

И.В. Жилин
В.Н. Пучков

Геология и рудоносность Нязепетровской зоны (Средний Урал)



Российская Академия Наук
Уфимский Научный центр
Институт Геологии

И. В. Жилин
В. Н. Пучков

ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ НЯЗЕПЕТРОВСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Уфа, 2009

УДК 553.464'494'311(470.5)

ББК 26.34(235.55)

Г35

Жилин И. В., Пучков В. Н.

Г35 Геология и рудоносность Нязепетровской зоны (Средний Урал). —
Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 184 с.: ил.

ISBN 978-5-94423-168-0

Книга посвящена геологии интереснейшего и недостаточно освещенного в литературе объекта — Нязепетровской зоны, расположенной в центральной части Уфимского амфитеатра Среднего Урала. В работе показано, что, несмотря на расположение в непосредственном окружении палеозойских формаций пассивной континентальной окраины, формации Нязепетровской зоны обладают явным родством с океаническими и островодужными формациями Тагильской зоны. Здесь развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные разрезы базальтовой, базальт-андезито-базальтовой (порфиритовой) и трахибазальт-трахитовой формаций ордовикско-раннедевонского возраста, а также ассоциирующие с ними plutonические комплексы (дунит-гарцбургитовый, принадлежащий к офиолитам, дунит-клинопироксенитовый, сопоставимый с палладиеносной ветвью Платиноносного пояса, габбро-диоритовый и габбро-сиенитовый интрузивные комплексы). Рассмотрена разнообразная рудоносность зоны (железо и фосфор, медные месторождения и рудопроявления, золото, платиноиды). Особое внимание уделено Суроямскому месторождению титан- и ванадийсодержащих магнетитов с апатитом; прогнозные ресурсы его железных руд оцениваются в 11 млрд. тонн. Сходство формаций Тагильской зоны с Нязепетровской объясняется аллохтонной природой последней.

Ответственный редактор член-корреспондент РАН В.Н. Пучков

Zhilin I.V., Puchkov V.N.

The geology and ore potential of the Nyazepetrovsk zone (Middle Urals). —
Ufa: DesignPoligraphService Ltd., 2009. — 184 p.

The book describes a very interesting geological object, Nyazepetrovsk zone, situated in the central part of the Ufimian amphitheatre of the Middle Urals. It is shown that in spite of its position in an immediate surroundings of the Paleozoic formations of the passive continental margin, the zone demonstrates a close relationship with the oceanic and island-arc formations of the Tagil zone. The Nyazepetrovsk zone is characterized by a development of volcanogenic and volcanosedimentary sections of basaltic, basalt-andesite-basalt (porphyritic) and trachybasalt-trachytic complexes of the Ordovician to Lower Devonian age. Associated with them are plutonic complexes: dunite-harzburgitic (ophiolitic), dunite-clinopyroxenitic (comparable with the Pd-bearing wing of the Platinum-bearing Belt), gabbro-dioritic and gabbro-syenitic intrusive complexes. A diverse ore potential of the zone is discussed (iron and phosphorus, copper deposits and ore shows of different type, gold, PGE). A special attention is paid to the Suroyam deposit of titanium- and vanadium-bearing magnetites with apatite; the predictable resources of its iron ore is evaluated as 11 billion tons. The resemblance of the complexes of the Tagil and Nyazepetrovsk zone is explained by an allochthonous nature of the latter.

Editor-in-Chief V. Puchkov

УДК 553.464'494'311(470.5)

ББК 26.34(235.55)

ISBN 978-5-94423-168-0

© И.В. Жилин, В.Н. Пучков, 2009

ВВЕДЕНИЕ

Располагаясь на западном склоне Урала в восточном обрамлении Уфимского амфитеатра, среди преимущественно осадочных палеозойских отложений палеоконтинентального сектора этой складчатой области, Нязепетровский комплекс вулканогенных и интрузивных пород представляет особый интерес с геологической, тектонической и металлогенической точек зрения. Преобладающие в его составе магматические породы обнаруживают черты, сближающие их с образованиями расположенной восточнее Тагильской зоны не только по возрасту и петрологическим особенностям, но и по проявлениям рудоносности. Уникальной чертой Нязепетровского комплекса является присутствие в его составе Суroyамского щелочного гипербазит-сиенитового массива, содержащего одноименное апатит-титаномагнетитовое месторождение. Это месторождение с момента установления в первой половине 60-х гг. прошлого века его перспективной промышленной ценности и до недавнего времени оставалось «в тени». Разведочные работы, проводившиеся в 80-х гг., были приостановлены, керны разведочных скважин с рудой сокращены до предела; в смутные 90-е годы исчезла и фондовая документация по этим скважинам.

В 2007 г. внимание к месторождению значительно выросло в связи с состоявшимся аукционом, на котором лицензия на разведку и разработку месторождения сроком на 20 лет была получена московской инвесткомпанией Лекс Электа, действовавшей в интересах британской компании Agicom, за почти символическую сумму в 33 млн. рублей. Адрес сайта с соответствующей информацией: <http://www.infogeo.ru/metalls/press/?act=show&rev=2885>

На другом сайте Интернет была выложена следующая информация: «Суroyамский участок площадью 47,8 квадратного километра расположен в 20 километрах юго-восточнее Нязепетровска на левом берегу реки Суroyам в 15 км выше Нязепетровского водохранилища. Авторские прогнозные ресурсы месторождения по категории P_1 превышают 2,2 млрд. т титаномагнетитовых руд, из которых при обогащении может быть получен магнетитовый концентрат с содержанием железа 62,7%, диоксида титана — 1,9%, пятиоксида ванадия — 0,28%, а также апатитовый концентрат с содержанием пятиоксида фосфора — 37,23%. Ежегодно здесь предполагается добывать по 42 млн. т сырой руды, получая из нее по 300 тыс. т железованадиевого концентрата, 1 млн. т апатитового концентрата, 3 млн. т агломерата и 3 млн. т окатышей. При этом срок окупаемости вложений в строительство горно-обогатительного комбината не превысит семи лет» (<http://www.garant-ural.ru/site/index/news/index.php?id=227>).

Настоящая работа является попыткой обобщить и осовременить сохранившиеся материалы, как по геологии, тектонике и металлогении Нязепетровской зоны в целом, так и по Суроямскому месторождению в частности, и показать, что зона и находящееся в ее пределах недостаточно изученное месторождение представляют большой интерес. Для этого были не только заново рассмотрены рукописные материалы, но и проведены дополнительные полевые работы, ставившие своей целью закрыть наиболее зияющие «бреши» в существующей информации. Такая работа может послужить отправной точкой для продолжения изучения этой интереснейшей геологической структуры на современном уровне и явиться посильным вкладом авторов в освоение месторождения.

Авторы выражают глубокую благодарность В.В. Масленникову за предоставленную возможность ознакомиться с сохранившимся керном некоторых скважин, пробуренных на Суроямском массиве, а также Ю.А. Волченко, А.М. Косареву, Ю.Л. Ронкину за помощь в обработке полевых материалов 2006–2007 гг.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 2 фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН.

Глава 1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА

Первые сведения о геологическом строении района появились в 1909 г. в работе В.В. Никитина, который впервые обратил внимание на наличие апатит-титаномагнетитовой минерализации в пироксенитах Суроямского массива.

Планомерное изучение Нязепетровского района началось в 1929–30 гг. в связи с геологической съемкой территории Урала. В это время окрестности города Нязепетровска были засняты в масштабе 1:200000 Г.А. Соколовым.

В 1933–42 гг. под руководством Б.И. Вейца, Г.А. Смирнова и Т.А. Смирновой в рассматриваемом районе проводилась геологическая съемка масштаба 1:50000, а затем в 1947–48 гг. Г.А. Смирновым и Т.А. Смирновой на основе этих геолого-съёмочных работ была составлена первая Государственная геологическая карта масштаба 1:200000 (листы N-41-VI и O-40-XXXVI, южная половина).

В 1956 г. вышла в свет книга [Смирнов, 1956], завершившая почти 20-летний этап исследований этого автора. В работе дается анализ геологических материалов, касающихся стратиграфии Уфимского амфитеатра. Напротив, вопросам тектоники, геологии интрузивных пород и полезным ископаемым было уделено мало внимания.

В 1960–61 гг. А.С. Таланцевым проводились поиски редкометального оруденения в восточной части Суроямского массива [Таланцев, 1963]. По мнению автора, нефелиновые сиениты массива образовались в результате дифференциации габбровой магмы. Ожидаемых скоплений редких металлов (ниобия, тантала, бериллия) в щелочных сиенитах не было обнаружено.

В 1963 г. изучением эффузивных пород западного склона Урала занималась Н.А. Румянцева. Ею, в частности, был впервые детально охарактеризован развитый здесь нязинский комплекс щелочных базальтоидов [Смирнов и др., 1977].

В 1963–65 гг. коллективом Нязепетровского отряда Челябинской ГРЭ (Г.Ф. Селиверстов, И.В. Жилин, В.И. Петров, А.М. Гоголан, В.Г. Жилина и др.) в описываемом районе проведена геологическая съемка, результатом которой было составление геологической карты масштаба 1:50000 для трех планшетов и м-ба 1:25000 для Суроямского участка. Получен богатый материал по магматизму, тектонике, литологии, стратиграфии, металлогении, который затем был систематизирован и опубликован [Жилин и др., 1967, 1975; Жилин, Селиверстов, 1971–1973; Жилин, 1974; Селиверстов и др., 1967–1973]. Впервые была установлена промышленная ценность Суроямского месторождения, дана прогнозная оценка ресурсов апатит-титаномагнетитовых руд.

Вслед за геологосъемочными работами в районе Суроямского массива в 1966–1971 гг. проводились тематические работы по изучению щелочного магматизма (Н.В. Свяжин, В.Я. Левин, Л.П. Ефимова).

В 60-х гг. были изданы геологические карты масштаба 1:200000 (листы О-40-XXX Ревда (П.М. Есипов), О-40-XXXVI (П.М. Есипов и Е.П. Рослякова) и N-40-VI (С.А. Зорин), полностью перекрывшие территорию Бардымско-Нязепетровского аллохтона.

С 1982 по 1986 гг. в пределах Суроямского пироксенитового массива Миасской ГРП Челябинской геологоразведочной экспедиции (Ю.Н. Павленин, И.В. Жилин, А.Н. Черноостравец, С.В. Болева и др.) выполнены поиски малотитанистых магнетитовых руд с помощью профильного бурения скважин глубиной до 300 м. Было отобрано большое количество рядовых и технологических проб, анализ которых позволил установить зональность массива и выделить два типа руд: магнетитовый и апатит-магнетитовый; подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_1 .

Глава 2. ПОЛОЖЕНИЕ ЗОНЫ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ УРАЛА

Нязепетровская зона расположена на западном склоне северной части Южного Урала в юго-восточной части Уфимского амфитеатра на стыке двух структур первого порядка: Центрально-Уральской и Западно-Уральской мезазон. Своеобразной особенностью Уфимского амфитеатра является дугообразный изгиб его структур, резко выделяющийся в общей линейной системе меридиональной складчатости Урала.

А.П. Карпинский [1939] считал, что этот изгиб вызван наличием подземного выступа докембрийского фундамента Русской платформы — Уфимского горста, служившего упором складкообразовательных движений, шедших с востока.

Согласно Н.С. Шатскому [1945], Уфимский амфитеатр располагается в пределах наиболее выдвинутой и поднятой восточной части Волго-Уральского свода, представляющей здесь поперечное к Уралу поднятие.

Г.Ф. Фредерикс [1932], придавая большое значение шарьяжным структурам, предполагал, что амфитеатр обязан своим происхождением антиклинальному поднятию всей области, на котором тектонические покровы, сложенные более древними палеозойскими породами, были смыты, в результате чего были обнажены лежащие под ними артинские осадки. В дальнейшем эта точка зрения была принята лишь частично, тогда как представление А.П. Карпинского о жестком выступе получило полное подтверждение. Тем не менее, представления о развитии шарьяжей в Уфимском амфитеатре получили дальнейшее развитие в целом ряде работ [Нейман-Пермякова, 1937; Камалетдинов, 1974; Пучков, Иванов, 1982 а; Живкович, Чехович, 1985 и др.].

По геофизическим данным в области Уфимского амфитеатра выделяются гравитационные аномалии северо-западного простирания, связанные с существованием выступа кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы и отражающие особенности его рельефа. Внутренняя структура архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента прекрасно отражается системой полосовых магнитных аномалий (фото 1)¹ от запад-северо-западного до почти субширотного простирания, которые под прямым углом упираются в границу между древним, архейско-протерозойским кристаллическим выступом амфитеатра и позднепротерозойской

¹ Рисунки, ссылки на которые начинаются с «фото», см. на вкладке с цветными и полутоновыми изображениями.

складчатой системой тиманид [Пучков, 2005, фото 1]. Докембрийские комплексы, подстилающие амфитеатр, выходят восточнее рассматриваемой площади в положительных структурах Центрально-Уральской зоны (Башкирский антиклинорий с Тараташским кристаллическим выступом и Кваркушский антиклинорий с Уфалейским поднятием) (рис. 2; фото 2).

