находятся в восточном и юго-восточном экзоконтактах Адуйского гранитного массива, над его погруженной на восток и юг кровлей. Месторождения приурочены к зоне серпентинитового меланжа с пакетами осадочно-вулканогенных палеозойских образований. С 1945 г. разработка берилла и изумрудов велась на многих месторождениях «Изумрудных копей». Наиболее значительным является Малышевское месторождение: 80% запасов изумрудов и более половины запасов руд берилла. До 1970 г. оно было выработано до глубины 100 м открытым и подземным способом. В последние годы добыча велась на глубинах более 250 м от поверхности подземным способом. Месторождение детально разведано горными выработками до глубины 360 м. По данным бурения глубокой поисково-структурной скважины, пройденной в 1991 рудная зона в южной части месторождения протягивается до глубины 1100 м от поверхности без признаков выклинивания (Золотухин, 1996). Основная масса изумруда и берилла приурочена к флогопитовой зоне. Берилл присутствует и в плагиоклазе ядра, а изумруд изредка в актинолитовой и тальковой зонах. Повышенные количества изумруда встречаются в слюдите в

местах выклинивания кварц-плагиоклазовых ядер. Хризоберилл и фенакит особенно характерны на границе слюдитовой и хлоритовой зон. Хризоберилл распространен шире фенакита и изредка встречается во флогопитовой зоне и даже в плагиоклазовом ядре. Хризоберилл дает сростания с фенакитом. Общая последовательность нахождения минералов Вe в зональных телах слюдитов от ядра к периферии: берилл-изумруд-хризоберилл-фенакит. Кроме этих минералов в рудных телах встречаются бавенит и бромеллит.

## **Экскурсия № 2**

**27 августа**

**Количество участников не более 40 человек**

### **ВЕРХИСЕТСКИЙ ГАББРО-ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНЫЙ МАССИВ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ И ЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

**Е.А. Зинькова, Г.Б. Ферштатер.**

Массивы тоналит-гранодиоритовой формации образуют крупный субмеридиональный пояс в пределах Восточно-Уральской мегазоны и по данным многих исследователей [Пучков, 2000; Ферштатер и др., 1994; Ферштатер, 2003; Veа et al., 1997], являются надсубдукционными образованиями окраин континентов андийского типа. Они сопровождаются небольшими базитовыми интрузиями, синплутоническими мафитовыми дайками и включениями [Зинькова, Ферштатер, 2007; Калистов, Осипова, 2008; Прибавкин, 2000] и по своему происхождению являются мантийно-коровыми. С массивами связано большинство золоторудных гидротермальных месторождений кварцево-жильного типа на Урале. Самый крупный из них на Среднем Урале – Верхисетский габбро-тоналит-гранодиорит-гранитный массив (рис. 1). Он расположен вблизи г. Екатеринбургa. Массив залегает среди позднесилурийско(?) - ранне- и среднедевонских вулканитов и комагматичных им габбро-гранитоидных серий. Контакты с вмещающими породами интрузивные, но местами осложнены зонами дробления и рассланцевания с образованием бластомилонитов и бластокатаклизитов как по гранитоидам, так и по ороговикованным вмещающим породам. В эндоконтактной зоне массива гранитоиды содержат многочисленные ксенолиты ороговикованных вмещающих пород. Массив вытянут в субмеридиональном направлении примерно на 80 км при ширине до 30 км, общая площадь около 1800 кв. км. По тектонической позиции, химическому составу и особенностям развития он сходен с гигантскими мезокайнозойскими батолитами запада Северной и Южной Америки. Яркой минералогической особенностью таких батолитов является присутствие в породах магматического эпидота – минерала-индикатора высокого общего давления (4-8 кбар), умеренной температуры (800-600<sup>0</sup>С) и высокого содержания воды (от 4 до 12 %) для гранитоидной магмы (Dawes, Evans, 1991; Johnston, Wyllie, 1988; Naney, 1983).

## Геологическая схема Верхисетского батолита

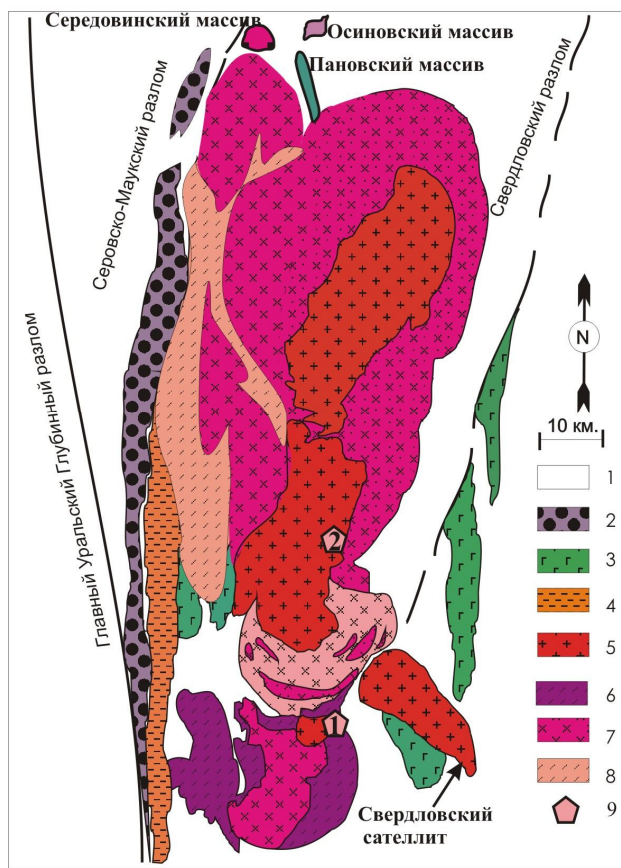


Рис. 1. Геологическая схема Верхисетского массива. Составлена по материалам Д.А. Двоглазова, Г.Н. Кузовкова, Д.С. Вагшала (1972-1979 гг.) и авторов. 1-4 - породы рамы Верхисетского батолита: 1 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи силурийского (?) - раннедевонского возраста; 2 - серпентиниты, тальк-карбонатные, тальковые, тальк-тремолит-хлоритовые и хлорит-актинолитовые породы, дуниты средне-поздне-девонской ультрабазитовой формации; 3 - среднедевонские габбро габбро-гранитной формации; 4 - плагиогранитоиды среднедевонской габбро-гранитной формации; 5-8 - породы различных серий Верхисетского батолита: 5 - породы габбро-диоритовой чувоской серии; 6 - малокалиевой трондьемит-тоналитовой; 7 - калинатровой тоналит-гранодиоритовой; 8 - адамеллит-гранитной. 9 - объекты экскурсии: 1 - карьер г. Хрустальная, 2 - Исетский карьер.

Породы габбро-диоритовой серии, являющиеся начальной стадией формирования Верхисетского массива, развиты в его южной, наиболее эродированной части и хорошо обнажены в выемках горных пород вдоль нового московского тракта, а так же в карьерах горы Хрустальной и в Светлореченском (точка 1).

