

Месторождения Чинейского массива

Б.И. Гонгальский, Н.А. Криволицкая, Н.Г. Голева

Крупнейшими собственно магматическими месторождениями в Забайкалье являются месторождения, связанные с Чинейским габбро-норитовым массивом, расположенным в пределах Кодаро-Удоканского прогиба (территориально – север Читинской области, рис.1). Здесь установлены крупные Вершино-Ингамакитское и Верхне-Чинейское месторождения Fe-Ti-V руд, месторождения медных эндо- и экзоконтактных руд с металлами платиновой группы.

Массив был обнаружен в 1938 г. М.Н. Петрусевичем и Л.И. Казиком, первое описание дано в работе (Петрусевич, 1948), где охарактеризовано наряду с геологией титаномагнетитовое оруденение. До

1954 г. сведения о массиве накапливались попутно при проведении мелкомасштабных геолого-съёмочных и поисковых работ, а с указанного момента начались планомерные работы Чинейской партии Удоканской экспедиции по оценке сначала железотитанованадиевой минерализации, с 1966 г. – медной, а с 1978 г. – благороднометаллической. Основной объём работ был выполнен геологами Удоканской экспедиции В.С. Четкинским, В.К. Голевым, Н.Г. Голевой, К.С. Казановым, Л.А. Сосновских, Ю.Н. Гудымой, М.Н. Дэви и др. Помимо этого, на протяжении 30 лет здесь проводились тематические работы сотрудниками ИГЕМ (А.П. Лебедев, О.А. Богати-

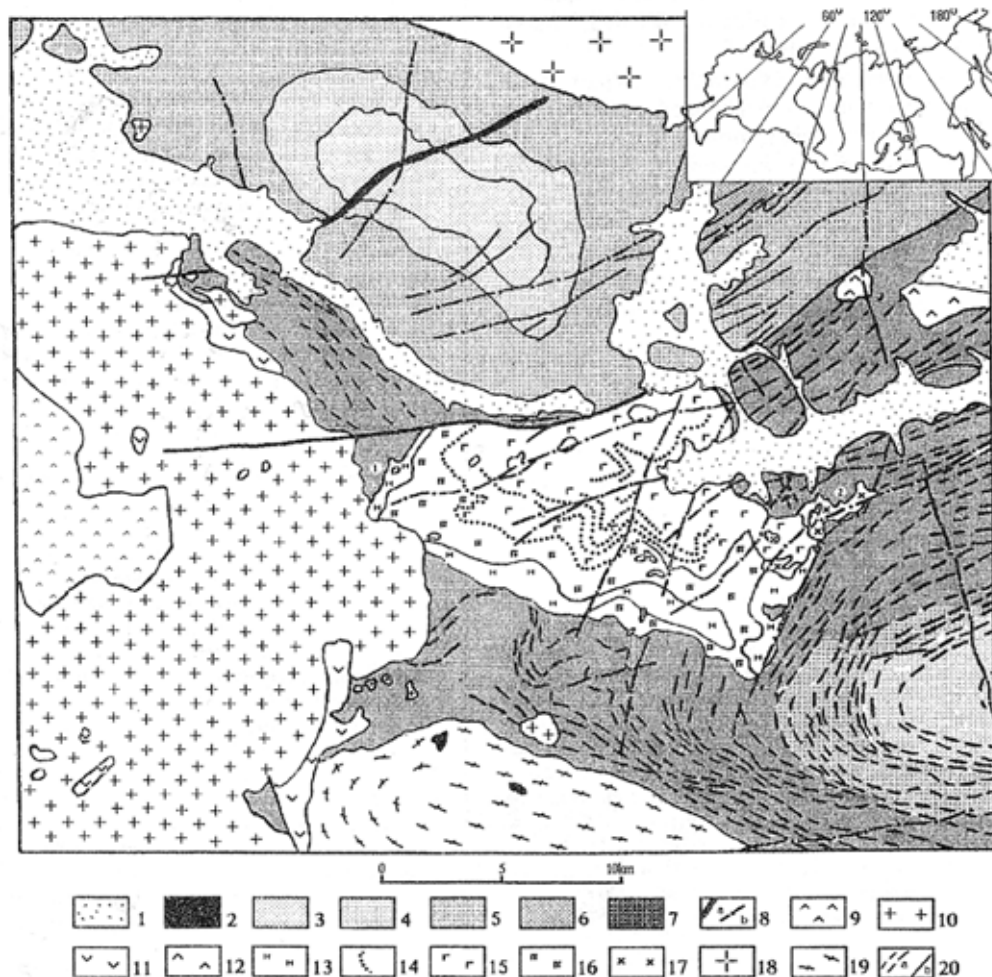


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Чинейского плутона (составлена с использованием материалов Ю.П. Буфеева, И.П. Щербаковой, 1978):

1 – четвертичные отложения; 2 – архейские метаморфические породы; 3-7 – осадочные породы удоканской серии протерозойского возраста; свиты: 3 – намингинская, 4 – верхнесакуканская, 5 – среднесакуканская, 6 – нижне-среднесакуканская, 7 – нерасчлененные; 8 – разновозрастные дайки основного состава; 9 – вулканические породы N-Q возраста; 10 – габброиды ингамакитского (PZ₃?) комплекса; 11 – гранитоиды ингамакитского (PZ₃) комплекса; 12 – габброиды доросского комплекса (PR₃); 13-17 – чинейский габбро-норитовый (PR₃?) комплекс: 13 – низкотитанистые габброиды (3-я группа), 14 – слои анортозитов, 15-16 – высокотитанистые габброиды (2-я группа): лейкогабброид (15) и железорудной (16) серий; 17 – моноклиориты; 18 – гранитоиды кодарского (PR₁) комплекса; 19 – гранитоиды куандинского (PR₁) комплекса; 20 – тектонические нарушения (а) и геологические границы (б)

ков), ВИМСа и ЦНИГРИ (М.В. Саакян, А.А. Савченко, Р.Н. Володин), МГРИ (К.М. Мельникова, Н.Б. Белова, В.К. Крюков, А.Г. Васильев), ГИ БНЦ (Э.Г. Конников, М.Ф. Трунева), ЧИПРа (Б.И. Гонгальский, Н.А. Криволицкая), ВостсибНИИГГиМСа (В.В. Левицкий, Л.И. Яловик), ОИГГиМ (А.П. Кривенко, А.Э. Изох) и др.