По геолого-съемочным, буровым, а также геофизическим, в том числе сейсмическим данным Нязепетровский комплекс магматических пород образует верхнюю из двух тектонических пластин Бардымско-Нязепетровского аллохтона, который залегает на более молодых терригенно-карбонатных отложениях Западно-Уральской зоны в виде синформы с пологим падением на восток западного контакта и крутым — восточного.

Общая мощность магматических пород палеозоя на широте г. Нязепетровска, по электромагнитным наблюдениям А.Г. Краснобаевой [Краснобаева и др., 1974], составляет 4 км, а поверхность древнего фундамента в пределах Центрально-Уральского поднятия залегает на глубине 6 км.

В восточной части Нязепетровский блок магматических пород по тектоническим нарушениям контактирует с мраморизованными и доломитизированными известняками нижнего — среднего девона репнинско-быковской толщи и граувакками зилаирской свиты, а в западной — с терригенно-карбонатными отложениями верхнего ордовика — нижнего карбона.

Для всех пород восточной части Уфимского амфитеатра характерна западная вергентность: сочетание опрокинутых на запад складок и разрывных дислокаций взбросо-надвигового характера, что свидетельствует о перемещении блоков в западном направлении. Корни, т. е. место первичного образования вулканических и залегающих среди них интрузивных пород Нязепетровской зоны, находятся далеко на востоке, в висячем крыле ГУР, и связаны с Тагильской зоной.

Чтобы лучше понять особенности тектонического положения Нязепетровского комплекса, следует рассмотреть его в более широком, региональном контексте. Как было показано [Пучков, Иванов, 1982 а; Живкович, Чехович, 1985], в Бардымско-Нязепетровском районе развиты четыре контрастных, разноформационных тектонических комплекса (фото 2):

1. Автохтонно-параавтохтонный, представленный ордовикско-каменноугольными терригенно-карбонатными мелководными шельфовыми отложениями, залегающими на протерозойском фундаменте. В низах залегают грабеновые груботерригенные формации с эффузивами (нижнесергинская, козинская и др. свиты); в верхах — фаменско-турнейский флиш зилаирской свиты, развитый только в юго-восточной части района, и среднекаменноугольный флиш азамской свиты, широко представленный во всей его западной части.

2. Нижний аллохтонный, слагающий Бардымский (Нижнесергинский) тектонический покров и представленный глубоководными терригенными, терригенно-кремнистыми, конденсированными кремнистыми, редко кремнисто-карбонатными отложениями среднеордовикско-франского возраста. Вблизи основания разреза (в ордовикских отложениях) и в районе г. Нижние Серги среди терригенных флишеподобных отложений нижнего — среднего девона, сложенных переслаиванием кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов аптечногорской свиты, находятся

базальты и их туфы. В палеогеографическом плане комплекс принадлежит континентальному склону. На юге и на севере этот комплекс представлен двумя клиппами: Киргишанским и Маяктауским соответственно.

Стратиграфия нижнего аллохтона была существенно усовершенствована благодаря изучению конодонтов в 80-х гг. [Пучков, Иванов, 1982а]. Соотношение тектонических пластин и мелководных фаций автохтона со структурами нижнего аллохтона детально рассмотрено в работе [Живкович, Чехович, 1985].

3. Верхний, Нязепетровский аллохтонный комплекс, сложенный ордовикско-раннесилурийской базальтовой, силурийско-раннедевонской базальт-андезит-базальтовой, раннедевонской (?) трахибазальт-трахитовой вулканогенными, а также дунит-гарцбургитовой, дунит-клинопироксенитовой, габбро-диоритовой и габбро-сиенитовой магматическими формациями, в целом отвечающими Тагильской офиолитово-островодужной формационной последовательности. Этот комплекс и является основным объектом наших исследований.

4. Орогенические комплексы, формировавшиеся параллельно деформациям рассматриваемого района: среднекаменноугольно-пермские отложения, преимущественно флиш и моласса.

Дополнительный свет на особенности тектоники Нязепетровского комплекса и окружающих его структур проливает проблема расшифровки Михайловского сейсмического профиля, пройденного на западном склоне Среднего Урала в широтном направлении через северную оконечность Нязепетровского аллохтона [Brown et al., 2006] (фото 3). Уже при рассмотрении исходных сейсмических профилей, без наложенной расшифровки, бросается в глаза значительно большая дислоцированность верхних горизонтов осадочного палеозойско-позднепротерозойского разреза по сравнению с нижними: структура последних параллельна практически недислоцированной границе основания палеозоя (венд / ордовик).

Подобные структуры объясняются наличием субгоризонтальной зоны срыва, или детачмента, в основании серии тектонических пластин, ограниченных листрическими надвигами и возникавших последовательно, одна за другой, на фронте структуры надвигания [Пучков и др., 1998]. Такая структура носит название «тонкокожей». На восточном краю профиля наблюдается переход ее в «толстокожую» структуру: происходит перелом зоны срыва, которая к востоку от Коноваловского разлома становится значительно более крутой. Геологический разрез, построенный по данным геологической съемки и на основании расшифровки сейсмопрофиля, отвечает критериям, предъявляемым к так называемым сбалансированным разрезам. Такой разрез необязательно правилен, но должен отвечать одному требованию: он может быть реконструирован путем приведения тектонических пластин в их первоначальное положение. Такое восстановление позволяет рассчитать степень сжатия шельфовых структур (в данном случае она составляет около 30%). Однако в профиль (фото 3С) закрались погрешности: в нем не учитывается, что аллохтоны нельзя вписать в сбалансированный разрез: они образовались раньше, и масштаб их перемещения значительно больше. Детачмент под Нижнесергинским аллохтоном в это время находился выше: не в ордовикских, а в девонских отложениях (поверхность детачмента вскрывается под аллохтоном скважинами в районе пос. Н. Серги на глубинах порядка 1000 м; фото 2) [Пучков, Иванов, 1982а]. Детачмент под Нязепетровским

аллохтоном находился еще выше: либо над нижнесергинским батияльным комплексом, либо непосредственно над девонскими и каменноугольными шельфовыми отложениями (местами он маркируется тектонизированными серпентинитами, как на фото 4). В плане, на тектонической схеме (фото 2) мы видим, что шельфовые фации ордовика – девона распространены не только западнее, но и севернее, южнее и отчасти восточнее области развития батияльных и офиолитово-островодужных аллохтонных формаций, почти окружая их. Фактически последние слагают клипп, поскольку ордовикские рифтовые фации, перекрывающие кристаллический фундамент, также принадлежат аллохтону – параавтохтону.

Таким образом, мы предполагаем в этом районе двухэтапную деформацию. В отличие от Южного Урала, деформации, сопровождавшие позднедевонскую коллизию Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента, практически не затронули рассматриваемую территорию: дистальный зилаирский флиш развит только в ее юго-восточной части, замещаясь к западу шельфовыми карбонатами. Поэтому мы считаем его параавтохтонным.

Коллизионные процессы на континентальной окраине в пределах от Среднего до Полярного Урала происходили с запозданием по сравнению с Южным Уралом; соответственно, учитывая формационный состав ассоциирующих отложений, можно предполагать, что они начались в конце раннего – среднем карбоне. На первом этапе произошло формирование сначала Бардымского, а затем Нязепетровского шарьяжей по верхнему уровню срыва (в девонских отложениях). Близ-одновременно в более западной части Уфимского амфитеатра начинается образование флиша, а в расположенной восточнее, в пределах Уфалейского выступа – интенсивное тектоническое скучивание, метаморфизм и образование гранитов, датированное башкирским веком [Ронкин и др., 2006]. На втором этапе, продолжавшемся в пермское время, во внешней части форланда сформировалась система надвигов и сопряженных складок, связанная с более глубокой субгоризонтальной (слабо наклоненной к востоку) поверхностью срыва, проходившей вблизи границы чехол – фундамент.

Глава 3. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

3.1. Вулканические формации

В стратиграфическом разрезе Нязепетровской зоны преобладают вулканические и вулканогенно-осадочные толщи, при подчиненном развитии кремнистых пород, алевролитов и песчаников (рис. 1, 2). Возраст толщ по редким находкам радиолярий, конодонтов и макрофауны оценивается как ордовик – нижний девон. Макрофауна содержится только в обломках, и в целом отложения рассматриваются как относительно глубоководные. По петролого-геохимическим характеристикам вулканические породы разделяются на 3 формации: базальтовую, базальт-андезит-базальтовую и трахибазальт-трахитовую. Последняя представлена преимущественно прижерловой фацией.

3.1.1. Базальтовая (спилит-диабазовая) куказарская формация

Ранее эта формация описывалась как сланцево-диабазовая толща раннеордовикского возраста. Н.А. Румянцева [Смирнов и др., 1977] данную толщу отнесла к бардымскому комплексу того же возраста. Однако в состав этого комплекса попали как эффузивы нижнесергинской и аптечногорской свит Бардымского аллохтона, так и базальтоиды Нязепетровского аллохтона, что некорректно.

В составе формации преобладают эффузивы базальтового состава: диабазы (афировые и мелкопорфировые), микродиабазы, базальтовые афириты, спилиты, вариолиты, гиалобазальты, в подчиненном количестве развиты гиалокластиты и ксенотуфы. Отмечаются подушечные лавы (фото 5). Редко наблюдаются мелкие тела кератофиров и туфов риолито-дацитового состава. Субвулканическая фация представлена дайками и силлами диабазов и габбро-диабазов.

Осадочные породы представлены углисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, радиоляритами, осадочными кремнистыми брекчиями и гравелитами, серицит-кварцевыми филлитовидными сланцами типа аспидных, кварцевыми песчаниками. Наибольшим развитием базальтовая формация пользуется в восточной части района, где она слагает восточное крыло Нязепетровской синформы и прослеживается в виде полосы шириной 1,3–2,5 км на протяжении

СИСТЕМА	ИНДЕКС	Разрез	Мощность, м	Литологическая и петрографическая характеристика
Девонск.	D ₁₋₂		200	Полимиктовые до агломератовых туфы порфиритов базальт-пикритового и трахибазальтового составов (прижерловая фация)
Силурийская	S-D ₁		> 2300	Псаммитовые, гравийные, алевритовые и агломератовые туфы и ксенотуфы плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов базальтового состава, иногда с обломками известняков и эффузивов кислого состава, массивные и тонкослоистые пелитовые туфы основного состава, немногочисленные покровы пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава, а также прослои кремнистых туффицитов и известняков. В ядерной части Нязепетровской синклинали, вблизи массивов габброидов — крупнообломочные туфы основного состава, прижерловой фации. Среди туфов в обломках известняков найдена фауна конодонтов <i>Polygnathus pirenae</i> Woers. нижнего девона и кораллы <i>Heliolitoides</i> силура – нижнего девона
Ордовикская	O-S ₁		700	Диабазы, микродиабазы, гиалодиабазы, вариолиты, спилиты, иногда с шаровой отдельностью, с прослоями кремнистых сланцев (фтанитов), туфов основного и смешанного состава, гиалокластиты, керагофиры
			800	Кремнистые сланцы (фтаниты), кремнистые осадочные брекчии с прослоями диабазов. В нижней части разреза — серицито-полевошпат-кварцевые сланцы, алевролиты и песчаники, углисто-глинисто-кремнистые сланцы с редкими прослоями диабазов и спилитов. В кремнистых сланцах радиолярии: <i>Spongosphaera</i> aff. <i>tritostacca</i> Rothpletz, <i>Stigmoodryum</i> sp. ind., <i>Entactinia</i> sp. ind., <i>Doryasphaera</i> sp. ind. и другие ордовика – нижнего силура

Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка Нязепетровской зоны

более 40 км. Мелкие тела диабазов в виде тектонических блоков были отмечены севернее города Нязепетровска, а также на Суроямском участке.

Нижняя граница формации тектоническая, а верхняя определяется залеганием на ней порфирито-туфовой толщи базальт-андезит-базальтовой формации. Характерно, что во всех случаях нижние горизонты сланцево-диабазовой толщи соприкасаются по тектоническим нарушениям надвигового характера с более молодыми силурийско-девонскими карбонатными осадками шельфового типа (фото 2). Породы спилит-диабазовой формации приходят в соприкосновение с породами дунит-гарцбургитовой формации также только по тектоническим нарушениям.

Возраст пород формации до настоящего времени достоверно не установлен. Он принят нами условно как ордовикско-раннесилурийский на основании обнаружения в кремнистых сланцах гистрихосфер и радиолярий (*Spongosphaera aff. tritestacea Rothpletz*, *Stigmocarium* и др.) с широким возрастным диапазоном — от раннего ордовика до раннего силура (определения Б.М. Садрисламова). По своему облику формация сопоставима, в частности, с породами сакмарской свиты силура Южного Урала. Однако прямые сопоставления ее с какими бы то ни было образованиями Южного Урала, пусть аналогичными, но далекими как пространственно, так и исторически, не могут быть обоснованными. Скорее ее следует сопоставить с близкими к ней и по расстоянию, и по облику выйской и мариинской свитами зоны ГУР Среднего Урала, относимыми к позднему ордовика и представленными метабазами, иногда метагиллокластитами, углеродистыми сланцами, метадиабазами, иногда образующими фрагменты комплекса «дайка в дайке». Геохимический облик этих свит несколько противоречив: есть вулканиты с островодужными признаками, но часть их может быть отнесена к базальтам СОХ (к офиолитам) [Бороздина, 2006; Петров, 2006]. Что касается выйской свиты, то следует упомянуть также результаты изучения РЗЭ в ее базальтах, выявившего в ней два типа толеитов — сходных с СОХ и со впадиной Афар [Смирнов и др., 2006]. Вероятно, это объясняется тектоническим совмещением в одной свите разнотипных формаций вследствие интенсивного надвигания, характерного для зоны ГУР.