Гранитоидами тоналит-трондьемитовой и тоналит-гранодиоритовой серий сложена большая часть массива. Для них характерна насыщенность синплутоническими дайками и меланократовыми включениями, а в малокалиевых гранитоидах Северского плутона фиксируется дугообразная полоса пород, обогащенных разнообразными ксенолитами, шириной до 1,5-2,0 км. По данным гравиметрии, мощность этой полосы составляет 2 км. Ксенолиты представлены пироксен-роговообманковыми габбро субвулканического облика, пироксен-роговообманковыми кварцевыми диоритами с микроклином, роговиками пироксеновой фации, скарноидами, метавулканидами и более редкими метапеллитами.



Рис. 2. Панорама Светлореченского карьера в Верхисетском массиве. В центре видна крупная кварцевая жила.

Rb-Sr-возраст пород гранодиоритовых серий соответствует  $316 \pm 6$  млн. лет для тоналит-трондьемитовой и  $320 \pm 12$  млн. лет для тоналит-гранодиоритовой серий [Смирнов и др., 1998]. Среднее значение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  – возраста по отдельным зернам циркона, полученного методом Кобера [Montero et al., 2000] для этих пород составило  $318 \pm 4$  млн. лет. Эти данные говорят о преимущественном формировании пород существенно гранодиоритовых серий массива в серпуховское время.

Породы гранитной серии прорывают все предыдущие породы и занимают центральную часть батолита. Они представлены мелко-среднезернистыми амаеллитами и гранитами с небольшими телами порфиоровидных гранитов в центре. Между разновидностями гранитов серии постоянно наблюдается резкий контакт. Rb-Sr возраст пород гранитной серии  $276 \pm 5$  млн. лет.



Рис. 3. Синплутонические дайки в гранитоидах Верхисетского массива.

Синплутонические дайки сопряжены с породами существенно гранодиоритовых серий, где они образуют густые рои, и отсутствуют в гранитах центральных тел массива. Были изучены дайки и их включения в наиболее глубоко эродированных структурах массива - Чусовской и Сагринской и вскрытых соответственно карьерами горы Хрустальная и Исетским. По мощности дайки достигают 1,5-2,0 м., состав их варьирует от габбро до гранодиоритов. По морфологическим особенностям дайки делятся на два типа. Первый – это сложные дайки, с

сопутствующими им лейкократовыми породами, образующими либо жилы, либо цепочки будиноподобных тел внутри (рис. 3). Сложные дайки часто выглядят как мигматиты Второй тип даек имеет однородное строение..

**Экскурсия № 3**  
**27 и 28 августа в зависимости от количества желающих**  
**Количество участников не более 20 человек**

**НИЖНЕТАГИЛЬСКИЙ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВЫЙ МАССИВ И ЕГО  
ПЛАТИНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

**В.Р.Шмелев, Е.В.Пушкарев, Е.В.Аникина.**

Нижнетагильский массив расположен на Среднем Урале в 50 км к юго-западу от Нижнего Тагила и занимает площадь около 45-50 км<sup>2</sup>. Он является составной частью гигантского Платиноносного пояса Урала, протянувшегося с севера на юг вдоль 60-го меридиана более чем на 900 км. С запада, севера и юга массив окружен ордовикскими и силурийскими вулканогенными породами основного состава, переходящими местами в зеленые сланцы и амфиболиты. Контакт массива с вулканогенными толщами тектонической. От залегающего к востоку более крупного и существенно габбрового Тагило-Баранчинского массива он отделен узкой полосой аподиабазовых амфиболитов и пироксен-амфиболовых роговиков (кытлымитов) неопределенного возраста.

Массив образует в плане вытянутое в субмеридиональном направлении эллипсоидное тело протяженностью около 14 км, при ширине выходов до 6 км (рис. 1). Его строение определяется существованием крупного дунитового ядра, которое облекается непрерывной каймой клинопироксенитов сложной заливообразной морфологии, имеющей ширину в различных участках от 200 м до 2 км. Кроме того, клинопироксениты образуют несколько линзообразных тел в дунитах протяженностью до 0.5-1.5 км. В северо-восточной части массива (р. Чауж) в пределах клинопироксенитовой каймы отмечаются небольшие участки сложенные порфирировидными меланократовыми габброидами повышенной щелочности (тылаитами) и дунитами. Возраст дунит-клинопироксенит-габбровых Платиноносного пояса Урала является сложной геологической и изотопно-геохимической проблемой, активно изучаемой и обсуждаемой в последнее время. Возрастные данные, полученные для пород и минералов различными методами охватывают интервал от архея до каменноугольного времени включительно (Ефимов и др., 2005, 2010; Малич и др., 2009; Петров и др., 2010; Попов, Беляцкий, 2006; Краснобаев и др., 2007; Пушкарев и др., 2003; Bea et al, 2001; Bosch et al, 2006 и др.)

Нижнетагильский массив является самым продуктивным в отношении платинового оруденения и одним из наиболее изученных объектов Платиноносного пояса Урала. По данным О.К.Иванова, к 1950 году на Нижнетагильском массиве было известно около 1600 рудных гнезд, жил и шпиров хромититов [Иванов, 1997]. Большинство этих тел не превышают 50 см в длину и первых сантиметров по мощности. Значительная часть хромититов обогащена платиноидами, хотя из-за небольших размеров они не представляют промышленной ценности. В размещении хромитовых сегрегаций по площади дунитового тела намечаются определенные закономерности. Так, еще Н.К.Высоцким [Высоцкий, 1913], а затем А.Н.Заварицким [Заварицкий, 1928] было отмечено, что большая часть хром-платиновых проявлений локализована вдоль западного и юго-западного склона и подножья Соловьевой горы в центральной части дунитового тела (Иванов, 1997, Платинометальное оруденение..., 2001 и др.; Пушкарев и др., 2007).