Геологическая позиция и внутреннее строение массива

Чинейский массив (рис.2) относится к Байкало-Охотскому поясу ультрабазит-базитовых интрузивов, протягивающемуся в субширотном направлении. По классификации Ю.А. Кузнецова (1964) он относится к формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузивов ранних этапов установления платформенного режима на древних платформах, характеризующегося накоплением мощных осадочных толщ на поверхности глубоко размытого фундамента. Такое строение свидетельствует о сохранении древними платформами на ранних этапах их развития определенной подвижности, приводящей к образованию флексур и глубоких расколов, а

также своеобразному магматизму – внедрению сильнодифференцированных комплексов и образованию магматических месторождений, преимущественно в карельский металлогенический этап (2300 – 1800 млн лет, по В.И. Смирнову). Первоначально Чинейский массив был отнесен (Салоп, 1967) к каларскому комплексу, но после доказательства архейского возраста анортозитов Каларского массива расслоенные габброиды были выделены в самостоятельный чинейский комплекс. Чинейский массив фиксирует узел пересечения субширотной системы разломов, ограничивающих с юга Верхне-Каларскую впадину, с зоной северо-западного простирания, ограничивающей Кодаро-Удоканскую зону.

Чинейский массив прорывает раннепротерозойские отложения удоканского комплекса, залегая в ядре одноименной антиклинали, и занимает дискордантное положение относительно вмещающих пород (см. рис.1). Усложнение морфологии и интенсивности складчатости в экзоконтакте массива связано с механическим и тепловым воздействием габброидов на вмещающие породы. Максимальные деформации характерны для горизонтов наиболее пластичных пород – известняков, доломитов, которые в ближай-

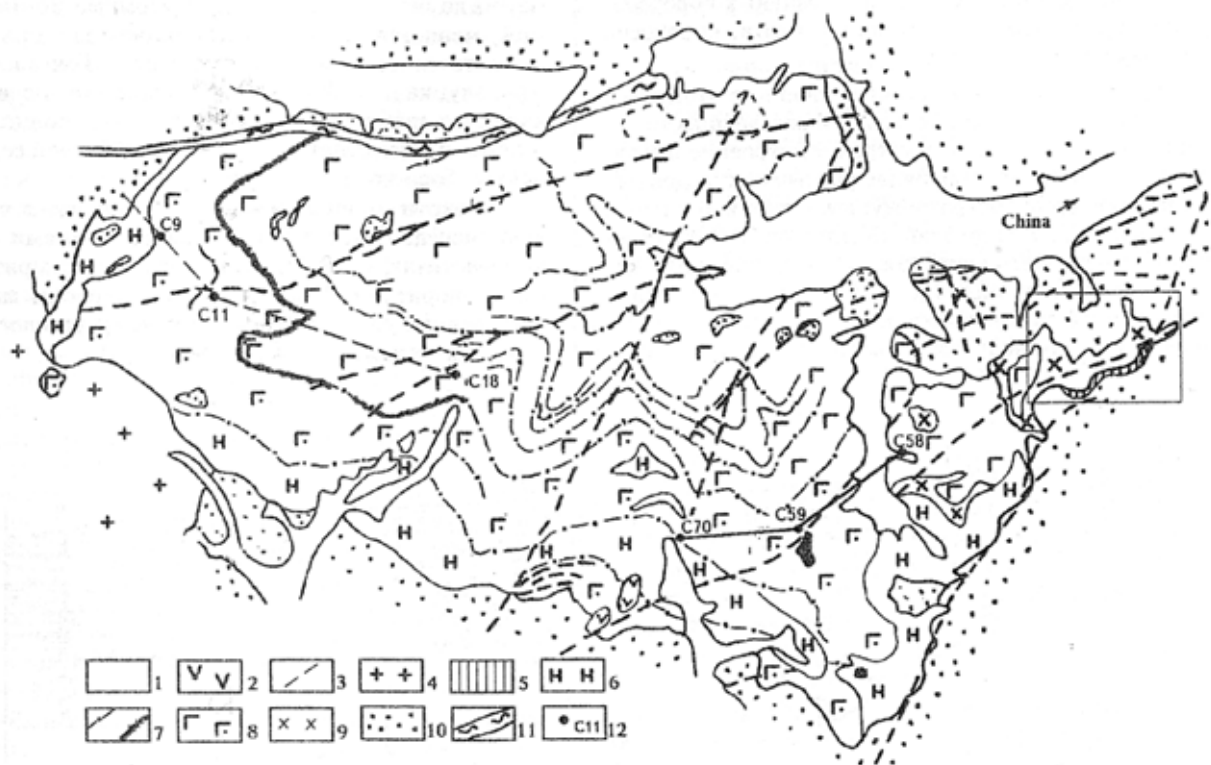


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Чинейского плутона (составлена с использованием материалов В.С. Четчинна, В.К. Голева, В.К. Крюкова и др.):

1 – четвертичные отложения; 2 – базальты неоген-четвертичного возраста; 3 – дайки габбро-диабазов; 4 – гранитоиды ингамакитского комплекса позднепалеозойского возраста; 5-11 – чинейский позднепротерозойский комплекс: 5 – лампрофилы (4-я группа); 6 – низкотитанистые габброиды (3-я группа); 7 – анортозиты, лейкогаббро; 8 – высокотитанистые габброиды (2-я группа); а – железорудная, б – лейкогаббровая серии; 9 – монцодиориты (1-я группа); 10 – осадочные породы удоканской серии; 11 – Ингамакитский разлом; 12 – буровые скважины

шем обрамлении массива подверглись скупиванию и будинированию (Гонгальский, Криволицкая, 1986).