Состав и строение формации изучались в естественных обнажениях по долинам рек Уфы, Репной, Большой Каменки, а также по профилю картировочных и поисковых скважин.

Стратиграфические колонки по частным разрезам и их корреляция изображены на рис. 3. Наиболее полный разрез получен по субширотному профилю скважин, пройденных Уфалейской РП в долине р. Уфы в 10 км к юго-востоку от г. Нязепетровска с целью поисков медных руд (рис. 4). Построение геологического разреза показало, что породы, отнесенные к этой формации, здесь залегают моноклинально и представлены двумя подтолщами (снизу вверх): песчано-сланцевой мощностью 330 м и вулканогенной мощностью 700 м (рис. 4, 5).

В песчано-сланцевой подтолще преобладают филлитовидные серицит-кварцевые сланцы типа аспидных, углисто-кремнистые сланцы, а также метаморфизованные серицит-полевошпат-кварцевые (аркозовые) песчаники и алевролиты. Отметим, что толща немая, а ее отнесение к базальтовой формации условно.

Образованию вулканитов базальтовой формации Нязепетровской зоны, по всей вероятности, предшествовал внутриконтинентальный рифтогенез с деструкцией

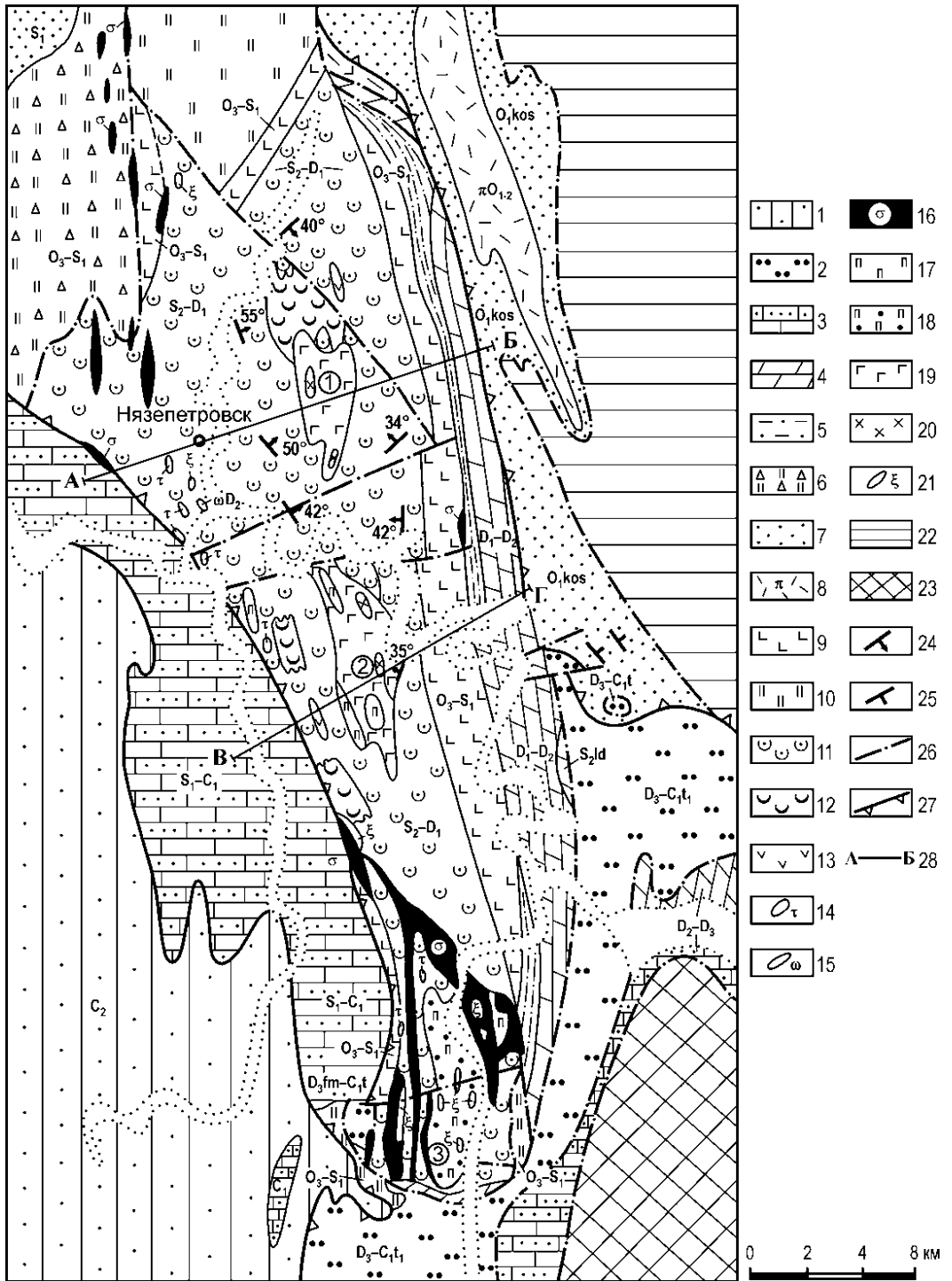


Рис. 2. Геолого-формационная карта южной части Нязепетровской зоны

сиалического основания, однако в Нязепетровском аллохтоне (как и в Тагильском синклинии) эта стадия не представлена. В расположенных восточнее разрезах паравтохтона развиты аркозовые песчаники и алевролиты ранне-среднеордовикского возраста (шунутская и козинская свиты), относимые к грабеновой формации, подстилающей шельфовые отложения.

Вулканогенная подтолща сложена чередующимися между собой диабазами, спилитами, микропорфиритами и гиалокластитами (фото 6, 7). В небольшом объеме присутствуют прослои радиоляритов и глинисто-кремнистых осадочных брекчий (фото 8, 9). Характер перехода между подтолщами постепенный через переслаивание.

Вулканические породы базальтовой формации характеризуется широким развитием эффузивов и довольно однородным их составом. Насыщенность верхней части разреза диабазами и базальтами при большой протяженности толщи (более 40 км) свидетельствует о трещинном типе излияний вдоль разломов.

Обычной формой залегания диабазов и базальтов являются потоки и покровы мощностью от 1 до 30 м, реже — подушечные лавы, наблюдаемые в обнажениях долины реки Уфы (рис. 2). Подушечные лавы состоят из отдельных плотно прилегающих подушек размером до $1 \times 0,8 \times 1,7$ м концентрического строения. Внешняя часть подушек стекловатая (корка закаливания), а внутренняя хорошо раскристаллизована. Отмечается две системы трещин: сферическая и радиальная.

Образование пород формации происходило в водных условиях, что подтверждается присутствием подушечных лав, низкой степенью окисленности железа базальтов (в среднем 22%), наличием прослоев кремнистых сланцев (радиоляритов).

Слабое развитие порфировых структур указывает на то, что значительная часть расплавов поднялась к поверхности в перегретом состоянии при температурах, превышающих точки начала котектической кристаллизации. Излияниями перегретой лавы объясняется малая мощность потоков при их большой длине по простиранию.

Условные обозначения к рис. 2: 1, 2 — флишевые формации: 1 — второго коллизионного этапа (среднекаменноугольная), 2 — первого коллизионного этапа (фаменско-турнейская?); 3–5 — шельфовые: 3 — карбонатная и фалаховая формации (известняки и кварцевые и аркозовые песчаники, верхний ордовик — нижний карбон, 4 — карбонатная (преимущественно доломиты), нижний — средний девон, 5 — аркозовых песчаников и филлитов (ордовик? средний девон?); 6 — батинальные: кремнисто-сланцевая и песчано-сланцевая; 7–8 — грабеновые формации: 7 — конгломераты, гравелиты, песчаники кварцевые и аркозовые, филлиты, нижний ордовик, 8 — кварцевые порфиры и их взрывные брекчии, нижний — средний ордовик; 9–15 — вулканогенно-осадочные формации: 9–10 — базальтовая (спилит-диабазовая) куказарская: 9 — диабазы, базальты, в том числе спилитовидные, вариолиты, гиалокластиты, кератофиры, 10 — кремнистые сланцы; 11–13 — базальт-андезит-базальтовая нязепетровская формация; 11 — туфы и туффиты основного и смешанного состава, часто слоистые, в том числе вулканогенный флиш, 12 — агломеративные туфы порфиритов базальтового состава околожерловой фации, 13 — базальтовые порфириты лавовой фации; 14–15 — трахибазальт-трахитовая нязинская формация: 14 — трахиты и трахибазальты субвулканической (дайковой) фации, 15 — взрывные брекчии трахибазальт-пикритового состава; 16–21 — интрузивные: 16–18 — пироксенит-перидотитовые комплексы: 16 — железистые перидотиты серпентинизированные, 17 — клинопироксениты, 18 — апатит-флогопит-титаномагнетитовые клинопироксениты; 19–20 — габбро-диоритовая формация: 19 — габбро, 20 — диориты; 21 — субшелочные и нефелиновые сиениты габбро-сиенитовой формации; 22, 23 — докембрийские образования Центрально-Уральского поднятия (22) и Тараташского блока (23); 24, 25 — элементы залегания: 24 — слоистости, 25 — сланцеватости; 26, 27 — разрывные нарушения: 26 — без уточнения морфологии, 27 — надвиги; 28 — линии геологических разрезов. Цифры в серых кружках — массивы: 1 — Нязепетровский, 2 — Церковский, 3 — Суроямский

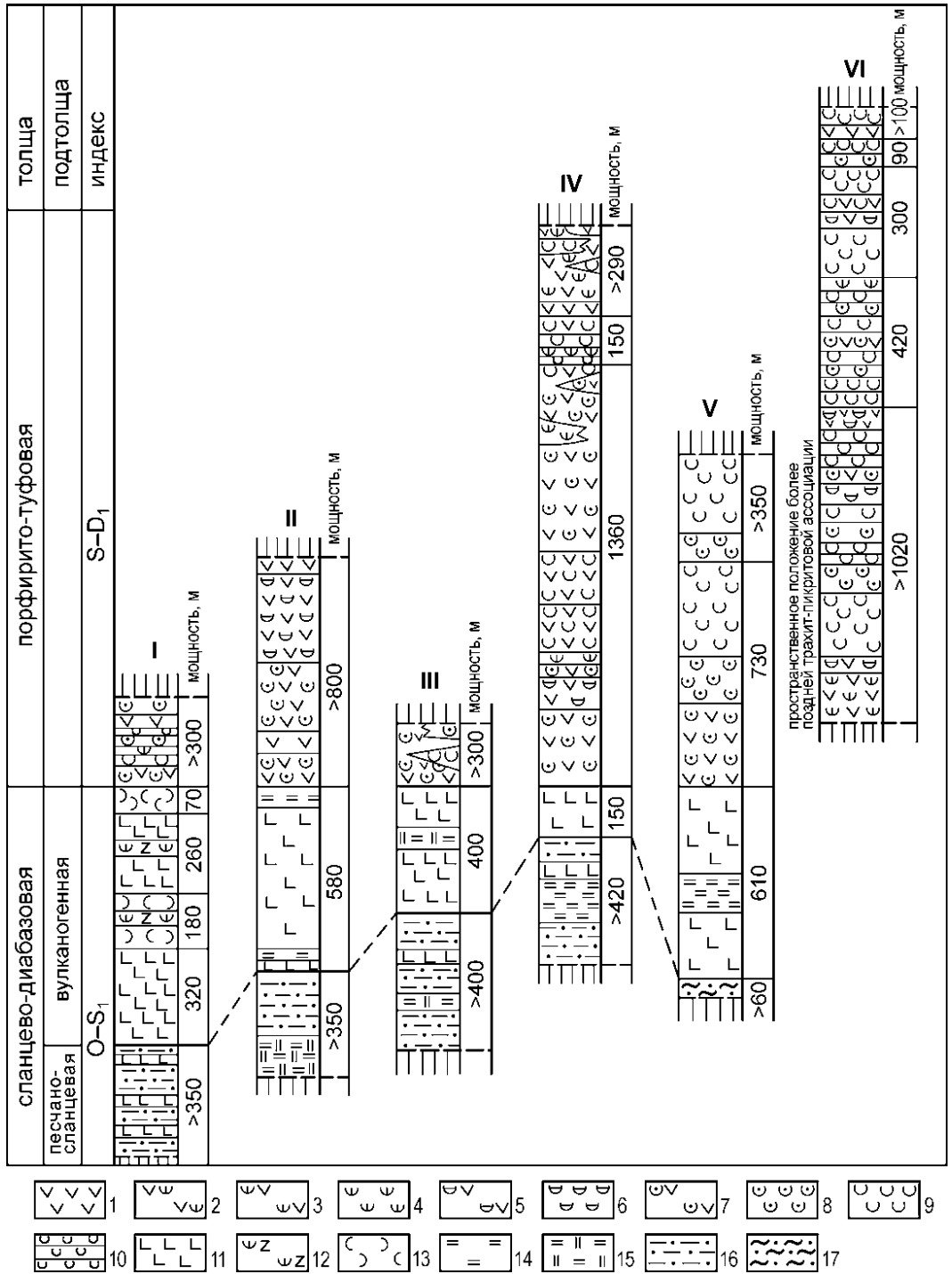


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов вулканогенно-осадочных толщ Нязепетровской зоны

На локальных участках появляются порфиновые разности диабазов с крупными вкрапленниками пироксена, тела эксплозивных брекчий со слоями углисто-кремнистых сланцев, а также миндалекаменные разности, сформировавшиеся, видимо, в зонах магмовыводящих каналов небольших вулканических построек линейного типа.