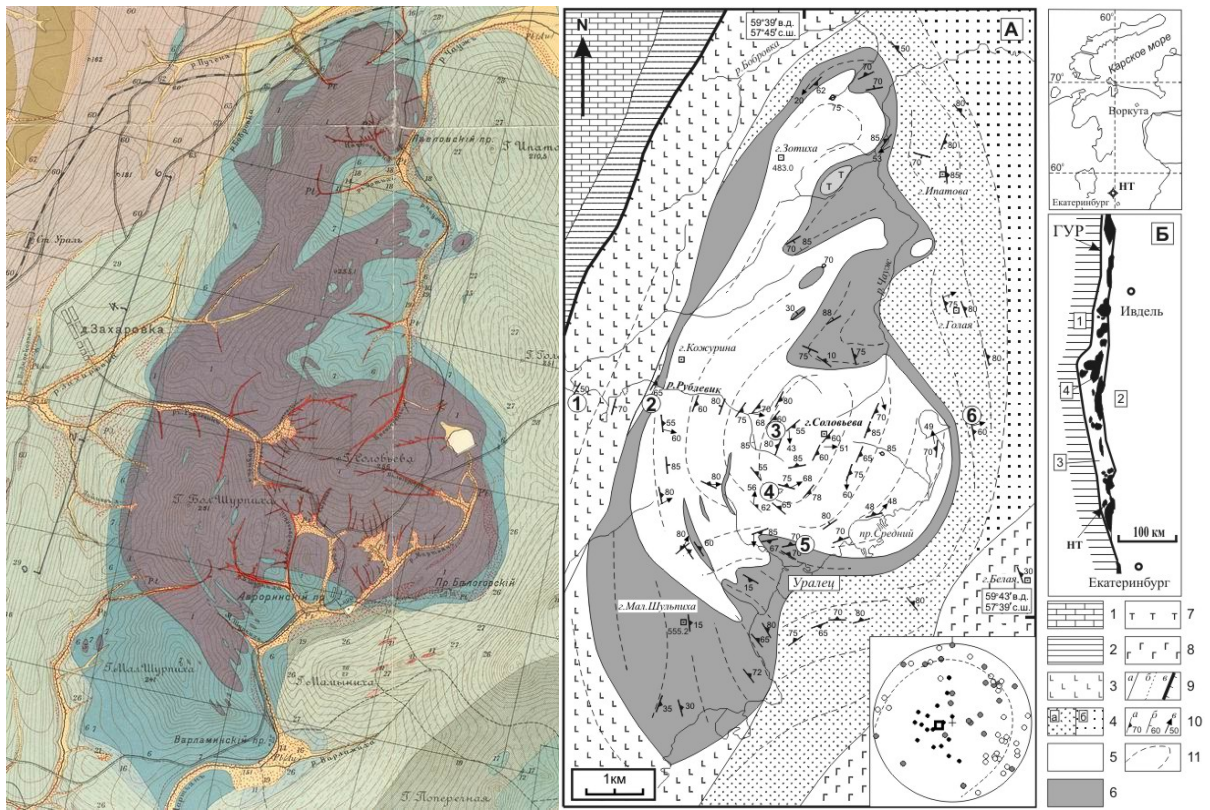


Рис. 1. Геологическая карта Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Высоцкий, 1913). Структурно-геологическая карта Нижнетагильского платиноносного массива (Шмелев, Филиппова, 2010).

А: 1, 2—шельфовые (S2-D2) и континентально-склоновые (O1-2) осадочные образования; 3—базальты, андезибазальты, зеленые сланцы (O2-3?); 4—метабазальтоиды (O3-S1): а—мелкозернистые амфибол-плагиоклазовые породы («кытлымиты»), б—амфиболиты; 5–7—Нижнетагильский массив: 5—дуниты, 6—клинопироксениты и верлиты, 7—тылаиты; 8—габбро-пироксенитовый комплекс; 9—геологические границы: а—межформационные, б—внутриформационные, в—тектонические; 10—элементы залегания: а—полосчатость и минеральная уплощенность, б—сланцеватость, в—линейность; 11—генерализированная ориентировка плоскостных структур. Внизу справа—диаграмма ориентировки структурных элементов в массиве (верхняя полусфера). Незалитые кружки на диаграмме—полюса полосчатости и минеральной уплощенности в дунитах (залитые кружки—в пироксенитах), точки—линейность, квадрат—геометрический центр (ось) структуры.

Б: 1—комплексы палеоконтинентального сектора, 2—островодужные комплексы Тагильской мегазоны, 3—комплексы пород офиолитовой ассоциации, 4—массивы Платиноносного пояса. ГУР—Главный Уральский разлом, НТ—Нижнетагильский массив.

В эту же зону попадают и все наиболее крупные платиновые месторождения: Госшахта, Крутой лог, Александровский лог и др. В геологическом отношении продуктивная зона приурочена к переходу между крупнозернистыми дунитами с магнизиальным оливином, расположенным в центре тела, и мелкозернистыми дунитами с более железистым оливином, окаймляющими их по периферии. Для хромитовых тел характерно большое разнообразие форм и структурно-текстурных типов руд. Существует несколько классификаций, основанных как на структурно-морфологических, так и на генетических особенностях рудных тел [Кашин и др., 1956; Волченко и др., 2000; Платинометальное оруденение..., 2001 и др.]. Однако наиболее целесообразным представляется выделение син- и эпигенетических руд на основе их взаимоотношений с вмещающими дунитами [Заварицкий, 1928].





Рис. 2. Коренное месторождение платины «Крутой лог», расположенное в центре дунитового массива.

Сингенетические скопления хромита характеризуются постепенными переходами с окружающими дунитами и близки к ним по времени и условиям образования. Хромититы вместе с дунитами участвуют в пластических деформациях. Температура оливин-хромитового равновесия дунитов и сингенетических хромититов Нижнетагильского массива близка и составляет в среднем  $1100-1200^{\circ}\text{C}$  [Чашухин и др., 2002], что соответствует условиям субсолидусного равновесия ультрамафитов. Предполагается, что сингенетические руды могут образоваться в результате избирательного накопления хромита, кристаллизующегося вместе с оливином. Значительные скопления платины для этого типа руд не характерны.

Эпигенетические руды обычно формируют жильные и линзовидные тела с резкими контактами с вмещающими дунитами (рис. 3). Центральные зоны рудных тел часто характеризуются высокой пористостью и увеличенным размером зерен рудного хромшпинелида. Для этого типа руд весьма типичны брекчиевые текстуры, в которых округлые или остроугольные обломки в разной степени серпентинизированных дунитов сцементированы хромит-силикатным агрегатом. Подобные текстуры интерпретировались А.П.Карпинским как свидетельство взрывной природы хромититов, с чем не были согласны другие исследователи [Заварицкий, 1928]. На контакте эпигенетических хромититов и вмещающих дунитов развивается узкая (5-10 мм редко более) светло-зеленая серпентинитовая кайма, не содержащая реликтов оливина и обедненная хромшпинелидом. Мощность каймы не зависит от размеров рудных тел. Оливин в матриксе эпигенетических руд обычно отсутствует и отмечается лишь в виде редких включений в хромите, а цемент представлен агрегатом водосодержащих минералов: серпентина, хлорита, гидрограната, карбоната и др. Хромититы разбиты полигональной сеткой тонких минерализованных трещин, ориентированной по нормали к уплощенности шлиров и заполненных зональными, колломорфными агрегатами этих же минералов либо криптокристаллическим (аморфным) офитом (рис. 3). Эти трещины обычно не выходят за пределы внешней серпентинитовой каймы, окружающей рудные тела. А.Н.Заварицкий и А.Г.Бетехтин предполагали контракционную природу трещин, которые, как они считали, образовались при усадке кристаллизующегося рудного вещества и были заполнены остаточным материалом.