Чинейский интрузив представляет собой лопитообразное тело, обнаженное на дневной поверхности на площади более 100 км² (см. рис. 2). В целом массив имеет блюдцеобразную форму: западный контакт его с вмещающими породами погружается под углом 25-30° на северо-восток, а восточная часть его (апофиза – участок Рудный) имеет субгоризонтальное залегание. Однако почти повсеместно пологопадающая подошва осложнена локальными впадинами и поднятиями.

Характерной особенностью Чинейского массива является основной состав слагающих его пород, резко преобладают по объему габбро-нориты, нориты, подчиненное значение имеют пироксениты, анортозиты. Кварцевые диориты, монцодиориты развиты в экзоконтакте массива, документируются в виде крупных ксеноблоков в породах последующих этапов кристаллизации. Основной объем интрузива сложен высоко- и низкотитанистыми габброидами, для которых характерны два типа расслоенности: а) грубой – за счет выделения 2-3 м слоев анортозитов на фоне слабо дифференцированных габброидов; б) тонкой – от первых сантиметров до 1.0-1.5 м, формирующейся за счет колебаний концентраций главных породообразующих минералов (титаномагнетита, пироксена и плагиоклаза) в разрезе.

Границы в обоих резкие, очень отчетливые. Благодаря прекрасно выраженной расслоенности устанавливается сложное внутреннее строение интрузива. Расчленение габброидов разными исследователями проводится по-разному; выделяется от 2 пачек (Голев и др., 1981) до 6 зон (Конников, 1986) в строении разреза всего интрузива. Несомненно одно: для них характерно наличие расслоенных последовательностей с дискретными концентрациями титаномагнетита, они подразделены на высоко- и низкоти-

танистые (Гонгальский, Криволицкая, 1993). В центральной части такие последовательности залегают субпараллельно, что и обусловило рассмотрение их как результат кристаллизации из одного расплава. Между тем в эндоконтактной зоне описаны многочисленные секущие взаимоотношения. В восточной и западной частях массива низкотитанистые габброиды залегают в нижней части высокотитанистых, достигая мощности 800 м. В южной части между реками Правая Чина и Правый Ингамакит низкотитанистые габброиды почти отсутствуют в разрезе или документируются в виде маломощных силлов.

Высокотитанистые габброиды занимают около 85% эрозионной поверхности плутона, а также преобладают в его внутреннем строении; подразделяются на 2 серии: железорудную (нижнюю) с максимальной мощностью до 1000 м и лейкогаббровую (верхнюю) мощностью до 1500 м (рис.3). В породах железорудной серии наиболее отчетливо проявлена макро- и микроритмичность: выделены 5 пачек, мощность которых варьирует в пределах первых сотен метров (см. рис. 3, 4), в них состав пород меняется от титаномагнетитов с пироксенами до анортозитов, в пределах которых устанавливается ритмичность более высоких порядков (десятки – первые метры до первых сантиметров). Помимо концентраций, меняется состав главных минералов, при этом выявляется скрытая расслоенность (Гонгальский, Криволицкая, 1986). Преобладающими породами являются габбро-нориты с различными концентрациями титаномагнетита, а в лейкогаббро-нориты.

Низкотитанистые габброиды отличаются в первую очередь более низкими концентрациями титаномагнетита (менее 5%) и представлены норитами, габбро-норитами. В их строении выделены макро-расслоенные единицы – пачки и микрорасслоенные единицы – ритмы.

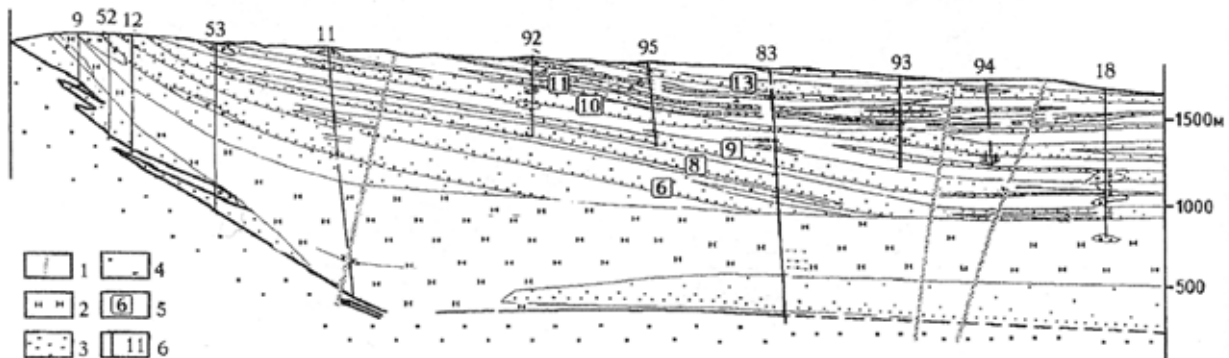


Рис. 3. Геологический разрез западной части Чинейского массива по линии скв. 9-18:

1 – дайки габбро-диабазов; 2 – расслоенные низкотитанистые габброиды; 3 – расслоенные высокотитанистые габброиды; 4 – осадочные породы удоканской серии; 5 – номера рудных тел в табл. 1; 6 – скважины и их номера