Как отмечалось выше, среди базальтовой формации в обнажениях долины р. Уфы встречаются мелкие прослои мощностью до 1 м туфов риолито-дацитового состава и кератофиров, которые по простиранию быстро выклиниваются и не образуют самостоятельных толщ.

Существенно базальтовый состав с крайне редуцированным проявлением кислого вулканизма отличает формацию в целом от типично колчеданосных тагильских формаций.

С вулканидами базальтовой формации генетически связано незначительное по масштабам медноколчеданное оруденение (рис. 4), а также пирротин-пиритовая минерализация, обычно рассеянная по всему разрезу формации.

Петрографическая и петрохимическая характеристика пород формации (прил. 1, 2, 5) следующая.

Диабазы внешне зеленовато-серые с микрозернистой, афанитовой стекловатой структурой основной массы, в которой иногда видны мелкие вкрапленники плагиоклаза и пироксена. Текстура массивная и миндалекаменная, миндалины выполнены кальцитом, кварцем, хлоритом, эпидотом.

Различаются следующие типы структур основной массы: офитовая, пойкило-офитовая, спилитовидная, диабазовая, а в случае наличия стекла — гиалодиабазовая, интерсертальная, гиалопилитовая, риолитовая, витрофировая (фото 6, 7). Наибольшим развитием пользуются слабо раскристаллизованные разности.

Главными минералами диабазов являются плагиоклаз, моноклинный пироксен (авгит и титан-авгит) и полуразложившее вулканическое стекло, содержание которого варьирует от 0 до 90%, стекловатый базис обогащен тонкодисперсным рудным минералом и лейкоксеном. В искусственных шлихах установлены [Смирнов и др., 1977] ильменит, магнетит, оливин, рутил, хромит, циркон, сфен, апатит. Плагиоклаз (50–60% An) вкрапленников и основной массы в большинстве случаев замещен альбитом с переменной степенью упорядочения (0,4–1,0).

К рис. 3: Восточное крыло Нязепетровской синклинали: I — долина р. Уфы, II — долина р. Репной, III — долина р. Каменки; западное крыло Нязепетровской синклинали: IV — долина р. Нязи, V — долина р. Безымянной, VI — долина р. Уфы

Условные обозначения: 1 — плагиоклазовые и пироксеновые порфиры базальтового состава; 2 — агломеративные и лапиллиевые туфы порфиритов базальтового состава; 3 — агломеративные ксенотуфы с обломками туффитов и ксенокласта базальтовых порфиритов; 4 — агломеративные ксенотуфы с обломками порфиритов и известняков; 5 — гравийные туфы порфиритов базальтового состава; 6 — гравийные ксенотуфы с обломками известняков и порфиритов; 7 — псаммитовые туфы порфиритов базальтового состава; 8 — псаммитовые ксенотуфы с обломками порфиритов базальтового и андезитового состава, известняков и кислых эффузивов; 9 — алевритовые и пелитовые массивные туфы; 10 — алевритовые и пелитовые туфы и туффиты слоистые, иногда с реликтами радиоларий; 11 — различные по структуре диабазы, спилиты; 12 — грубообломочные туфы и ксенотуфы с обломками гиалобазальтовых порфиритов и углисто-глинистых сланцев; 13 — туфы порфиритов основного состава; 14 — глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 15 — углисто-кремнистые сланцы; 16 — глинисто-серицитокварцевые сланцы по кварцевым алевролитам и кварцевые песчаники; 17 — аргилитоподобные породы

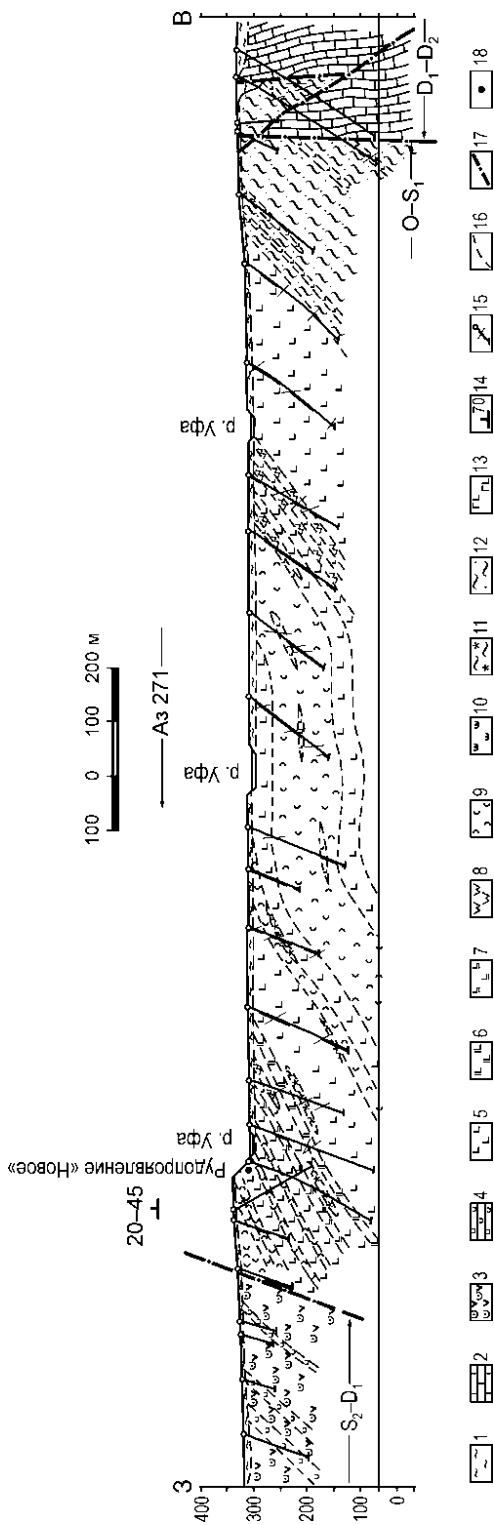


Рис. 4. Геологический разрез сланцево-диабазовой толщи по профилю скважин, пройденных в долине р. Уфы в 10 км к юго-востоку от г. Нязепетровска

Условные обозначения: 1 — рыхлые отложения (суглинки, глины, пески, галечники и др.); 2 — известняки; 3 — туфы порфиритов базальтового состава; 4 — алевропелитовые и пелитовые туффиты слоистые; 5 — диабазы, микродиабазы, гиаодиабазы и их порфириты; 6 — спилиты; 7 — крупнозернистые диабазы; 8 — вариолиты; 9 — гиаололиты; 10 — кристалло-литокластические грубообломочные туфы гиаобазальтовых порфиритов; 11 — кремнисто-глинистые сланцы с реликтами радиоларий; 12 — глинисто-серпичито-кварцевые, углисто-кремнистые сланцы, рассланцованные кварцевые алевролиты и песчаники; 13 — габбро-диабазы; 14 — элементы залегания широтных (рудоконтролирующих) трещин; 15 — интервалы милонитизации и направление плоскостей милонитизации по скважинам; 16 — контакты стратиграфические; 17 — контакты тектонические; 18 — рудные пирротин-халькопиритовые тела

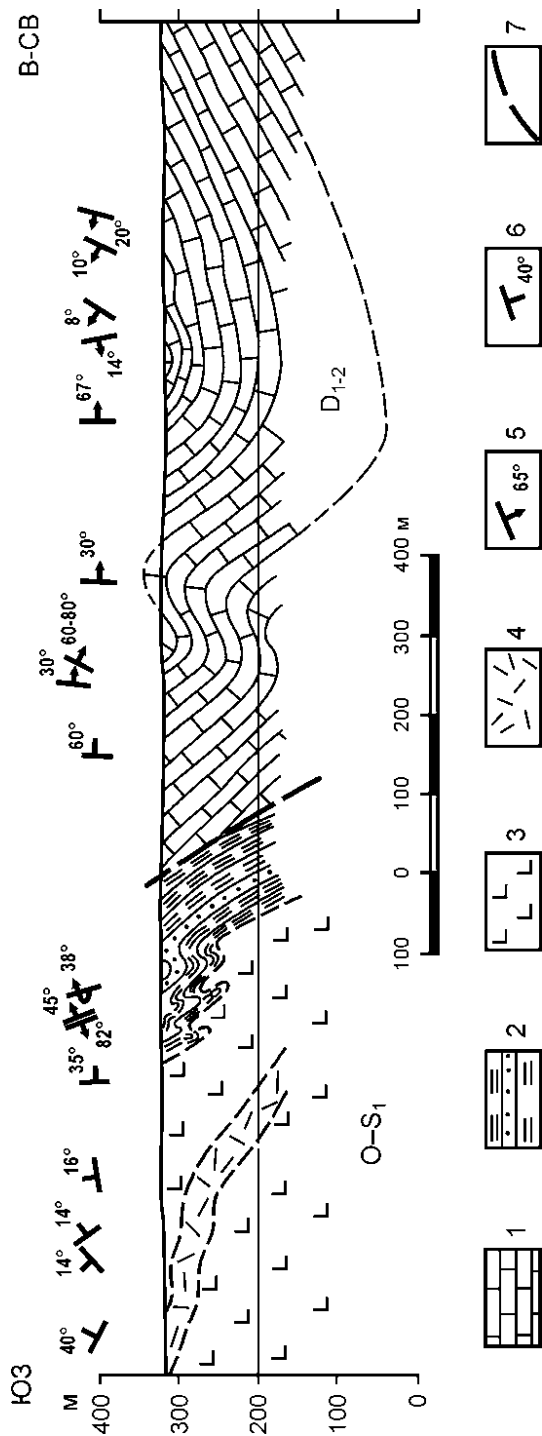


Рис. 5. Восточный контакт сланцево-диабазовой толщи по правому берегу р. Уфы в 1,5 км к юго-востоку от заимки Ильинка
Условные обозначения: 1 — репнинско-быковская толща — известняки мраморизованные; 2 — сланцы кремнистые, углисто-кремнистые с прослоями кремнистых гравелитов; 3 — рассланцованные диабазы; 4 — кератофиры; 5 — элементы залегания слоистости; 6 — элементы залегания сланцеватости; 7 — линии тектонических нарушений

Авгит в шлифах бесцветный со слабым зеленоватым оттенком; $C:N_g = 38-49^\circ$; $2V = 46-49^\circ$; двупреломление = 0,027. Наряду с авгитом присутствует коричневый с фиолетовым оттенком титан-авгит, который имеет следующие константы: $C:N_g = 50-54^\circ$; $2V = 48^\circ$; двупреломление = 0,030.

Химический состав (прил. 24) монофракций титан-авгита характеризуется повышенным содержанием титана (до 2,05%) и глинозема (6,23%), что свойственно недосыщенным базальтам; железистость пироксена составляет 30–32%.

Вторичные минералы диабазов, а именно эпидот, альбит, хлорит, кальцит, пренит, актинолит, цеолиты, стильпномелан, серицит развиваются как по основной массе, так и в прожилках.

Вулканогенно-обломочные разности представлены двумя группами пород: 1) гиалокластитами; 2) эксплозивными брекчиями.

Первая группа является наиболее распространенной. Главной составной частью этих пород являются обломки микропорфиритов базальтового состава. Эксплозивные брекчии смешанного состава кристаллолитокластические, содержат обломки черных глинистых сланцев, алевропелитовых туфов, пироксеновых базальтовых порфиритов, а также кристаллы пироксена, кварца и апатита.

Весьма характерным для гиалокластитов является аксинит, присутствующий в виде бочонковидных кристаллов и гнездовых обособлений. Минерал в шлифах имеет ромбическую и прямоугольную форму зерен, бесцветный со светло-серыми цветами интерференции. Удлинение положительное, угасание прямое; $2V = 76-78^\circ$.

Кератофиры состоят из альбита (2–8% An), кварца, буровато-зеленой в шлифе обыкновенной роговой обманки, биотита. Аксессуарные минералы — магнетит, сфен, апатит; вторичные — серицит, кальцит.

Вулканогенные породы Нязепетровского района участками интенсивно динамометаморфизованы, в результате чего образуются черные милониты, внешне очень сходные с осадочными сланцами. Мощность зон милонитизации крайне невыдержанная, с резким выклиниванием этих зон по простиранию и падению.