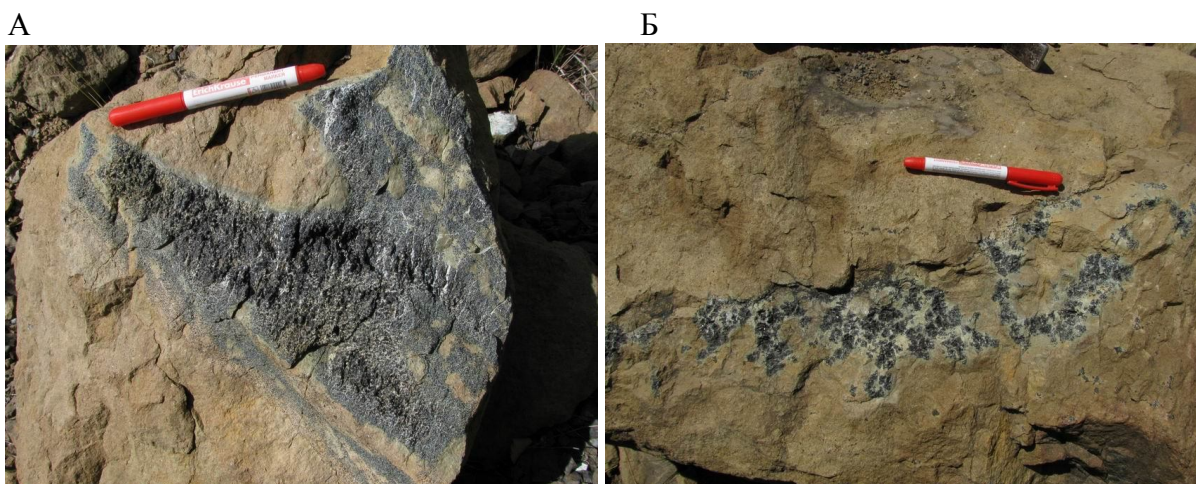


Рис. 3. А–Рудные сегрегации эпигенетических хромититов в дунитах Нижнетагильского массива. Б–шлир, состоящий из крупных кристаллов хромшпинелида в дунит-пегматитах.

Геологическое окружение массива представлено преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями среднеордовикско-нижнесилурийского (?) возраста, которые обнаруживают различия в составе и степени метаморфизма пород, в зависимости от структурного положения в разрезе. К западу от массива распространены измененные диабазы, базальтовые (андезибазальтовые) порфириты и их туфы с линзами и прослоями кремнисто-углеродистых сланцев. Вблизи массива вулканы преобразованы в зеленые сланцы с субмеридиональным простиранием, в которых отмечаются сжатые складки с пологим погружением шарниров в южном (юго-восточном) направлении, указывающие на надвиговый характер строения этой зоны. Между клинопироксенитами и сланцами в западном эндоконтакте массива (ручей Рублевик) расположено маломощное (до 50м) тело высокостропциевых тектонизированных метагабброидов (бластомилонитов) платиноносной ассоциации с линейностью аналогичной субгоризонтальной ориентировки. В ультрабазилах приконтактной части отмечаются зоны брусит-антигоритовых серпентинитов.



Рис. 4. Мигматизированные амфибол-плаггиоклазовые породы (роговики, кытлымиты) в восточном экзоконтакте Нижнетагильского массива.

В восточном обрамлении массива преобладают метабазиты разнообразного текстурного облика (Малахов, Малахова, 1970). Вблизи контакта с ультрабазидами выделяется широкая (до 1,5 км) полоса мигматизированных мелко и тонкозернистых амфибол-плаггиоклазовых

роговикоподобных пород («кытлымитов») с бурой роговой обманкой. Формирование этих пород, как считают многие исследователи, связано с выведением в верхние горизонты земной коры габбро-ультрабазитовых масс (Ефимов, 1999 и др.). Гранитные мигматиты участвуют в пликвативной складчатости (рис. 4), но нередко формируют тела, секущие полосчатость амфиболитов. Роговиковая (кытлымитовая) толща неоднородна по своему составу. Помимо преобладающих амфиболитов в ее строении участвуют гнейсы (мусковитовые, двуслюдяные, гранатовые и др.), кварциты и другие метаосадочные породы, начатое изучение которых может дать дополнительную информацию о геотектонических условиях становления габбро-ультрамафитовых массивов Платиноносного пояса Урала.

По геохимическим данным метабазиты западного обрамления массива характеризуются чертами островодужных образований с отчетливым дефицитом в составе РЗЭ тяжелых лантаноидов, а породы восточного - вне зависимости от степени метаморфических преобразований, демонстрируют особенности (низкое содержание титана, обогащение рядом подвижных элементов и др.), присущие офиолитовым базальтоидам надсубдукционного типа (Шмелев, 2007, Шмелев, Седлер, 1997). По составу и геологической позиции метабазиты восточного обрамления сопоставимы с породами комплекса параллельных диабазовых даек офиолитовой ассоциации, известными в более северных районах зоны ГУР.

На обратной дороге посещение Невьянской падающей башни.

**Экскурсия № 4**  
**27 и 28 августа в зависимости от количества желающих**  
**Количество участников не более 20 человек**

**ШАБРОВСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ И АССОЦИИРОВАННЫЕ С НИМ ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ. ШАБРОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТАЛЬК-МАГНЕЗИТОВОГО КАМНЯ**

**Ю.В.Ерохин, С.В.Прибавкин**

Шабровский гранитоидный массив принадлежит к тоналит-гранодиоритовой формации, фиксирующей окраинно-континентальную геотектоническую обстановку развития Урала (Орогенные..., 1994). Массив имеет полукруглую форму общей площадью 55 км<sup>2</sup> (рис.1). С юга, востока и запада он окружен вулканогенно-осадочными и метаморфическими толщами кунгурковской свиты нижнего девона (Ярославцев и др., 1995ф), а на севере его гранитоиды прорывают гипербазиты и габброиды Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива, интрузивный контакт с которыми круто падает на север. Западный контакт Шабровского массива с вулканогенно-осадочными образованиями является тектоническим, а восточный - интрузивным, с образованием приконтактовых роговиков

Массив сложен двумя основными разновидностями пород: гранодиоритами (67-68% SiO<sub>2</sub>) и гранитами (70-72% SiO<sub>2</sub>), с ясно выраженной порфиroidной структурой, обусловленной вкрапленниками плагиоклаза и калишпата. Гранодиориты слагают примерно третью часть массива, образуя дугу (рис.1), согласно его южному контакту, и содержат значительное количество ксенолитов. Биотитовые граниты слагают большую часть массива, располагаясь в его северной части, а также слагают возвышенности на юге. Гранодиориты имеют слабую протоматическую ориентировку, конформную с контактами массива и падающую к его центру под углом в 70°. Ориентировка выражена в направленном расположении чешуек биотита и реже вкрапленников плагиоклаза. Граниты не деформированы, с хорошо выраженной порфиroidной структурой. Гранодиориты и граниты связаны между собой постепенными переходами.