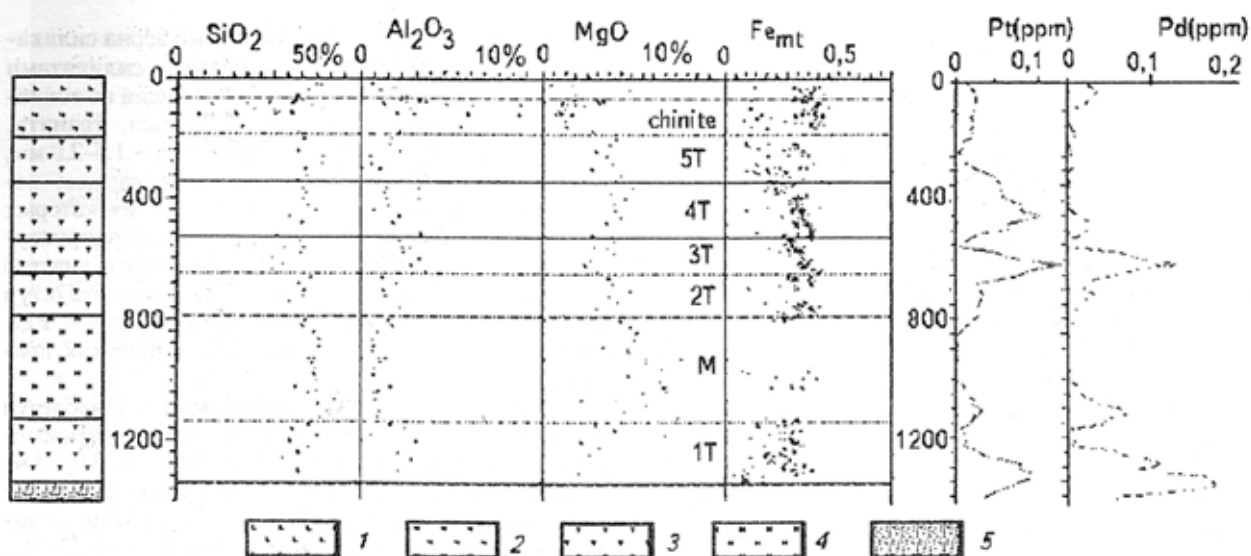


Рис. 4. Вариации распределения SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fement ($\text{Fement}/(\text{Fement}+\text{Feобш})$), сглаженные кривые распределения Pt и Pd по разрезу скв. 83:

1-3 – высокотитанистые габброиды: 1 – лейкогаббровой серии, 2 – чиниты (плаггиоклаз-титаномагнетитовые породы), 3 – железорудной серии; 4 – низкотитанистые габброиды; 5 – терригенные вмещающие породы удоканского комплекса

Лампрофиры имеют ограниченное распространение и приурочены преимущественно к зоне контакта различных габброидов с вмещающими породами удоканской серии. Мощность их сильно варьирует, максимально достигая нескольких десятков метров, а положение контролируется размещением тектонических нарушений, главным образом субгоризонтальных в подошве интрузива. Редко лампрофиры образуют дайкообразные тела (на юге плутона, где мощность их составляет 10-15 м). Контакты их с вмещающими породами резкие, нередко имеют мигматитовый характер.

На диаграмме AFM составы пород Чинейского массива удалены от средних типов пород по Ля Метру (Le Maitre, 1976) в направлении вершины F (рис. 5).

Значительная часть пород подвержена автотасоматическим преобразованиям (амфиболитизации, сосюритизации, хлоритизации). В большом количестве в массиве присутствуют ксенолиты вмещающих песчаников и карбонатных пород. В последних устанавливается метасоматическая зональность: неизменное габбро – бсербахиты, плаггиоклаз-фассаитовые скарны, фассаитовые скарны, аккерманит-монтichelлитовые скарны, кальцифиры. В известковую стадию формировались диопсид-гранатовые скарны с флогопитом, кальцитом и гранатом, везувиян-брусит-мусковит-тремолитовые породы. Их образование происходило при высокой химической активности железа, щелочей и летучих компонентов.

Титаномагнетитовые руды

В качестве аксессуарных минералов железотитановые окислы присутствуют во всех типах пород, работами Удоканской экспедиции определены два перспективных участка, представляющих каждый

сам по себе самостоятельные месторождения: Вершино-Ингамакитское и Верхне-Чинейское.

Вершино-Ингамакитское месторождение

Для него характерны руды двух типов: вкрапленные, где титаномагнетит принимает непосредственное участие в формировании тонкой расслоенности, и массивные – маломощные (до 0.5 м) прослои в ассоциации с анортозитами. В.К. Голевым на данном месторождении выделено 8 рудных тел, которые группируются в рудоносную толщу мощностью 100-700 м. В плане (см. рис. 2) она образует подкову, прослеживающуюся на 10-12 км (при видимой мощности 1.5-3.0 м). Падение рудных тел совпадает с элементами залегания расслоенных пород и составляет около 20° (к центру массива). Мощность отдельных рудных тел колеблется от 2 до 200 м, в среднем составляет 20-80 м (см. рис.3). Максимальная насыщенность разреза титаномагнетитовыми рудами всей толщи (до 70%) отмечается в районе истоков ручья Этырко. Кроме основных рудных тел, известно несколько более мелких, мощностью 2-10 м, протягивающихся на 1-3 км; границы их, как правило, устанавливаются по результатам опробования. К верхним частям расслоенных единиц (пачек, серий) приурочены тела плаггиоклаз-титаномагнетитовых пород, названных чинитами (Гонгальский, 1993). Соотношения названных минералов колеблется в больших пределах, крайними членами этого ряда пород являются мономинеральные разновидности – анортозиты и титаномагнетиты.

Состав полезных компонентов по отдельным рудным телам представлен в табл. 1.