Осадочные породы представлены фтанитами (радиоляритами), кремнисто-глинистыми сланцами и кремнистыми песчаниками светло-серыми до черных, массивными и слоистыми (рис. 3, 5; фото 8, 9). К базальтовой формации относят также (см. выше) полевошпат-кварцевые алевролиты и песчаники серого и темно-серого цвета, рассланцованные и серицитизированные. В составе обломков преобладают кварц и полевой шпат. Аксессуарные минералы представлены турмалином и апатитом. Цемент базально-поровый серицит-карбонат-глинистого состава.

По химическому составу (прил. 1, 2) и направлению дифференциации в сторону накопления железа диабазы базальтовой формации Нязепетровского района соответствуют толеитовой серии и характеризуются несколько повышенным содержанием суммарного железа (в пересчете на закись до 13,94%), титана (до 2,11%) и низкой степенью окисленности (в среднем 22%) железа.

По классификации Д.С. Штейнберга базальты формации являются нормально-железистыми и бедно-нормально-титанистыми (рис. 6).

Базальты спилит-диабазовой (базальтовой) формации Нязепетровского района по содержанию титана (1,34%) близки к базальтовой формации Тагильского мега-синклинария (1,02%), а по калиевости — к базальтам контрастной формации.

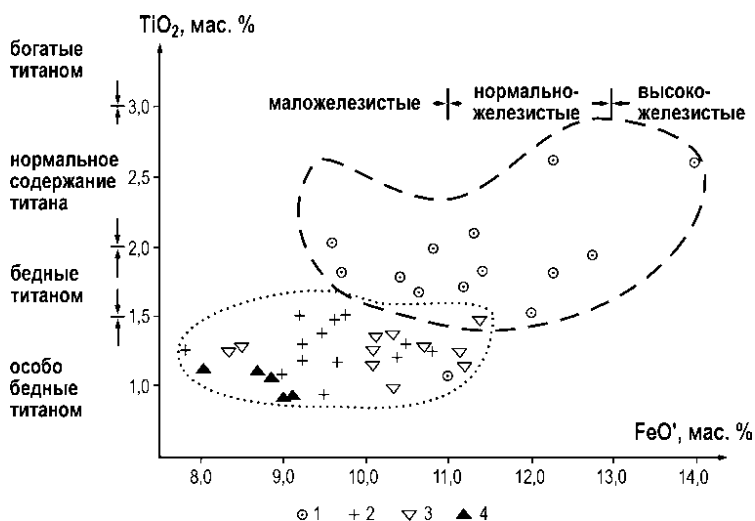


Рис. 6. Диаграмма $TiO_2 - FeO'$ для базальтов различных вулканических формаций

Формации: 1 — базальтовая, 2 — базальт-андезит-базальтовая, 3, 4 — трахибазальт-трахитовая, включая натриевые муджириты (4).

Щелочность пород повышенная, сумма щелочей в пересчете на натрий составляет 4,03%, причем количество натрия (3,46%) преобладает над количеством калия (0,79%), но в некоторых анализах (проба 916) содержание окиси калия достигает 1,73%.

По отрицательному значению величины Q (от $-4,7$ до $-13,3$) базальты недосыщены.

Пересчет химического состава на нормативный минералогический состав (прил. 10) показал отсутствие в породах нормативного кварца при довольно значительном количестве нормативного оливина (в среднем 10,32%) и нефелина (до 3,17%). Калиево-натриевый тип щелочности базальтов Нязепетровского района не позволяет сопоставлять их с типично океаническими.

Геохимические характеристики базальтоидов формации (рис. 7–10; прил. 5) также оставляют большую свободу для интерпретаций и позволяют предполагать присутствие более чем одного формационного типа — как это имеет место для ордовикских базальтоидов западного крыла Тагильской зоны [Петров, 2006; Бороздина, 2006; Смирнов и др., 2006].

3.1.2. Базальт-андезит-базальтовая (порфирировая) нязепетровская формация

Формация была описана при геологической съемке как порфирито-туфовая толща среднего — верхнего ордовика. Н.А. Румянцева [Смирнов и др., 1977] эту толщу отнесла к малоуказарскому средне-позднеордовикскому комплексу. Впоследствии возраст формации уточнялся (см. ниже).



Рис. 7. Диаграмма $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ для пород базальтовой формации Нязепетровской зоны (по Т. Пирсу [Pearce et al., 1975])

Залитые кружки — диабазы и спилиты

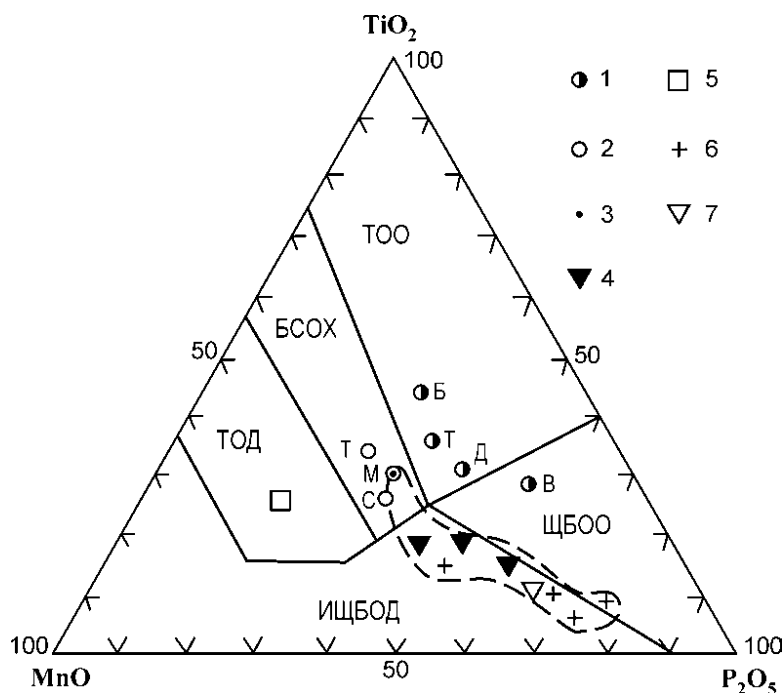


Рис. 8. Диаграмма $TiO_2 - MnO - P_2O_5$ для средних составов базальтов различных структурно-вещественных комплексов Урала

Условные обозначения: 1–2 — субшелочные высокотитанистые (1) и умереннотитанистые (2) толеитовые базальты по разным зонам (Бардымской — Б, Тагильской — Т, Вознесенско-Присакмарской — В, Домбаровской — Д, Сакмарской — С, Мугоджарской — М); 3–7 — магматические формации Нязепетровского ареала: 3 — базальтовая; 4 — базальт-андезит-базальтовая; 5 — базальтовая островных дуг, 6 — трахибазальт-трахитовая, 7 — габбро-диоритовая. Поля базальтов различных геодинамических обстановок по Дж. Пирсу [Pearce, Reate, 1995]: ЩБОО — щелочные базальты океанических островов, ТОО — толеитовые базальты океанических островов, БСОХ — базальты срединно-океанических хребтов; ИЩБОД — известково-щелочные базальты островных дуг, ТОД — толеитовые островных дуг

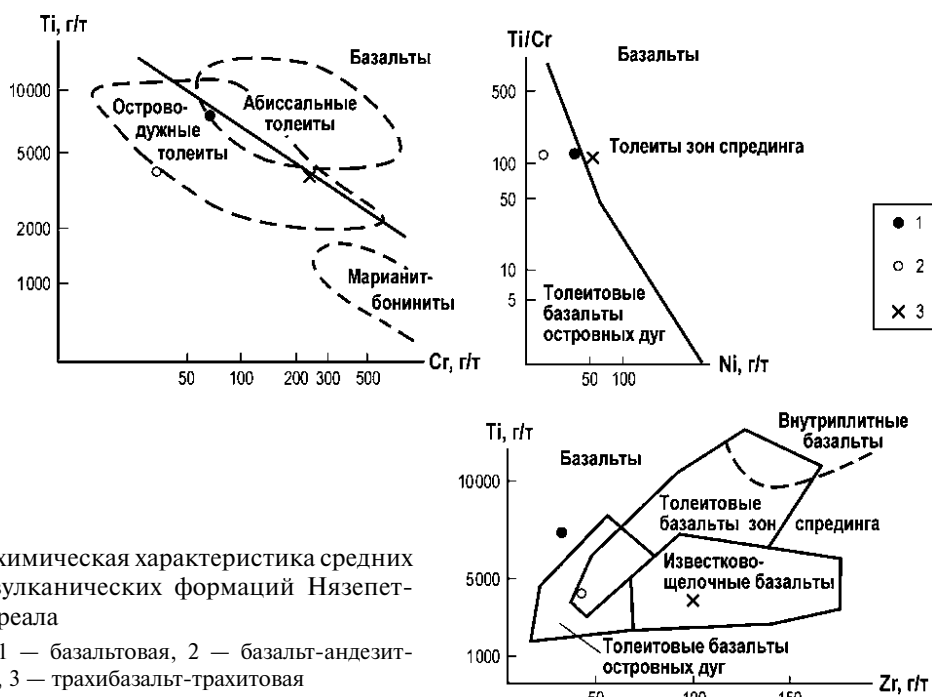


Рис. 9. Геохимическая характеристика средних составов вулканических формаций Нязепетровского ареала

Формации: 1 — базальтовая, 2 — базальт-андезит-базальтовая, 3 — трахибазальт-трахитовая

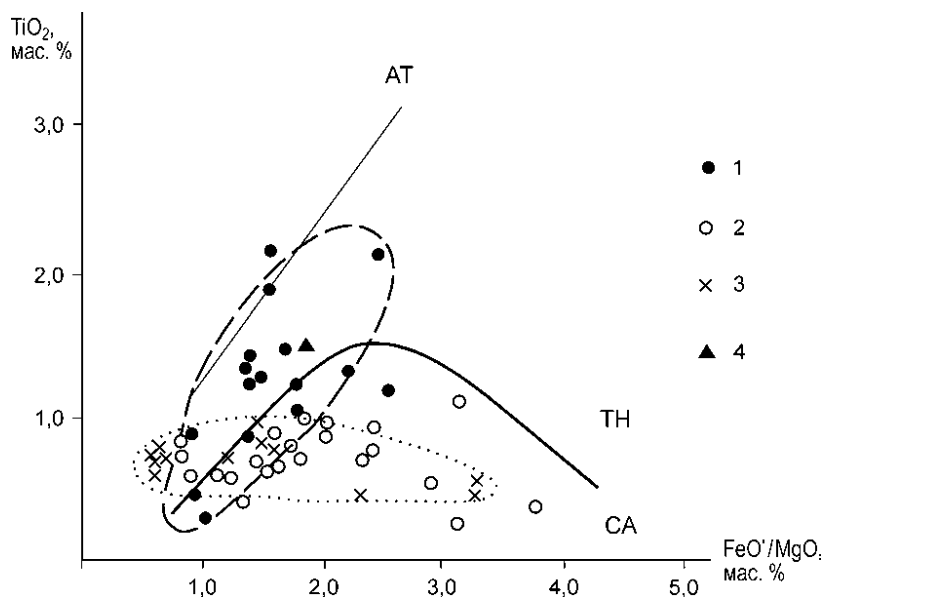


Рис. 10. Диаграмма $TiO_2 - FeO/MgO$ для вулканических пород Нязепетровского ареала

Вулканические формации Нязепетровской зоны с указанием (в скобках) петрохимических серий: 1 — базальтовая (толеитовая — оконтурена штриховой линией); 2 — базальт-андезит-базальтовая (известково-щелочная — не оконтурена); 3 — трахибазальт-трахитовая (шошонитовая — оконтурена пунктирной линией); 4 — траппы древних платформ; AT — тренд абиссальных толеитов. Поля толеитовой (ТН) и известково-щелочной (СА) серий и линия, их разделяющая

В петрофонде формации преобладают алевро-псаммитовые до гравийных туфы порфиритов базальтового состава, тефроиды. В небольшом объеме (до 10–15%) присутствуют лавы, туфобрекчии, лавобрекчии, агломератовые и лапиллиевые туфы базальтовых порфиритов, ксенотуфы, агглютинаты (фото 10–15).

Кислый вулканизм проявлен в редуцированном виде и его продукты занимают не более 5% объема формации, главным образом, в субвулканических фациях.

Величина коэффициента эксплозивности для порфиритовой формации района значительная и составляет не менее 85–90%. Осадочные породы представлены маломощными прослоями кремнистых туффитов и известняков.

Мощность порфирито-туфовой толщи 2300 м. Субвулканические породы имеют более разнообразный состав, среди них известны базальтовые, андезитовые, дацитовые порфириты и липаритовые порфиры.

Площадь развития формации (42×2–8 км) ограничена Нязепетровским районом, где она наиболее обнажена в долинах рек Уфы, Нязи, Малого Указара и их притоков.

На геологических картах Урала и в соответствующих публикациях [Румянцева, Смирнов, 1972; и др.] порфирито-туфовая толща Нязепетровского района датируется как средне-позднеордовикская. В результате специальных литолого-стратиграфических исследований батинальных отложений Уфимского амфитеатра [Пучков, Иванов, 1982 б] получены данные, позволившие пересмотреть считавшийся (без достаточных оснований) ордовикским возраст формации. В обломках известняков из туфоконгломератов (ксенотуфов?) на правом берегу р. Нязи, в 110–175 м ниже устья р. Еланской, были найдены конодонты *Polygnathus pireneae* Boers., характерные для раннего девона и кораллы, похожие на *Heliolitoidea* силура – раннего девона (определение кораллов выполнено Ф.Е. Янет).