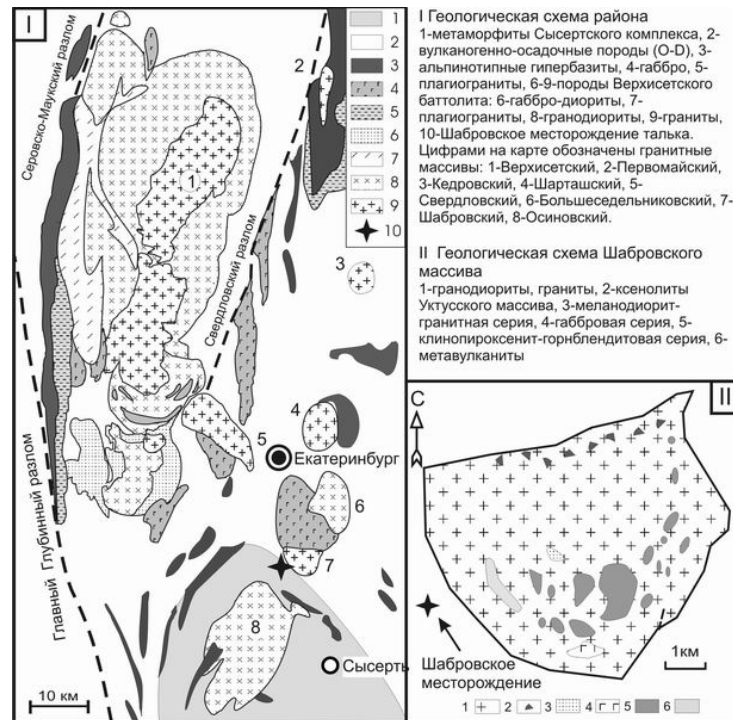


Рис. 1. Геологическое положение и строение Шабровского гранитоидного массива.

Результаты датирования циркона из гранитоидов приведены на рис.2. Полученный возраст составляет  $300 \pm 4$  млн. лет. для гранодиоритов и  $302 \pm 11$  млн. лет для гранитов. [Прибавкин и др., 2008]. Первичные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7430$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51254$ , указывают на формирование гранитов в результате плавления палеозойской мафической коры (Попов и др., 2004).

Одной из характерных особенностей орогенных окраинно-континентальных и коллизионных гранитоидных комплексов является приуроченность к ним пород ультраосновного, основного и среднего состава, имеющих магнезиально-калиевый характер и обогащенных водосодержащими минералами, такими, как биотит и амфибол. Эти породы повторяются в различных регионах мира и находятся в тесной ассоциации с гранитами, располагаясь среди них в виде крупных тел, даек, меланократовых включений. Примеры таких ассоциаций многочисленны в молодых гранитоидах Медвежьих, Каскадных гор, Сьерра-Невады, Перуанского батолита, в каледонских и герцинских гранитоидах Европы (William, 1920, Velde, 1971, Didier, 1973, Holub, 1977, Sabatier, 1980, 1991, Snoke, 1981, Montel et al., 1986, Galan, Suarez, 1989, Ayrton, 1991, Tepper, 1996 и др.). Одним из механизмов, объясняющих тесную пространственную и возрастную сопряженность этих пород, является механизм магматического андерплейтинга ("magmatic underplating"), заключающийся в наращивании мощности земной коры в результате многочисленных инъекций основных и ультраосновных магм, воздействие которых на материал нижней коры инициирует его плавление и формирование гранитоидных интрузий (Furlong et al., 1986, Henk et al., 1997, Handy, Streit, 1999 и др.).

Особенностью Шабровского массива является наличие в его составе значительного количества меланократовых пород, представленных синплутоническими дайками и телами диоритового состава, ксенолитами роговиков, серпентинитов, клинопироксенитов и габроидов. Синплутонические дайки кварцевых диоритов-гранодиоритов ( $54-66\%$   $\text{SiO}_2$ ) редки и образуют, главным образом, фрагменты даек, заключенные в гранитоидах (рис. 2). Они характеризуются порфировой структурой, особенно в краевых, несколько более закаленных частях, которая обусловлена вкрапленниками плагиоклаза размером 5-10 мм, кварца и агрегатами плагиоклаз-

калишпатового состава. Также в порфировых выделениях находится гломеропорфировый агрегат амфибола и биотита размером 1-5 мм, образованный замещением клинопироксена.

К синплутоническим образованиям нами отнесено крупное тело меланодиоритов, окруженное со всех сторон гранитоидами и, считавшееся ранее ксенолитом. Оно расположено в центральной части массива, немного севернее ж.д. разъезда Седельниково. Его возраст, определенный U/Pb методом по двум пробам циркона составляет 305±5 и 306±4 млн. лет. Меланодиориты слагают небольшую возвышенность, вытянутую в северо-западном направлении и имеет размер 250x300 м. Особенностью меланодиоритов является наличие большого количества неоднородных по строению включений более кислого (гранитного) состава. Главная фаза сложена амфибол-биотитовыми меланодиоритами среднезернистой структуры. Текстура породы массивная. Она состоит из плагиоклаза 50-55%, биотита 20-30%, амфибола 15-25%, кварца 0-5%, титанита до 2%. Несмотря на близость абсолютных возрастов меланодиоритов и окружающих их гранитоидов Шабровского массива, имеются геологические наблюдения, свидетельствующие о более молодом возрасте гранитов.



Рис. 2. Меланократовые включения в гранитоидах – фрагменты синплутонических даек.

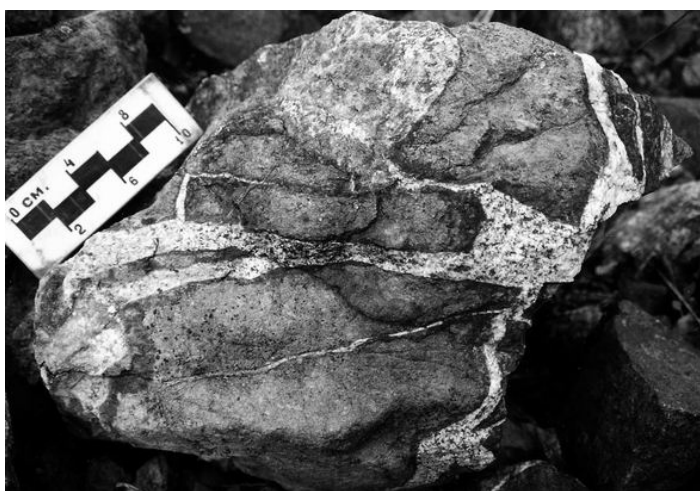


Рис. 3. Эруптивные брекчии, представленные ксенолитами титаномагнетитовых клинопироксенитов, сцементированные гранитами

Среди гранитоидов массива залегают крупные ксеноблоки титаномagnetитовых клинопироксенитов и горнблендитов. По отношению к ним граниты имеют явно секущие взаимоотношения с образованием эруптивных брекчий (рис. 3). Среди клинопироксенит-горнблендитовой серии можно выделить несколько типов пород, обладающих постепенными переходами: оливинные клинопироксениты ( $Ol < 10\%$ ), клинопироксениты, амфиболовые клинопироксениты ( $Hbl < 50\%$ ), пироксеновые горнблендиты ( $Spx < 50\%$ ), жильные горнблендиты ( $Hbl > 90\%$ ), плагиоклазовые горнблендиты ( $Pl < 10\%$ ). Абсолютный возраст клинопироксенитов, определенный К-Аг-методом по монофракциям амфиболов, составляет 367 млн. лет. Возраст горнблендитов - 355 млн. лет (Пушкарев, 2000). Предполагается, что эти ультраосновные ксенолиты могут представлять собой фрагменты, расположенного севернее Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Пушкарев, 2000).