Главными рудными минералами являются титаномагнетит и ильменит, количество которого редко превышает 10% от суммы двух минералов. Скопления

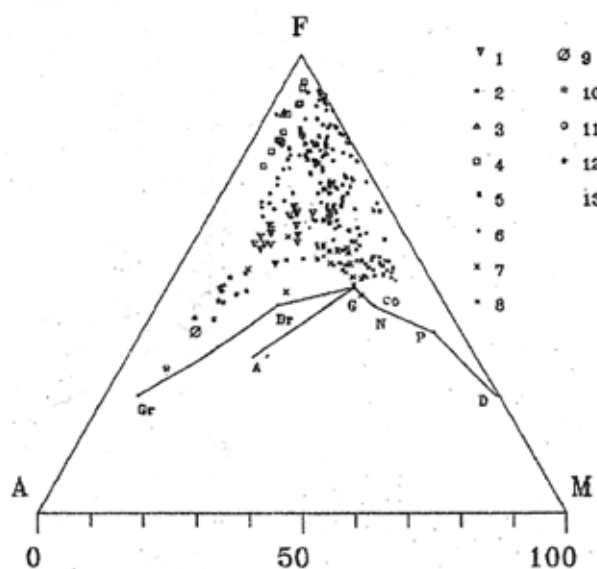


Рис. 5. Диаграмма AFM (K₂O+Na₂O-Fe₂O₃-MgO) составов пород Чинейского плутона:

1 – монцодиориты (скв. 20, 36, 39); 2 – анортозиты; 3 – чиниты пачки 1Т; 4 – чиниты верхов железорудной серии (скв. 83); 5 – габбро-чиниты (скв. 11; инт. 990-995 м); 6 – высокотитанистые габброиды; 7 – габбро-нориты группы высокотитанистых габброидов; 8 – низкотитанистые габброиды; 9 – диориты; 10 – граниты; 11 – диопсидовые скарны; 12 – дайки габбро-диабазов; 13 – тренды средних составов пород по Ля Метру: Gr – гранит, Dg – диорит, A – анортозит, G – гранит, N – норит, P – пироксенит, D – дуниит

титаномагнетита имеют неправильную форму, морфология зерен в агрегатах приближается к многоугольной, а среди силикатов – овальная. Среди руд-

ных скоплений встречаются округлые зерна силикатов. В ряде случаев между оксидами и силикатами образуется реакционная кайма, состоящая из тонкозернистого агрегата биотита, амфибола, граната. Средний размер зерен титаномагнетита – 1.5-2.0 мм, минерал характеризуется структурами распада нескольких порядков, наиболее типичной из которых является решетчатая. Вместе с ильменитом в структурах распада твердого раствора принимают участие шпинель и ульвошпинель. Остальные типы структур (петельчатая, каемчатая, мirmekитоподобная и т.д.) образуются при поздних автотемасоматических процессах.

Содержание TiO₂ в титаномагнетите колеблется от 11.45 до 17.64%, основными элементами-примесями в них являются MgO – 0.38%, Mn – 0.11%, Al – до 2.26%, а также Zn, Co, Cu на уровне десятых – сотых долей процента. Ильменит, напротив, отличается повышенными содержаниями Mn – до 2.71%, V – 0.15% и низкими Mg – 0.08% (в среднем).

Верхне-Чинейское месторождение

Здесь преобладают жило-, линзообразные тела массивных руд (рис. 6). Протяженные линзообразные тела занимают промежуточное положение между тонкорасслоенными телами и типичными линзами. Они имеют отчетливые границы с вмещающими габбро-норитами. Текстура руд вкрапленная, массивная.

Типичные линзы железных руд приурочены к слаборасслоенным низкотитанистым породам (TiO₂ менее 5%), средний размер их 1-3x0.7-1.5 м. Контакты с вмещающими породами очень резкие, отчетливые, подчеркиваются системой трещин, параллельной поверхности линз. Интересны находки

Таблица 1

Состав руд Вершино-Ингамакитского месторождения

Номер рудного тела	Мощность	Fe _{общ}	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cu	Ni	Co	Pt	Pd
		%							г/т
1	15.5	17.36	2.93	0.35	0.19	0.023	0.012	0.03	0.06
2	20.3	16.05	2.57	0.28	0.4	0.019	0.008	0.042	0.066
3	22.0	16.99	2.92	0.28	0.04	0.020	0.009	0.10	0.286
4	12.4	17.21	2.57	0.26	0.15	0.026	0.010	0.152	0.191
5	13.2	17.43	2.97	0.32	0.05	0.022	0.009	0.076	0.172
6	49.2	19.68	3.95	0.30	0.07	0.014	0.011	0.016	0.008
7	24.0	16.25	2.91	0.26	0.04	0.011	0.007	0.030	0.046
8	91.1	19.27	3.86	0.37	0.05	0.013	0.008	0.063	0.064
9	93.4	18.82	3.44	0.34	0.08	0.014	0.009	0.080	0.010
9a	14.4	22.24	4.36	0.40	0.12	0.013	0.009	0.079	-
96	16.4	17.16	2.91	0.31	0.08	0.011	0.007	0.065	0.008
10	5.5	30.84	6.95	0.57	0.75	0.008	0.011	-	0.003
11	6.9	16.45	2.62	0.22	0.13	0.006	0.010	0.024	0.017
12	12.2	18.01	3.23	0.26	0.09	0.012	0.009	0.017	-
13a	17.6	19.88	4.13	0.35	0.07	0.022	0.010	0.030	0.057
13	64.0	23.87	4.69	0.48	0.10	0.016	0.012	0.010	0.010
14	12.0	21.70	3.59	0.25	0.18	0.035	0.012	0.026	0.006

Примечание: Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Читагеология».

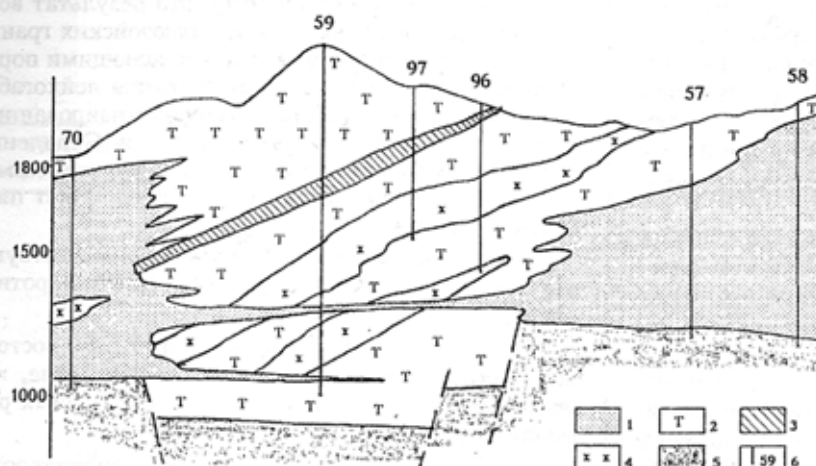


Рис. 6. Геологический разрез восточной части Чинейского массива по линии скв. 70-58:

1 - сложенные низкотитанистые габброиды; 2 - сложенные высокотитанистые габброиды; 3 - титаномagnetиты; 4 - габбро- и монцодиориты; 5 - осадочные породы удоканской серии; 6 - скважины и их номера

сплошных титаномagnetитовых руд (титаномagnetиты) округлой, овальной и неправильной формы, а также струеподобных обособлений размером первые десятки сантиметров и не имеющих самостоятельного промышленного значения.