В целом возраст порфирито-туфовой толщи принимается как позднесилурийско-раннедевонский.

Внутреннее строение и вещественный состав формации были изучены с разной полнотой по шести геологическим разрезам, причем наиболее полными являются разрезы по рекам Уфе и Нязе (рис. 2, 4, 5).

Нижний контакт порфирито-туфовой толщи с отложениями спилито-диабазовой формации во всех доступных для наблюдения разрезах имеет крутое падение и носит тектонический характер, а в целом структура в современном виде отвечает синформе, имеющей ширину до 10 км, с востока и запада ограниченной разломами. Внутреннее строение синформы и фациальный облик толщ по площади изменчив. В крыльях синформы развиты разные по размеру обломочного материала туфы (от гравийных до алевропелитовых) пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава, участками перемытые морскими течениями и превращенные в тефроиды с градиционной слоистостью. Г.Ф. Червяковский [1972] такие слоистые вулканогенно-осадочные породы называл «туфогенным флишем». Пачки туфогенного флиша с прослоями кремнистых туффитов прослеживаются по простиранию на значительные расстояния и были использованы нами как маркирующие горизонты при картировании формации.

Главными поставщиками обломочного вулканического материала были, видимо, вулканические аппараты центрального типа. Реликты палеовулканов в настоящее

время фиксируются разобщенными в пространстве участками, сложенными кластолавами, агломератовыми туфами и лавобрекчиями базальтовых порфиритов, агглютинатами и субвулканическими дайками.

Фациальная смена по латерали околожерловых фаций слоистыми туфами и вулканогенно-осадочными породами позволяет предполагать, что вулканические аппараты возвышались над уровнем моря в виде небольших островов.

По доминирующей роли пирокластических фаций базальтового состава извержения порфиритовой формации относятся к вулканскому и ультравулканскому типу.

Среди вулканических пород выделяются две группы фаций: пирокластическая и лавовая. Пирокластическая фация представлена чередующимися между собой гравийными, псаммитовыми, алевропелитовыми туфами и ксенотуфами (фото 14). Основной составляющей частью туфов являются обломки порфиритов базальтового состава, пироксена, плагиоклаза.

В подчиненном количестве встречаются обломки порфиритов андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава, фельзит-порфиоров, микролитовых полевошпатовых порфиоров, кварца, известняков и кремнисто-глинистых радиоляриевых сланцев.

Форма обломков в большинстве случаев угловатая или полуокатанная. Цемент тонкопепловый, поровый до базального. В верховьях р. Нязи (у устья р. Маниски) встречены спекшиеся туфы (агглютинаты) с палагонитизированным цементом и стеклом в обломках.

Очень редкими породами являются тонкопепловые туфы с нитевидными (уплощенными?) обломками эффузивных пород кислого состава, которые встречаются к юго-западу от г. Нязепетровска.

В туфогенной существенно гравийно-псаммитовой толще имеются пачки слоистых туфов и туффитов с четко выраженной ритмичной слоистостью, обусловленной закономерным чередованием грубообломочных туфов с мелкообломочными и тонкообломочными. Пачки слоистых туфов выходят в береговых обнажениях рек Уфы, Нязи, Бол. Указара (фото 12 а, б). Слоистость в туфах подчеркивается чередованием слоев от светло-серой до черной окраски мощностью от долей мм до 1–10 см. Иногда наблюдается налегание псаммитовых туфов на неровную (размытую) поверхность пелитовых туфов.

В тонкопелитовых туффитах встречаются реликты радиолярий, свидетельствующие о морских условиях образования пород.

Нередко в пачках слоистых туфов появляются известняки, главным образом в виде обломков, заключенных в гравийных, агломератовых, редко псаммитовых ксенотуфах.

Довольно крупные обломки известняков размером 1,3×2,5 м встречены в верховьях р. Харланова, верховьях р. Потаповки, на правом берегу р. Уфы и к востоку от устья р. Ергалаш. Известняки светло-серые, неравномерно обломочные, массивные с фауной кораллов и криноидей. Наряду с остроугольными обломками в ксенотуфах встречаются округлые гальки вулканогенных пород, размером до 5–7 см.

Повышенная сейсмичность и частые вертикальные колебания морского дна в условиях островной дуги способствовали разрушению эпизодически выходящих на дневную поверхность вулканов с образованием вулканических грубообломочных

толщ и флиша, в которых обломочный материал хорошо окатан и обладает сортировкой по крупности. Мощность пачек слоистых вулканогенно-осадочных пород колеблется от 90 до 420 м.

Агломератовые и лапиллиевые туфы, а также кластолавы порфиритов околожерловой фации отмечались нами в ряде мест: к востоку от устья р. Каменки, к северо-востоку от устья р. Церковки, к югу от г. Нязепетровска, к востоку от устья р. Рыги. Площади распространения грубообломочных туфов колеблются от 350×600 м до 1900×4000 м.

Ограниченным развитием среди пород околожерловых пространств пользуются разнообразные по составу и размеру вкрапленников эффузивные порфириты базальтового состава, которые образуют небольшие тела мощностью в первые десятки метров. Среди них выделяются четыре разновидности: 1) пироксен-плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые порфириты с неравнозернистыми вкрапленниками плагиоклаза и пироксена; 2) плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты с крупными удлиненными вкрапленниками плагиоклаза; 3) пироксен-плагиоклазовые порфириты с обильными довольно крупными толстотаблитчататыми вкрапленниками плагиоклаза; 4) пироксен-роговообманковые порфириты. Первая разновидность порфиритов является наиболее распространенной.

Породы порфирито-туфовой толщи в орогенную стадию были подвергнуты динамометаморфизму с образованием катаклизитов и черных милонитов со сланцеватой текстурой.

С описываемой формацией пространственно и парагенетически тесно связаны дифференцированные по составу субвулканические образования, представленные пироксен-плагиоклазовыми порфиритами базальтового состава (левый берег р. Нязи), плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами андезито-базальтового состава (долины рек Уфы и Нязи), пироксен-плагиоклазовыми порфиритами андезитового состава, в том числе кварцсодержащими (к северо-востоку от устья р. Ергалаш и р. Сухой Лог), плагиоклазовыми порфиритами андезито-дацитового состава (фото 15) и риолитами (2,5 км на юго-восток от пос. Мартынова и на правом берегу р. Бол. Указар в 80 м выше его устья).

Большая часть перечисленных пород залегает в слоистых туфах в виде межпластовых залежей (силлов) мощностью до первых десятков метров.

Краткая петрографическая и петрохимическая характеристика пород формации приведена ниже.

Пироксен-плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые порфириты имеют темно-серую и зеленую окраску плотной основной массы, в которой видны вкрапленники таблитчатого плагиоклаза и короткопризматического пироксена, нередко окруженного каемкой более позднего амфибола. Количественные соотношения вкрапленников меняются, но чаще плагиоклаз преобладает, содержание его достигает 30–50%. Состав порфиритов: плагиоклаз, пироксен, вулканическое стекло. Акцессорные минералы: магнетит, апатит. Вторичные минералы: эпидот, роговая обманка, лейкоксен, кальцит, хлорит, кварц, пренит, цеолиты.

Структура основной массы витрофировая и гиалопилитовая. Текстура массивная и миндалекаменная. В одном из обнажений агломератовых туфов порфирит переполнен миндалинами (до 50–60% объема породы), выполненными кальцитом.

Плагиоклаз (35–40% An) вкрапленников сериально-порфировый, обычно интенсивно зеленокаменно измененный (сосюритизированный, карбонатизированный, пренитизированный и альбитизированный). Характерным для вкрапленников плагиоклаза является концентрически-зональное строение, подчеркнутое зональным расположением вторичных минералов. Клинопироксен в шлифах бесцветный и светло-зеленый, имеет следующие оптические свойства: $C:N_g = 37-45^\circ$; $2V = 52-60^\circ$; двупреломление = 0,025–0,030.

По данным химического анализа трех мономинеральных фракций (прил. 24) видно, что пироксен представлен фассаитом с железистостью 19–33%. Содержание в нем титана, глинозема и суммы щелочей меньше, чем в пироксене из диабазов базальтовой формации, и составляет соответственно: 0,29–0,98%, 3,93–4,15% и 0,40–0,67% при более высоком содержании кальция (17,27–20,28%).

Порфириты с обильными (до 30–40% объема) толстотаблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза имеют гиалопилитовую структуру основной массы, причем толстотаблитчатые микролиты плагиоклаза погружены в амфиболизированное, эпидотизированное и хлоритизированное стекло. Акцессорный минерал представлен довольно обильным (до 15%) титаномагнетитом, частично замещенным лейкоксеном. Пироксен-роговообманковые порфириты имеют стекловатую основную массу, замещенную эпидотом и актинолитом. Роговая обманка первично магматическая, в шлифе буровато-зеленая с оптическими константами: $C:N_g = 25^\circ$; $2V = 72^\circ$; двупреломлением = 0,023. В роговой обманке видны включения апатита.

В субвулканической (дайковой) фации преобладают базальтовые диабазовые порфириты с мелкими таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Пироксен вкрапленников и основной массы представлен авгитом с $C:N_g = 42-49^\circ$ и двупреломлением = 0,030–0,037, структура основной массы порфиритов микродиабазовая, интерсертальная, гиалопилитовая. Вторичные минералы: лейкоксен, эпидот, хлорит, кальцит.

Андезито-базальтовые порфириты содержат мелкие вкрапленники плагиоклаза (10–15% объема породы) и пироксена (3–5%). Структура основной массы также интерсертальная и гиалопилитовая. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, ильменит. Вторичные: лейкоксен, хлорит, эпидот, пренит, актинолит, кальцит.

Пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты андезитового состава имеют гломеропорфировую структуру. Плагиоклаз вкрапленников мелкотаблитчатый (1,2×0,5 мм), представлен андезином № 31, подвергнутым деанортитизации с образованием альбита, пренита, серицита. Немногочисленные вкрапленники пироксена замещены сине-зеленой актинолитовой роговой обманкой. Структура основной массы гиалопилитовая. Акцессорный минерал — апатит. Среди описываемой разновидности встречаются породы с содержанием кварца от единичных зерен до 3–5%. Кварц присутствует в форме округлых и неправильных зерен и в большинстве случаев распределен равномерно, однако отмечается и полосчатое распределение кварца. Вторичные минералы: лейкоксен, хлорит, гидрохлорит, цеолиты, актинолит.

Плагиоклазовые порфириты андезито-дацитового и дацитового состава макроскопически светло-серые и серые с зеленоватым оттенком, массивные, имеют мелкие гломеропорфировые вкрапленники плагиоклаза (5–15% объема породы). По плагиоклазу вкрапленников (олигоклазу № 24) развиваются альбит, эпидот, пренит, серицит.

В основной массе присутствуют микролиты альбит-олигоклаза (№ 9–16), между которыми размещены изометричные и округлые зерна кварца, Структура основной массы типа интерсертальной, гиалопилитовая, а в случае исчезновения стекла структура становится таблитчатозернистой, микролитовой и сферолитовой. Содержание кварца в основной массе дацитовых порфиритов достигает 15–20% объема породы, он как бы корродирует плагиоклаз, образуя с ним микропойкилитовые и микропегматитовые прорастания. Аксессуарным минералом является апатит, который образует пойкилитовые вроски во вкрапленниках плагиоклаза. Вторичные минералы: хлорит, лейкоксен, эпидот, актинолит, пренит, кальцит.

Риолит-порфиры с мелкими таблитчатыми вкрапленниками сериально-порфирового плагиоклаза (5–10% объема породы) и оплавленного (округлого) кварца имеет гранофировую, «псевдосферолитовую», местами микрофельзитовую структуру основной массы. Плагиоклаз вкрапленников представлен альбитом и альбит-олигоклазом. Аксессуарный минерал — игольчатый и округлый апатит, иногда образующий включения кварц-плагиоклазовых псевдосферолитов.

О химическом составе пород формации можно судить (прил. 1, 3; фото 14) по результатам 20 силикатных анализов, причем пять из них характеризуют андезиты, дациты и риолиты и пятнадцать — породы основного состава.

Средний состав порфиритов основного состава отличается от диабазов базальтовой формации пониженными содержаниями титана (0,74% против 1,34%), суммарного железа (9,6% против 10,97%), щелочей (3,52% против 4,03%), более высокими содержаниями глинозема (17,20% против 15,36%) и кальция (9,94% против 8,2%). Повышенная глиноземистость объясняется наличием порфиритов с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза.

Из щелочей в породах порфиритовой формации натрия преобладает над калием (соответственно 2,85% и 0,98% в базальтах), причем содержание натрия в более кислых разностях иногда достигает 6,24% (анализ 4764) и калия — 1,46% (анализ 7161).

На диаграмме $FeO - TiO_2$ (рис. 6) все породы формации попадают в поле маложелезистых и особенно бедных титаном пород.