К юго-западу от Шабровского гранитоидного массива залегает сложно-дислоцированная толща метаморфических пород (Шабровская моноклираль). По данным геологосъемочных работ (Ярославцев и др., 1995ф) породы моноклинали сложены ордовикско-силурийскими образованиями спилит-диабазовой формации (теньякская свита) и силурийско-раннедевонскими флишоидными, терригенными осадками (андреевская свита). С юго-запада, эта зона «подпирается» жестким блоком Сысертского гнейсо-мигматитового комплекса. Все породы испытали региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Составной частью моноклиальной толщи является зона серпентинитового меланжа. Ультрабазиты преобразованы в антигоритовые, оливин-антигоритовые серпентиниты и тальк-карбонатные породы. Размеры гипербазитовых тел варьируют от нескольких сотен метров до 3 км при мощности от нескольких метров до 600 м. Сложная история геологических и тектонических процессов, проявившихся в этой зоне, привела к формированию широкого спектра полезных ископаемых, в том числе, к образованию Шабровского месторождения тальк-магнезитового камня.



Рис. 4. Общий вид Шабровского месторождения тальк-карбонатных пород «Старая линза».

Геология и минералогия Шабровского месторождения, и в частности карьера «Старая линза» (рис. 4), достаточно подробно описана в работах С.А. Коренбаума, В.Н. Огородникова, И.А. Бакшеева и многих других исследователей (Коренбаум, 1967; Огородников и др., 2000; Бакшеев и др., 2006 и др.). Тальк-магнезитовые породы Шабровского рудного поля имеют линзовидную форму и вытянуты по направлению тектонической зоны северо-западного

простираются. Вмещающими для тальк-карбонатных пород месторождения «Старая линза» являются филлитовые сланцы, обнаженные в северо-восточном борту карьера и переслаивающиеся с прослоями мраморизованных известняков и слюдисто-кварцевых сланцев андреевской свиты ( $S_2-D_1$ ) (Огородников и др., 2000 и др.). Среди тальк-карбонатных пород в большом количестве встречаются сильно будинированные дайки диабазов, габбро-диабазов и гранитоидов. Диабазы превращены в амфибол-эпидот-альбитовые породы и родингиты, окруженные реакционными каймами актинолит-эпидот-карбонат-хлоритового и тальк-хлорит-актинолитового состава. Гранитоиды испытали серицитизацию плагиоклаза и биотитизацию амфибола. Вокруг гранитоидов наблюдаются фенгитовые, флогопитовые слюдиты, хлоритолиты. Реже встречаются блоки карбонатных и кремнисто-карбонатных пород по известнякам или известковистым мраморам. Подавляющая часть пород Шабровского рудного поля преобразованы в условиях пропилитовой фации (Спиридонов и др., 2000). Формирование тальк-карбонатных пород Шабровского месторождения протекало при участии флюидов исходно магматического происхождения при температуре 285-350°C и давлении 1,2-3 кбар при высокой фугитивности кислорода, которая к концу процесса, вероятно, несколько снизилась, но при этом произошло увеличение активности серы [Бакшеев и др., 2006]. Возраст Шабровского талькового месторождения определить достаточно сложно. К примеру, данные К-Аг датирования апогранитных метасоматитов достаточно сильно разнятся от 240 до 294 млн. лет.

Карьер «Старая линза» в настоящее время законсервирован и используется исключительно как дренажная система для поставки технической воды на рядом расположенную обогатительную тальковую фабрику.

## **Экскурсия № 5**

**28 августа**

**Количество участников не более 40 человек**

# **ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКИЙ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

**И.Л.Недосекова, С.В.Прибавкин, В.А.Попов**

Ильмено-Вишневогорский комплекс – один из крупнейших щелочных комплексов мира, известен с конца XVIII в. Здесь впервые в мире были описаны нефелиновые сиениты (миаскиты) и открыты новые минералы – ильменит, монацит, эшинит, канкринит, чевкинит, пирохлор (Menge, 1842; Rose, 1839). С начала XX в исследования Ильмено-Вишневогорского комплекса проводили крупнейшие геологи, минералоги и геохимики – Н.И. Кокшаров, А.П. Карпинский, В.И. Вернадский, А.Н. Заварицкий, А.Е. Ферсман, М.П. Мельников, В.И. Крыжановский, Г.П. Барсанов, Д.С. Белянкин и, позднее, в середине XX в. – Э.М. Бонштедт-Куплетская, Е.С. Ильменев, И.Г. Исаков, А.Г. Жабин, Е.М. Еськова, Н.В. Свяжин, Б.М. Роненсон, В.Я. Левин, А.Г. Баженов, В.О. Поляков, В.А. Попов, В.А. Попова, В.А. Кононова, И.В. Чернышев, В.С. Самойлов, А.С. Таланцев и др.

Ильмено-Вишневогорский комплекс находится на стыке Южного и Среднего Урала в ядре крупного Сысертско-Ильменогорского антиклинория, имеющего двухэтажное строение и длительную историю формирования. Ядро блока (нижний структурный этаж) сложено диафторированными гнейсо-гранулитами и мигматитами селянkinской толщи (U-Pb-возраст цирконов которой  $1820 \pm 70$  млн. лет; Тугаринов и др., 1970), а также плагиогнейсами и амфиболитами вишневогорской толщи ( $PR_1$ ). Верхний структурный этаж представлен ильменогорской толщей на юге и шумихинской толщей на севере. Данные толщи сложены амфиболитами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, гипербазитами и, в меньшей степени, кварцитами. Предполагается, что перечисленные толщи являются доуральскими (рифтогенными или океаническими?) комплексами с возрастом метаморфизма  $643 \pm 46$  млн. лет

(по данным U-Pb-метода для ильменогорской толщи) (Краснобаев, Давыдов, 2000). Вышележащие рифейские сланцевые и кварцитовые толщи обрамления принадлежат осадочно-вулканогенному чехлу фундамента. Возраст кристаллизации щелочных пород и карбонатитов, залегающих в породах ядра Сысертско-Ильменогорского поднятия, по данным U-Pb и Rb-Sr изотопного возраста – 440 млн. лет. Кроме того, во всех породах Ильмено-Вишневогорского комплекса U-Pb и Rb-Sr методами датируются более поздние процессы метаморфизма, связанные с герцинской орогенцией (360–320 млн. лет) и последующим постколлизийным растяжением (260–240 млн. лет) (Кононова и др., 1979; Kramm et al., 1983, 1993; Чернышев и др., 1987, Краснобаев и др., 2008, 2009, 2010).