Материал по минералогии тонкорасслоенных титаномagnetитовых руд Вершино-Ингамакитского Верхне-Чинейского месторождений не позволяет их противопоставлять: такой же титаномagnetит с разнорядковыми структурами распада и близкими концентрациями элементов-примесей, перекрываются также значения точек Кюри и Вервея (Гонгальский, Кривошукская, 1993).

На Верхне-Чинейском месторождении рудные тела группируются в 2 пачки: нижнюю и главную. Нижняя пачка мощностью 60 м прослежена с перерывами на 10 км с прослоями рудных и безрудных лейко- мезогаббро-норитов. Мощность отдельных рудных тел колеблется от 5.7 до 26.5 м, постепенно на запад содержания железа снижаются от 30 до 18%. На юге строение пачки осложнено обилием ксенолитов карбонатных пород, которые достигают размеров десятков метров. Мощность пачки 64.7 м, протяженность около 1 км.

Главная рудная пачка образует в плане дугообразное тело длиной 4.5 км (мощностью около 400 м), отдельные рудные тела прослеживаются на запад еще на 2-3 км. В центральной части месторождения выявлены рудные тела П-3 и П-4 с запасами около 50% от общих Верхне-Чинейского месторождения. Самые высокие содержания железа в П-4 (до 45%), распределяются на три ветви с 25.16, 37.84, 29.9%.

Медные руды

Вкрапленность сульфидных минералов (1-3%) отмечается во всех описанных выше разновидностях пород, но промышленное оруденение в настоящее время установлено в области контакта массива с осадочными породами удоканского комплекса на протяжении 13.7 км из 33 км общей протяженности контакта массива. Выделяется 4 участка с медными

рудами (с запада на восток): Контактный (3 км), Сквозной (0.5 км), Верхне-Чинейский (4 км), Рудный (6.2 км) (рис.7). Зона приконтактной сульфидной вкрапленности имеет неоднородное строение, невыдержанные мощность (от 1-2 до 60 м) и содержания полезных компонентов.

Специфической особенностью сульфидного оруденения является существенно медный его состав при подчиненном значении других элементов.

В минералогическом отношении резко преобладают халькопиритовые руды, выделяются пирротин-халькопиритовые, халькопирит-пирротиновые, халькопирит-пиритовые, халькопирит-борнитовые, реже собственно халькопиритовые или пирротиновые руды. В рудах преобладают вкрапленные текстуры, реже прожилково- и гнездово-вкрапленные, еще реже - массивные, брекчиевые.

Богатая сульфидная минерализация сосредоточена: 1) в тонкорасслоенных титаномagnetитовых рудах; 2) в породах повышенной щелочности в эндоконтакте массива; 3) в лейкогаббро; 4) в песчаниках; 5) в скарнах; 6) в зонах тектонических нарушений (послойных и секущих расслоенность). Промышленные скопления медных руд подразделяются: на эндоконтактные вкрапленные (пирротин-халькопиритовые (участок Рудный) и пирит-халькопиритовые (участок Контактный) и экзоконтактные вкрапленные и массивные (пирротин-халькопиритовые, борнит-халькопиритовые и халькопиритовые).

Эндоконтактные руды восточной части массива (см. рис.7) представлены прожилково-вкрапленными, реже - гнездово-вкрапленными текстурными разновидностями халькопирит-пирротинового состава. Оруденение крайне неравномерное, его интенсивность нарастает от габброидов к песчаникам. Границы рудных тел определяются только по результатам опробования.

Кроме пирротина (моноклинного и гексагонального), тетрагонального халькопирита (составляющих около 90% объема всех рудных минералов), здесь встречаются пентландит (средний со-

став $(Ni_{4.68}Fe_{3.53}Co_{0.65})_{8.86}S_{8.08}$, сфалерит $(Zn_{0.79}Fe_{0.22})_{1.01}S_{0.98}$, содержащий примесь Cd до 0.49%, и минералы группы линнеита: виоларит, состав которого смещен в сторону грейгита $Fe_{2.27}Ni_{0.68}Co_{0.36}Cu_{0.01}S_{3.69}$, и минерал, занимающий промежуточное положение между зигенитом $CoNiS_2$ и никелевым линнеитом $NiCo_2S_4$ (содержит 8.04–11.45% Fe).

Сульфоарсениды и арсениды кобальта и никеля обычно пространственно разобщены с богатой халькопирит-пирротиновой минерализацией, часто образуют самостоятельную ассоциацию минералов, слагающих гнезда и прожилки. Здесь преобладают минералы ряда кобальтин-герсдорфит, причем они разбиваются по составу на три группы: 1) кобальтина $(Co_{0.97}Ni_{0.02}Fe_{0.03})_{1.03}As_{1.01}S_{0.96}$; 2) герсдорфита $(Ni_{0.63}Co_{0.27}Fe_{0.25})_{1.15}As_{1.06}S_{0.95}$; 3) близкого к джулукулиту $(Ni_{0.42}Co_{0.39}Fe_{0.25})_{As_{1.05}S_{0.93}}$.

В этой ассоциации также присутствуют никелин, леллингит, сафлорит, арсенипирит, глауколот.