Щелочно-известковый индекс для пород базальт-андезит-базальтовой формации равен 58,2, что соответствует известково-щелочной серии (см. также диаграмму AFM, рис. 11).

В нормативном составе (прил. 10) в одном случае (анализ 3332) присутствуют оливин (20,8%) и нефелин (2,47%), в остальных случаях нормативные оливин и нефелин отсутствуют. Из темноцветных минералов в норме порфиритов диопсид (14,03%) преобладает над гиперстеном (0,61%), из полевых шпатов преобладает анортит (30,30%) над альбитом (22,4%) и ортоклазом (5,67%).

В субвулканических телах всех групп пород по составу преобладает нормативный альбит, а содержание кварца колеблется от 0 до 28,2% и достигает 52,07% (анализ 3113). В последнем случае содержание ортоклаза повышается до 28,83%.

Таким образом, базальт-андезит-базальтовой формации Нязепетровского района присущи следующие основные особенности:

1. Преобладание пород базальтового состава с порфировой структурой.
2. Боуэновский тип дифференциации с проявлениями кислого вулканизма в субвулканической фации.

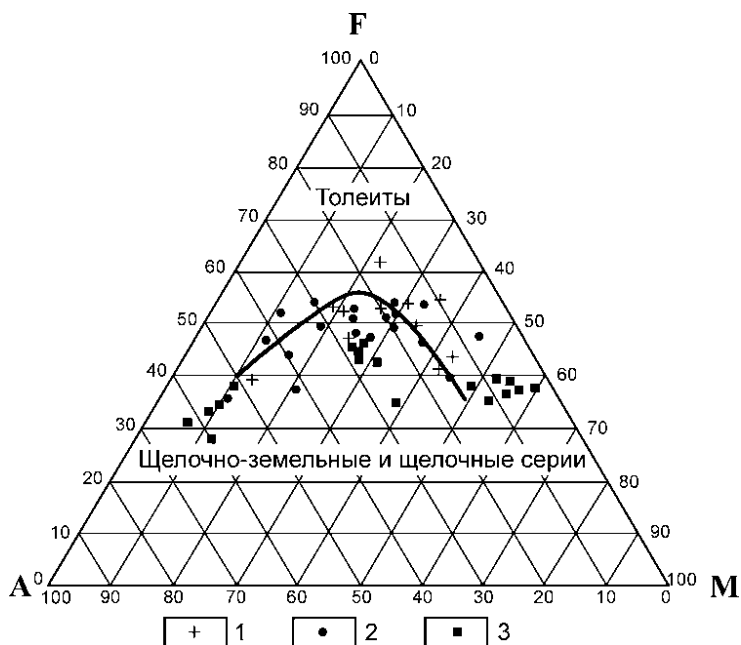


Рис. 11. Диаграмма AFM для пород вулканических формаций Нязепетровской зоны
Формации: 1 — базальтовая, 2 — базальт-андезит-базальтовая, 3 — трахибазальт-трахитовая

3. Относительно небольшая мощность вулканогенно-осадочных толщ и обилие туфогенного флиша и турбидитов в стратиграфическом разрезе известково-щелочных серий, что характерно для прогибов, располагающихся на некотором удалении от зоны активного вулканизма островной дуги (пред- или задуговой бассейн).

4. Обилие субвулканических (дайковых) толщ, состав которых меняется от базальтов до риолитов.

5. По петрографическому и петрохимическому составу (прил. 5, 6) отложения формации близки к базальт-андезит-базальтовым комплексам именновской свиты Тагильской зоны и ирендыкской свиты Магнитогорской зоны и могут рассматриваться как островодужные.

3.1.3. Трахибазальт-трахитовая нязинская формация

Формация представлена пикритовыми, базальт-пикритовыми, трахибазальтовыми порфиритами и трахитовыми порфирами, развитыми в бассейне р. Нязи и выделенными Н.А. Румянцевой [Смирнов и др., 1977] в нязинский комплекс среднего — позднего ордовика. Возраст комплекса был впоследствии пересмотрен в связи с изменением возрастной характеристики нижележащей формации (см. выше).

Довольно подробные сведения о составе и строении трахибазальт-трахитовой формации имеются в опубликованной литературе [Жилин и др., 1971, 1975].

Субшелочной вулканизм пространственно ограничен по площади и структурно приурочен к субмеридиональному разлому, проходящему по западному крылу Нязепетровской синформы и фиксируемому телами гипербазитов.

Вмещающими породами для субшелочных вулкаников являются туфы и туффиты более древней базальт-андезит-базальтовой формации.

Становление трахибазальт-трахитовой формации Нязепетровского района происходило в девоне, чему не противоречит определение абсолютного К-Аг возраста (372 ± 15 млн. лет) трахитовых порфиров. Однако возраст скорее всего несколько омоложен, если учесть сходство формации с туринской трахибазальт-трахиандезит-трахитовой формацией Тагильской зоны (S_2-D_1) [Унифицированные ..., 1993].

Форма и размеры вулканических тел описываемой формации разнообразны — это остатки вулканических жерловин, выполненных эксплозивными брекчиями размером не менее 200 м и субвулканические дайки мощностью до 50–60 м, с перерывом прослеживающиеся с севера на юг на протяжении 40 км.

Наибольшим развитием субшелочные вулканики пользуются на юго-западной окраине г. Нязепетровска (участок «Белый Камень»), где откартирован реликт древней вулканической жерловины (диатремы), обнаженный в береговых обрывах правого берега р. Уфы несколько ниже устья р. Нязи (фото 16). Жерловина прорывает низы порфирито-туфовой толщи и выполнена на 80–90% в основном округлыми обломками размером от 1 до 5 см оливин-пироксеновых пикритовых, пикрит-базальтовых и трахибазальтовых порфиров, сцементированных мелкообломочным материалом того же состава.

В жерловой фации встречены также инородные глыбы размером до $1,5 \times 3,0$ м вмещающих слоистых туфов (фото 16) и обломки тонкозернистых карбонатных пород, возможно известняков, размером до 3×2 см, захваченных при взрыве из фундамента вулканической постройки. Судя по ориентировке удлиненных обломков, падение эксплозивных брекчий — на северо-восток под углом 80–85°. В небольшом объеме в районе встречаются туфы трахитовых порфиров. Контакты эксплозивных брекчий с вулканиками базальт-андезит-базальтовой формации нечеткие и в обнажениях устанавливаются с трудом. Таким образом, для описываемых вулкаников характерны следующие особенности: 1) приуроченность к тектоническим трещинам; 2) небольшой масштаб проявления; 3) несортированность обломочного материала; 4) округлая и эллипсоидальная форма обломков.

Субвулканическая (дайковая) фация по химическому составу представлена двумя группами (субформациями) — ранней существенно натриевой и более поздней существенно калиевой. В натриевой группе преобладают мелкокристаллические базальты типа трапповых диабазов, калиевая группа представлена последовательно дифференцированной ассоциацией пород от пикритов и лимбургитов до трахитов.

Наибольшая концентрация субвулканических даек установлена на уже упомянутом участке «Белый Камень» к юго-западу от г. Нязепетровска, где они прорывают туфы базальт-андезит-базальтовой формации (рис. 2). Простирание даек субмеридиональное, падение близкое к вертикальному.

По набору пород и положению в истории геологического развития базальт-трахитовая формация Нязепетровского района сходна с туринской свитой Тагильского прогиба, верхняя часть которой датируется лохковским веком раннего девона

[Унифицированные ..., 1993; Бороздина, 2006]. Однако в отличие от Тагильской зоны она не образует мощных стратифицированных толщ, а присутствует в форме небольших жерловин (диатрем), наложенных на более древние образования. К тому же возраст ее может несколько отличаться (несколько моложе?).

Петрографическая и петрохимическая характеристика вулканитов меняется последовательно от жерловой (эксплозивной) к субвулканической (дайковой) фации.

Как отмечалось выше, в жерловых брекчиях присутствуют обломки пикритовых, базальт-пикритовых, базальтовых и трахибазальтовых порфиритов. Пикритовые порфириты — это темно-зеленовато-серые породы с обильными (до 60–65% объема) вкрапленниками пироксена размером 20×20 мм и оливина размером 1,0×1,5 мм (фото 17). Оливин из расплава кристаллизовался первым: он часто имеет вид оплавленных включений во вкрапленниках пироксена. По оливину обычно развивается агрегат мелких зерен серпентина, талька, идингсита. Диопсид в шлифах светло-зеленый и желто-зеленый с концентрически-зональным строением, отмечаются простые двойники и крестообразные сростки.

По химическому составу (прил. 24) и оптическим свойствам пироксен вкрапленников принадлежит к богатым кальцием авгитам с низким содержанием титана (0,37%) и повышенным — глинозема (5,55%). Закисное железо (6,33%) преобладает над окисным (2,84%). Железистость равна 26%. В авгите отмечается хром в количестве 0,38%.

Основная масса пикритовых порфиритов под микроскопом представляет собой бурое слабо раскристаллизованное стекло с вариолитовой структурой. При большом увеличении в базисе хорошо различимы дендритовидные сростки микролитов светло-зеленого авгита, по оптическим свойствам сходного с клинопироксеном вкрапленников. Акцессорный минерал: магнетит.

Пикрит-базальтовые порфириты отличаются от пикритовых порфиритов несколько меньшим количеством и размером вкрапленников пироксена. Основная масса этих пород (фото 20) состоит из длиннопризматических микролитов пироксена (30–70% объема) и хлоритизированного стекла. Кроме пироксена, во вкрапленниках и в основной массе встречается бурый биотит в количестве до 20% объема породы. Присутствие слюды сближает эти породы с чанчаритами Мугоджар. Плагиоклаз основной массы порфиритов замещен эпидотом и волнисто угасающим альбитом. Немногочисленные мелкие миндалины в миндалекаменных разностях порфиритов выполнены цеолитом, хлоритом, кальцитом. Акцессорные минералы: магнетит (1–2%), апатит, сфен, лейкоксен.

Трахибазальтовые порфириты имеют мелкие вкрапленники светло-зеленого в шлифе авгита. Химический состав пироксена (прил. 24) свидетельствует о насыщенности его кальцием (20,12–23,10%), что проявляется в постоянно высоком значении 2V (обычно 60°). Содержание титана в пироксене невысокое (0,34–0,75%), железистость колеблется от 22 до 28%. В некоторых анализах пироксена вкрапленников отмечается преобладание окисного железа (5,22%) над закисным (4,12%), что свидетельствует о повышенном кислородном потенциале в момент кристаллизации магмы. Основная масса трахибазальтовых порфиритов состоит из призматических зерен клинопироксена и веерно угасающего в шлифе калий-натриевого полевого шпата, удлиненные зерна которого имеют нечеткие ограничения вследствие постепенного перехода в слабо раскристаллизованный базис. Акцессорные минералы — апатит, магнетит.

Субвулканическая фация калиевой субформации представлена лимбургитами (фото 18), трахибазальтами, трахиандезитами, андезито-трахитами (трахитами с порфировой структурой) (фото 21). Большая часть лимбургитов имеет мелкозернистое строение и состоит из идиоморфных призматических зерен пироксена, заключенных в основной массе, состоящей из ксеноморфного цеолита и полуразложившегося стекла. При раскристаллизации стекловатого базиса образовались мелкие неправильные зерна калиевого полевого шпата. Пироксен — светло-зеленый авгит и более поздний (развивающийся в виде каемок по авгиту) зеленовато-желтый эгирин-авгит. Акцессорные минералы: апатит, пирит, халькопирит.

Трахибазальтовые плагиоклаз-пироксеновые порфириды имеют сериально-порфировую структуру, во вкрапленниках наряду с пироксеном содержат плагиоклаз, участками замещенный эпидотом. Содержание вкрапленников составляет 10–40% объема породы. Основная масса состоит из призматических зерен пироксена, погруженных в хлоритизированный базис. В участках раскристаллизации стекла видны мелкие зерна калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы: апатит, сфен, магнетит.

Трахиандезитовые порфириды отличаются от трахибазальтовых более светлой окраской и отсутствием пироксена в основной массе. Пироксен вкрапленников представлен светло-зеленым в шлифе авгитом со структурой песочных часов. Оптические свойства пироксена: $C:Ng = 46^\circ$; $2V = 64^\circ$; двупреломление = 0,030. Структура основной массы порфировая и гиалопилитовая. Последняя обусловлена наличием микролитов калиевого полевого шпата, погруженных в хлоритизированное лейкоксенизированное стекло. Текстура массивная и миндалекаменная.

Андезито-трахитовые и трахитовые порфиры — породы серого и буровато-серого цвета с вкрапленниками альбита до 1 см в длину, калишпата, авгита и реже измененного пироксена. Основная масса их состоит из мелких таблиц и лейст калиевого полевого шпата, альбита, разложившегося стекла, биотита, хлорита, эпидота.

Калиевый полевой шпат представлен неупорядоченным ортоклазом с низкой степенью триклинности (0,22–0,49), что связано с высокой скоростью кристаллизации субщелочной магмы в приповерхностных условиях.

В зависимости от степени раскристаллизации и пространственного расположения породообразующих минералов выделяются следующие структуры основной массы: микролитовая, сферолитовая, метельчатая (сноповидная), трахитоидная, звездчатая, витрофировая.