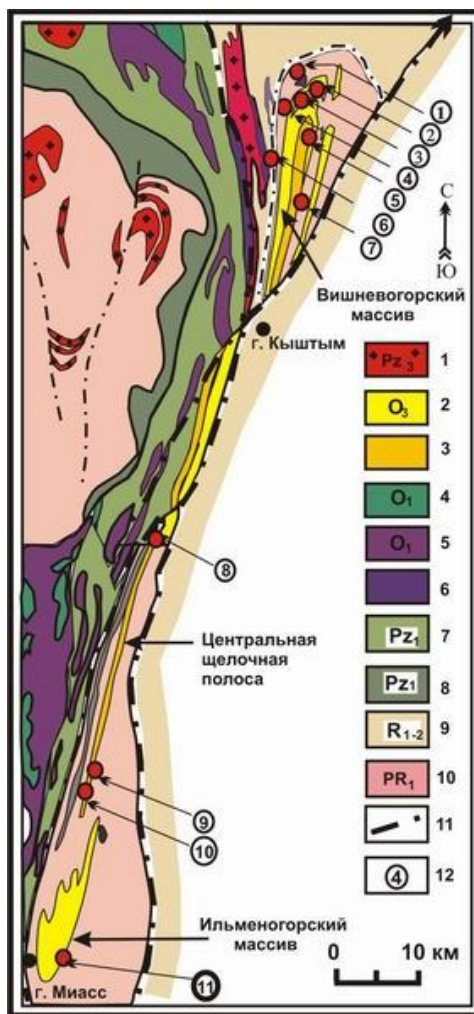


Рис. 1. Схема геологического строения Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса (по материалам В.Я. Левина и др., 1997; Золоева и др., 2004). 1–граниты ( $Pz_3$ ); 2,3–Ильмено-Вишневогорский комплекс ( $O_3$ ): 2–миаскиты Вишневогорского и Ильменогорского массивов, 3–метасоматиты Центральной щелочной полосы (фениты, полевошпатовые и силикатно-карбонатные метасоматиты, карбонатиты, миаскиты); 4–габбро офиолитовой формации ( $O_1$ ); 5–гипербазиты офиолитовой формации ( $O_1$ ); 6–метаультрабазиты булдымского, каганского и няшевского комплексов ( $PR_1$ ?); 7–вулканогенно-осадочные образования Тагило-Магнитогорского мегасинклинория ( $Pz_1$ ); 8–сланцы гранато-слюдяные и эклогиты восточной периферии Уфалейского срединного массива ( $Pz_1$ ); 9–плагосланцы и кварциты обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива ( $R_{1-2}$ ); 10–плагигнейсы, гранитные мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты Сысертско-Ильменогорского и Уфалейского срединных массивов ( $PR_1$ ); 11–тектонические разломы и несогласия; 12–основные месторождения и рудопроявления Nb и PЗЭ, связанные с карбонатитами (цифры в кружках): 1–



Булдымское Nb и РЗЭ, 2, 3–Вишневогорское Nb (2–зона 125; 3–зона 140, 147), 4–Спирихинское РЗЭ, 5–Светлинское Nb, 6–Каганское РЗЭ, 7–Потанинское Nb, 8–Увильдинское Nb, 9–Байдашевское Nb, 10–Ишкульское Nb, 11–Ильменское (Копь 97) Nb и РЗЭ.

Ильмено-Вишневогорский комплекс имеет протяженность с севера на юг более 150 км при максимальной ширине 4–6 км (рис. 1). Он состоит из двух относительно крупных (20–25 x 6 км) интрузивных массивов миаскитов – Вишневогорского и Ильменогорского. Массивы соединяются между собой Центральной щелочной полосой, протягивающейся на 150 км и сложенной фенитами, полевошпатовыми метасоматитами, мелкими телами миаскитов, меланократовыми карбонатно-силикатными породами и карбонатитами.

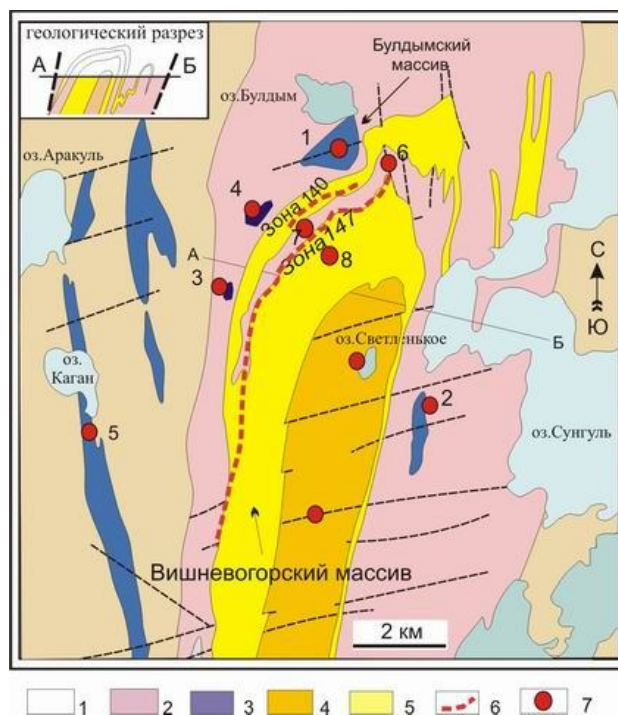


Рис. 2. Схема геологического строения северной части Ильмено-Вишневогорского комплекса (по материалам В. Я. Левина и др., 1997). 1–плагиосланцы и кварциты игишской, сайтовской, аргазинской, кыштымской толщ ( $R_{1-2}$ ); 2–плагиогнейсы, амфиболиты вишневогорской толщи ( $PR_1$ ); 3–метагипербазиты ( $PR_1?$ ); 4–метасоматиты Центральной щелочной полосы (фениты, нефелин-полевошпатовые мигматиты, меланократовые силикатно-карбонатные породы, миаскиты, карбонатиты); 5–миаскиты Вишневогорского массива; 6–зоны карбонатитов и карбонатно-силикатных пород; 7–месторождения и рудопроявления карбонатитов (цифры в кружках): 1–Булдымское, 2–Сунгульское, 3–Халдихинское, 4–Спирихинское, 5–Каганское, 6–зона 125, 7–жила 135; 8–полевошпатовый карьер горы Долгой.

Карбонатиты максимально развиты в апикальной части Вишневогорского массива миаскитов, образуя *рудную зону 147 Вишневогорского месторождения ниобия* (рис. 2). 147 зона вскрывается полевошпатовым карьером на горе Долгой, в дорожной выемке Вишневогорск-Маук. Протяженность рудной зоны 4 км, средняя мощность 19 м; среднее содержание  $Nb_2O_5$ –0.09 %,  $ZrO$  –0.1 %. Ранние карбонатиты I образуют мощные (до 10 м) пластообразные тела протяженностью в сотни метров, залегающие согласно расслоенности миаскитов и обычно не имеющие с ними резких контактов. Они представляют собой массивные и брекчиевидные разности кальцитового состава, содержащие перемещенные округлые включения миаскитов и миаскит-пегматитов и минералы миаскитов – нефелин, полевые шпаты, биотит, а также аксессуарные гатчетолит, красно-бурый пиррохлор, циркон, ильменит, апатит, магнетит, пирротин, пирит. Поздние кальцитовые карбонатиты (карбонатиты II) – крупнозернистые, лейкократовые, образуют гнезда и жилы в телах ранних карбонатитов и в миаскитах, иногда

пересекают ранние карбонатиты, а также образуют штокверки и жильные тела выполнения в экзоконтактовых фенитовых ореолах миаскитовых интрузивов. Карбонатиты II содержат: биотит, апатит, красный пиррохлор, циркон, ильменит, пирротин, пирит.