Эндоконтактовые руды западной части массива отличаются от описанных в первую очередь составом: вместо пирротина в них присутствует пирит (пирит-халькопиритовые руды), причем соотноше-

ние близко к 1:1. По-видимому, это результат воздействия внедрившихся позже палеозойских гранитов ингамакитского комплекса. Вмещающими породами на участке Контактном являются лейкогаббро, "леопардовые" габбро, амфиболитизированные и эпидотизированные в разной степени. Скопления сульфидов чаще всего приурочены к участкам измененных пород, текстурный облик приобретает пятнистый характер.

Кроме халькопирита и пирита, присутствуют магнетит, миллерит, виоларит, сфалерит, пирротин, линнеит.

Экзоконтактовые руды сосредоточены в восточной части массива: преобладают вкрапленные, изредка встречаются небольшие линзы сплошных руд мощностью до 1.5–2.0 м и жилы.

Выделяются две минеральные разновидности: пирротин-халькопиритовые (с переменным соотношением минералов, чаще же преобладает последний) и ограниченное распространение халькопирит-борнитовых руд.

Минеральный состав экзоконтактовых руд более разнообразен, чем эндоконтактовых. Максимальное количество второстепенных и редких минералов

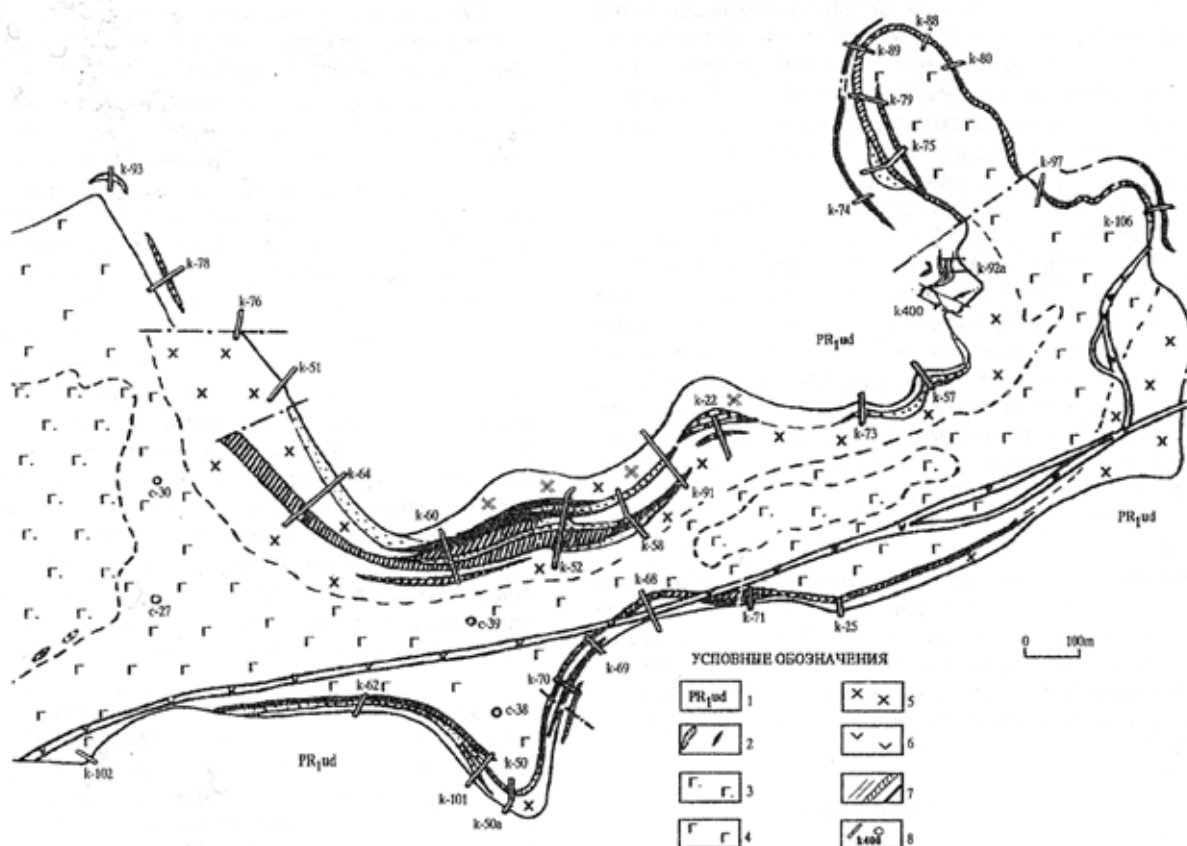


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Восточной апофизы массива (участок Рудный):

1 – осадочные отложения удоканской серии; 2 – ксенолиты метаморфизованных осадочных пород; 3 – титаномagnetитсодержащие габбро-нориты; 4 – габбро; 5 – монцодиориты; 6 – габбро-диабазы; 7 – рудные тела: бедные, средние, богатые; 8 – скважины и каналы и их номера

Результаты опробования экзоконтактовых руд
в канаве N 400 участка Рудный

Интервал опробования, м	Pt	Pd	Au	Cu	Ni	Co
	г/т			%		
0-1	0.10	1.00	0.15	0.75	0.027	0.005
1-2	0.20	2.00	0.15	1.16	0.080	0.005
2-3	0.30	3.00	0.20	0.40	0.037	0.005
3-4	0.10	2.00	0.05	0.65	0.035	0.005
4-5	8.40	29.60	3.60	1.50	0.047	0.005
5-6	30.40	142.00	9.60	11.00	0.125	0.007
6-7	32.00	147.00	3.00	12.50	0.260	0.005
7-8	72.00	255.00	5.10	16.75	0.235	0.005
8-9	23.20	78.50	1.80	6.00	0.150	0.010

Примечание: Анализы выполнены в ЦНИГРИ.

концентрируется в халькопиритовых рудах, особенно жильных: часто встречаются гнезда миллерита, макинавита, кубанита (состав последнего варьирует: Cu – 22.6 – 22.88; Co до 0.09; Ni до 0.06; Fe – 42.65 – 40.98; S – 34.87 – 35.27), минералы группы линнеита (отличительной особенностью их в этом типе руд является присутствие в них меди до 12%), маухерит, никелин, арсеногаухекорнит, сперрилит, майченерит, фрудит.