Рис. 3. Полевошпатовый карьер горы Долгой, вскрывающий рудную зону 147 и пройденный по миаскитам с жилами карбонатитов и щелочных пегматитов (фото Е.В. Пушкарева).

Наиболее богатая *рудная зона Вишневогорского месторождения (зона 140)*, сложенная карбонатитами, альбититами и миаскитовыми пегматоидами, приурочена к контакту фенитов и «седловидной залежи» миаскитов, расположенной в 1 км севернее Вишневогорского массива (рис. 2). Карбонатиты слагают систему субпараллельных жил мощностью от 10 см до 7–10 м, имеющих северо-западное падение и кососекущее залегание по отношению к полосчатости миаскитов. Протяженность зоны по простиранию 1700 м. Среднее содержание  $Nb_2O_5$ –0.14 %. Карбонатиты крупнозернистые, с редкими крупными (до 10–20 см) кристаллами биотита, апатита, полевых шпатов, пиррохлора, аксессуарным ильменитом, пирротинном, пиритом.

Пиррохлор присутствует во всех разновидностях пород, концентрируясь в значительных количествах в пегматоидных миаскитах и карбонатитах. Размер его зерен от 0.01 до 2.5 мм. В карбонатитах зоны 140 пиррохлор образует октаэдрические кристаллы размером до нескольких сантиметров. По составу это типичный пиррохлор, обогащенный танталом: 59–64.7%  $Nb_2O_5$ , 0.58–3.2%  $Ta_2O_5$ , 4–5.2%  $TiO_2$ , 1.35–1.7% РЗЭ, 0.15–0.38%  $U_3O_8$ , 0.32%  $ThO_2$ .

Рудная зона 125 находится в северо-восточной части Вишневогорского месторождения ниобия, в фенитовом ореоле Вишневогорского массива (рис. 2). Карьер, который был заложен при разработке рудной зоны 125, в настоящее время затоплен. Отвалы рудной зоны 125 представлены плагиогнейсами, пироксеновыми фенитами, пироксен-apatит-полевошпатовыми и пироксен-apatит-кальцитовыми жилами - карбонатитами, содержащими пиррохлор, циркон, ильменит, сфен, пирит, пирротин, молибденит. Жилы имеют согласное или секущее залегание. Мощность варьирует от нескольких см до нескольких метров.

Карбонатиты представлены двумя разновидностями. Мелкозернистые кальцитовые карбонатиты содержат амфибол (10-30%), относительно равномерно распределенный в виде мелких зерен и их агрегатов, и небольшое количество пироксена (диопсида или эгирина-салита) и светло-коричневого флогопита. Пироксеновые карбонатиты, как правило, крупнозернистые, пироксен (эгирина-салит) и апатит приурочены в основном к периферии жил, образуя крупные кристаллы, ориентированные перпендикулярно контактам (рис. 5). В крупнозернистой массе кальцита встречаются отдельные зерна и агрегаты плагиоклаза и калиевого полевого шпата, а также

пластинки темно-коричневого биотита, крупные кристаллы пироклора красного и темно-коричневого цвета (рис. 6), циркон, молибденит, пирротин.



Рис. 4. Жила пироксен-апатит-кальцитового карбонатита в фените в отвале 125 зоны. Близ контакта располагаются крупные кристаллы темно-зеленого эгирин-салита и светло-зеленого апатита. Центральная часть жилы сложена крупнозернистым кальцитом.



Рис. 5. Кальцит-полевошпат-пироксеновая жила с крупными кристаллами красно-коричневого пироклора (1). Размер образца 7x10 см.

*Булдымское месторождение Nb и PЗЭ* связано с карбонатитами и их экзоконтактовыми «фенитовыми» ореолами в одноименном массиве ультрабазитов, залегающем в породах вишневогорской свиты (PR<sub>1</sub>) в 100 м к северу от Вишневогорского массива миаскитов (рис. 2). Ультрабазиты представлены вторичными (метаморфическими) оливин-энстатитовыми и оливин-энстатит-антофиллитовыми парагенезисами, часто серпентинизированными. Кроме того, в них обычно присутствуют минералы щелочно-карбонатитового процесса – флогопит и рихтерит. По данным А.С. Варлакова и др. (1998), гипербазиты Булдымского массива соответствуют альпинотипным гарцбургитам и дунитам, испытавшим метаморфизм амфиболитовой фации.

Карбонатиты в Булдымском массиве залегают в системе разломов северо-восточного простирания, погружающихся в северо-западном направлении. Карбонатиты образуют линейные тела мощностью до 10 м и протяженностью в сотни метров и сопровождаются мощными зонами карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитов («апогипербазитовых фенитов»). Суммарная мощность зон карбонатитов и сопровождающих их метасоматитов достигает 50 м. В пределах месторождения выделено несколько рудных зон со средним содержанием  $Nb_2O_5$  – 0.164%. Ранние карбонатиты доломит-кальцитового состава (карбонатиты III) – массивные, крупнозернистые, содержат тетраферрифлогопит, рихтерит и рудные акцессорные пирохлор, циркон, магнетит, ильменит, пирротин, пирит. Поздние доломитовые карбонатиты (карбонатиты IV) образуют менее мощные жилы и содержат редкоземельную акцессорную минерализацию – монацит, эшинит, редкоземельный пирохлор, ферсмит, а также флогопит (замещающийся хлоритом), винчит, апатит, магнетит, ильменит, циркон, иногда стронцианит. Составы редкометалльных минералов опубликованы в работах (Недосекова и др., 1986; Лебедева, Недосекова, 1993; Недосекова и др., 2007).

Миаскиты сопровождаются пегматитами, которые нередко представлены крупными жилами протяженностью несколько десятков метров и мощностью в несколько метров. Пегматиты, также как и другие щелочные породы Ильмено-Вишневогорского комплекса, вмещают редкометальную циркон-пирохлоровую минерализацию. Одним из таких крупных пегматитовых тел является жила № 5, расположенная на склоне горы Каравай на окраине Вишневогорска. Жила была обнаружена в 1926 году. По данным М.Г.Исакова, месторождение представлено двумя самостоятельными жилами. Залегающими одна над другой по склону горы на расстоянии 60 м согласно с простиранием миаскитов ( $200^\circ$ ) и падением на запад (около  $20^\circ$ ). Мощность жилы достигает 6 метров. До сих пор в отвалах жилы можно найти обломки крупных кристаллов циркона и других минералов.



Рис. 6. Горные выработки на жиле № 5 щелочного пегматита, залегающей на склоне горы Каравай.