Благородные металлы

Первым определил металлы платиновой группы в технологической пробе, взятой из сульфидных руд, Ю.А. Волченко, первые минералы описаны Н.Н. Морозовой (Морозова, Бегизов, 1978). В настоящее время список их расширен: меренскит, майченерит, садбериит, фрудит, сперрилит, медистая платина, фазы Pd-Au-Te, Pd-Se, Pd-Ag-Sb, Pd-Ag-Te, платина, полярит, потарит, маякит (Криволюцкая, 1986; Морозова, Бегизов, 1978; Прокопчук и др., 1990; Трунева и др., 1984; Кривенко и др., 1995).

Повышенные концентрации Pt и Pd (выше кларковых) устанавливаются практически во всех разновидностях пород массива, в особенности в сплошных сульфидных рудах.

Наблюдается прямая пропорциональная зависимость содержания платиноидов от концентрации сульфидов в породе: монцодиориты с убогой вкрапленностью рудных минералов содержат всего, г/т: Pt – 0.041, Pd – 0.997 (Pd/Pt = 23), зато гнездово-вкрапленная халькопиритовая руда отличается высоким содержанием Pd (до 4,5 г/т), Pd/Pt достигает 110 г/т (среднее 55). В локальных телах аномальные содержания составляют, %: Cu – 16.75, Ni – 0.25, Co – 0.02; г/т: Pt – 72, Pd – 255, Au – 9.6, Ag – 34.8. Пирротиновые разности характеризуются более низкими значениями благородных металлов.

В рудах экзоконтакта ЭПГ распределены крайне неравномерно, средние содержания составляют, г/т: Pd – 1.11; Pt – 0.25; Pd/Pt = 13.1 (табл. 2, 3). Сильно различаются халькопирит-борнитовые и ширротиновые разновидности: для первых типичны более высокие концентрации МПГ, г/т: Pd – 2.01-

Таблица 3

Средние содержания благородных металлов, г/т, и меди, %, в титаномагнетитовых рудах
Чинейского массива

Месторождение	Вершино-Ингамакитское					Верхне-Чинейское				
	Число проб	Pt	Pd	Au	Cu, %	Число проб	Pt	Pd	Au	Cu, %
г/т				г/т						
Убогая	49	0.037	0.010	0.004	0.195	50	0.078	0.104	0.009	0.040
Бедная	50	0.079	0.053	0.011	0.183	50	0.030	0.036	0.005	0.109
Средняя	56	0.043	0.072	0.011	0.018	-	-	-	-	-
Сплошная богатая	40	0.078	0.122	0.016	0.050	-	0.104	0.014	0.105	0.098

2.84; Pt – 0.054–0.27 по сравнению с Pd – 0.1–0.55 и Pt – 0.005–0.91), однако во вторых обнаружены Rh – 0.08–0.14 и Ru – 0.05.

Халькопиритовые руды обогащены ЭПГ относительно миллерит-халькопиритовых: средние значения, г/т: Pd – 8.79 и Pt – 1.14, а в миллеритсодержащих 0.87 и 0.045 соответственно.

Характерной особенностью Чинейского массива является совмещение в его пределах промышленного железотитанованадиевого оруденения с Pd-Pt-Ir(Au) ассоциацией и медного оруденения с Pd-Pt-Rh-Au (Os, Ir, Ru, Ag) интерметаллид-халькогенидной ассоциацией (Гонгальский, Криволицкая, 1994).

В настоящее время месторождения Чинейского массива являются объектами пристального внимания российских и зарубежных специалистов, поскольку здесь пространственно совмещены месторождения железотитанованадиевых, никель-кобальтомедных и благороднометалльных месторождений.

Литература

- Гонгальский Б.И. О месте чинитов (плагиоклаз – титаномангнетитовых пород) в формировании Чинейского расслоенного плутона (Северное Забайкалье) / Бюлл. МОИП., отд. геол. – 1993. – Т. 68. – Вып. 2. – С. 83–89.
- Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. – Новосибирск: ВО "Наука", Сибирская издательская фирма, 1993. – 184 с.
- Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. О платиноносности Чинейского расслоенного массива // Геология и генезис платиновых месторождений. – М.: Наука, 1994. – С. 144–154.
- Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). – Новосибирск: Наука, 1986. – 127 с.
- Кривенко А.П., Изох А.Э., Толстых Н., Гонгальский Б.И. // Докл. РАН. – 1995. – Т. 342. – N 5.
- Криволицкая Н.А. Сульфидная минерализация Чинейского массива // Геол. рудн. месторождений. – 1986. – N 5. – С. 94–100.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 387 с.
- Морозова Н.Н., Бегизов В.Д. Рудоносность и благороднометаллическая минерализация массива габбро-норитов / Изв. вузов. Сер. "Геология и разведка". – 1978. – N 9. – С. 180–182.
- Петрусевич М.Н. Чинейское титаномангнетитовое месторождение // Сов. геолог. – 1946. – N 10. – С. 91–94.
- Прокопчук С.И., Ялович Л.И., Левицкий В.В. Применение сцинтилляционного экспресс-метода для определения гранулометрии платиноидов при оценке рудоносных массивов // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. – Иркутск: Институт геохимии СО АН СССР, 1990. – С. 48–52.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области // Магматизм, тектоника, история геологического развития. – М.: Недра, 1967. – Т. 2. – 699 с.
- Трунева М.Ф., Конников Э.Г., Тетлюв С.Н. Новые данные о благороднометаллической минерализации в одном из габбро-норитовых массивов // Петрология и минералогия базитов Сибири. – М.: Наука, 1984. – С. 116–120.
- Le Maitre R.W. The chemical variability of some common igneous rocks // J. Petrol. – 1976. – Vol. 17, N4.

* * *