Отмечаются реликты перлитовых структур. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил, ильменит, флюорит, пирит, халькопирит. Трахидолеритовые микропорфириды натриевой специализации содержат мелкие (до 1 мм) вкрапленники пироксена и плагиоклаза. Пироксен (пижонит-авгит) в шлифе бесцветный; $C:Ng = 40^\circ$; $2V = 50^\circ$; двупреломление = 0,024. Основная масса породы имеет микродиабазовую структуру, сложена из разно- или параллельно ориентированных лейст олигоклаза, между которыми расположено несколько зерен моноклинного, а также ромбического пироксена. Участками сохранилось вулканическое стекло.

Трахидолеритовые микропорфириды, состав которых (прил. 4) близок к муджиритам и эссекситам Р. Дэли, содержат до 5,27% натрия и относительно невысокие концентрации калия (0,17–0,32%), титана (0,43–0,62%), глинозема (14,53–16,34%)

и магнезия (5,63–7,50%). Закисное железо преобладает над окисным (3,57%). Отмечается недосыщенность вулканитов кремнеземом (Q колеблется от $-3,2$ до $-10,0$), в одном образце (10075) содержится нормативный нефелин (1,23%). В нормативном составе из полевых шпатов преобладает альбит (37%) при количестве 21% анортита и 1,76% ортоклаза.

Пикритовые и пикрит-базальтовые порфириды Нязепетровского района по химическому составу соответствуют пикритам, анкарамитам и оливиновым базальтам Р. Дэли (прил. 4), а трахибазальтовые порфириды близки к абсарокиту. Для базальт-пикритов характерны пониженные количества кремнезема (в среднем 45,70%), титана (0,71%), глинозема (8,45%), суммы щелочей (1,54%) и повышенные магнезия (16,23%), кальция (12,07%) при близких количествах окисного (5,44%) и закисного (5,40) железа (прил. 1, 4).

Существенно калиевая субформация образует непрерывную серию с содержанием кремнезема от 46,14% в лимбургитах до 57,92% в трахитах, которая относится к боуэновскому типу с накоплением щелочей и возрастанием кремнекислотности. Почти во всех членах описываемой ассоциации отмечается повышенное количество фосфора (до 0,64%), калий преобладает над натрием (отношение $K_2O : Na_2O = 1,9-6,4$), при этом в трахитовых порфирах содержание окиси калия достигает 9,32%, а в трахибазальтовых порфиридах — 5,4%. Трахибазальтовые порфириды имеют невысокое содержание титана (в среднем 0,86%) при суммарном количестве железа, в пересчете на закисное, 9,69%. Железо в фемической части трахитов преобладает над магнием, а в более основных разностях магний преобладает над железом при колебании содержания окиси магния в породах субформации от 1,28% до 11,6%.

Характерной особенностью химического состава вулканитов является недосыщенность их кремнеземом (величина Q колеблется от $-3,0$ до $-17,6\%$) с появлением нормативных оливина и нефелина (пробы 67/19,7; 123/47; 39/32; 10224). Судя по величине характеристики А.Н. Заварицкого «а», равной 15,8–21,0, трахитовые порфиры обогащены щелочными алюмосиликатами, представленными (прил. 10) нормативными ортоклазом (37,61%) и альбитом (27,73%).

Наибольшей общей железистостью обладают трахитовые порфиры (66%), а наименьшей (27%) — базальт-пикритовые порфириды. Трахибазальтовые порфириды натриевой и калиевой субформаций имеют низкую общую железистость (43–44%). По содержанию железа и титана формация сходна с базальт-андезит-базальтовой формацией (рис. 6). Специфические элементы-примеси пород формации: барий, стронций, рубидий, медь присутствуют в количествах, в несколько раз превышающих кларковые (прил. 5).

От субщелочных вулканитов туринской свиты породы базальт-трахитовой формации района отличаются недосыщенностью кремнеземом, большим содержанием калия, кальция, магнезия и меньшим содержанием алюминия, причем количество последнего в трахибазальтах колеблется от 10,35 до 14,52%.

Описанные выше особенности состава субщелочных вулканитов Нязепетровского района до некоторой степени сближают их со щелочными эффузивами платформенных провинций, однако последние характеризуются заметно более высокими содержаниями титана, бериллия, циркония, ниобия, тантала и редких земель [Гладких и др., 1965].

Дополнительная характеристика вулканогенных формаций с рассмотрением содержаний петрогенных и малых элементов была получена при изучении коллекции вулканитов, собранных нами в 2006 г в пределах и окрестностях г. Нязепетровска (рис. 12). Было проанализировано 4 образца из обнажений, отнесенных при картировании к куказарской формации, 9 — ураимской и 5 — нязинской (прил. 7 и 8). При интерпретации анализов большая помощь оказана А.М. Косаревым. На рис. 13 А (диаграмма кремнезем — суммарная щелочность) породы куказарской и нязепетровской формаций попадают в поле базальтов, а нязинские разделяются на 2 группы — трахибазальты и трахиандезиты, для которых диаграммы по малым элементам строились отдельно. На рис. 13 Б (диаграмма титан — хром) по большим содержаниям титана и хрома отделяется поле субокеанических куказарских вулканитов, тогда как нязинские группируются относительно компактно в поле островодужных составов среди нязепетровских вулканитов с малым содержанием хрома. На рис. 13 В (диаграмма глиноземистость — железистость) [Богатиков и др., 1983] фигуративные точки куказарских вулканитов перекрывают поля океанических островов, внутриплитных вулканитов, областей задугового спрединга и островных дуг. При этом поле COX свободно. Это не случайно: и в Тагильской, и в Магнитогорской зонах ордовикские базальты далеко не всегда отвечают N-MORB; нередко они имеют заметно повышенную калиевость и зачастую тяготеют к траппоидам, афарскому и островодужному типу

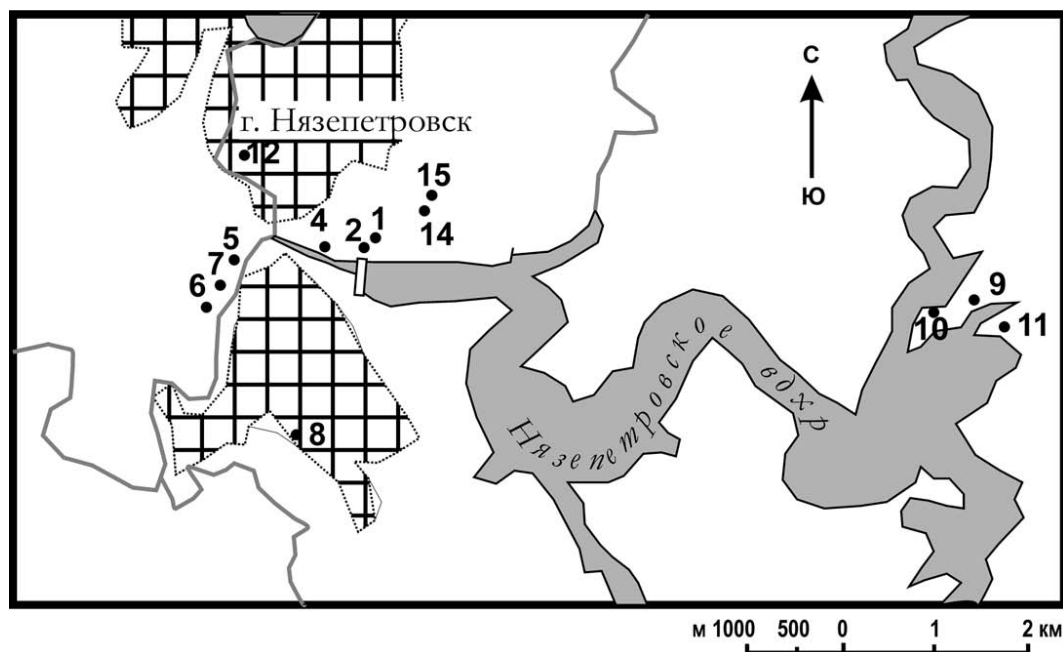


Рис. 12. Местонахождение образцов вулканитов, взятых в 2006 г для анализа в г. Нязепетровске и его окрестностях

Номера образцов соответствуют номерам обнажений на схеме: обр. 9а, 10, 10в, 11 — базальтовая формация; 1, 2, 4, 5, 6, 6в, 7, 14, 15 — базальт-андезит-базальтовая формация; 8, 12, 12а, 12в — трахибазальт-трахитовая формация (обр. 8 — трахиандезит, 12, 12а и 12в — трахибазальты). Заштрихована территория г. Нязепетровска

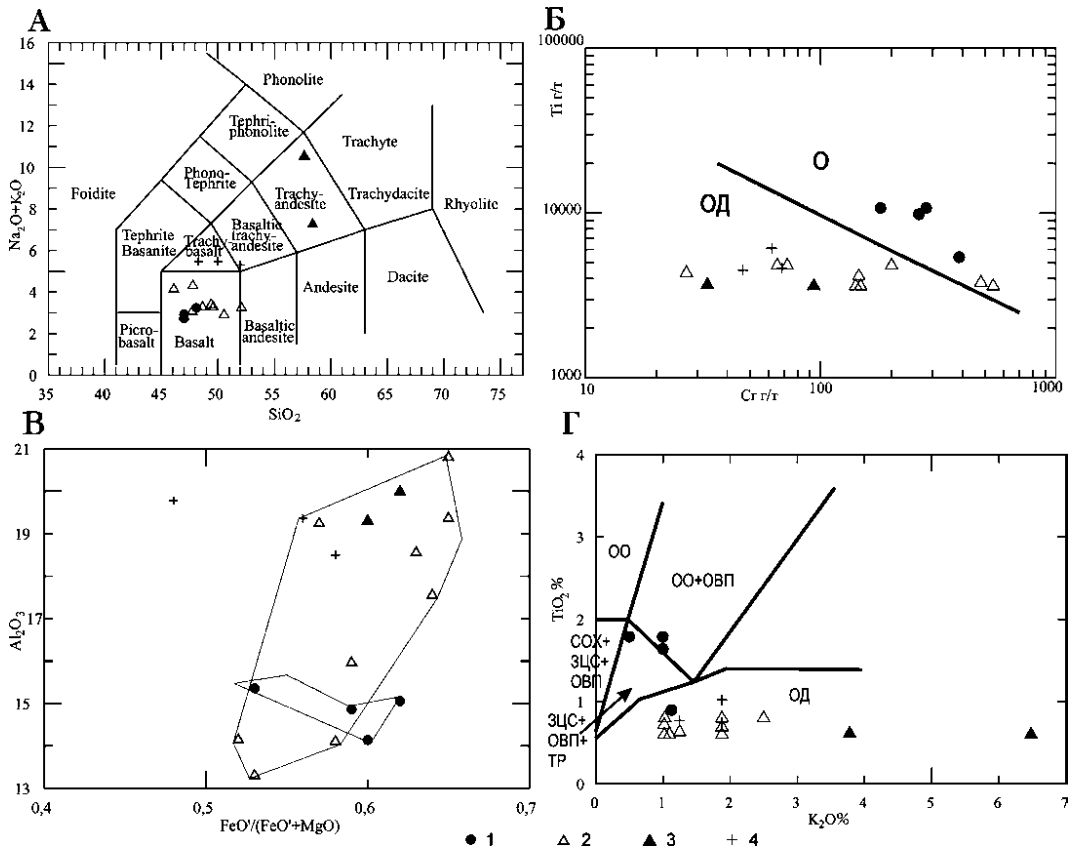


Рис. 13. Диаграммы щелочности (А), титан – хром (Б), глиноземистость – железистость (В) и титан – калий (Г)

На диаграмме Б линией разделены поля ОД — островодужных (снизу) и О — океанических (сверху) формаций. На диаграмме Г (по Ю.В. Миронову и др. [1992]) выделены следующие поля: ОО — океанические острова, СОХ — срединно-океанические хребты, ОВП — области внутриплитного вулканизма, ЗЦС — задуговые центры спрединга, ТР — трансформные разломы, ОД — островные дуги
Условные обозначения: 1 — куказарская спилит-диабазовая формация; 2 — нязепетровская известково-щелочная формация; 3–4 — нязинская шошонитовая формация (3 — трахиандезиты, 4 — трахибазальты)

[Смирнов и др., 2006; Петров, 2006; Сначев и др., 2006]. В рассматриваемом случае в куказарских базальтах концентрации K_2O варьируют от 0,5 до 1,13%, что позволяет предполагать их образование на переходной стадии — от континентальной рифтогенной к океанической. Разделение изученных вулканитов на группы подтверждается и анализом содержаний редких и рассеянных элементов. Спайдеграммы нязепетровских и нязинских вулканитов (рис. 14 Б, В, Г) в целом подтверждают их островодужную природу, причем в трахиандезитах содержания РЗЭ повышенные по сравнению с нязепетровскими, как того и следовало ожидать. Ценность спайдеграмм рассеянных элементов снижена вследствие того, что Nb не анализировался, а в анализах Ta имеются большие пробелы (впрочем, возможно, связанные с малым содержанием этого элемента). Однако циркониевый и титановый минимумы подтверждают

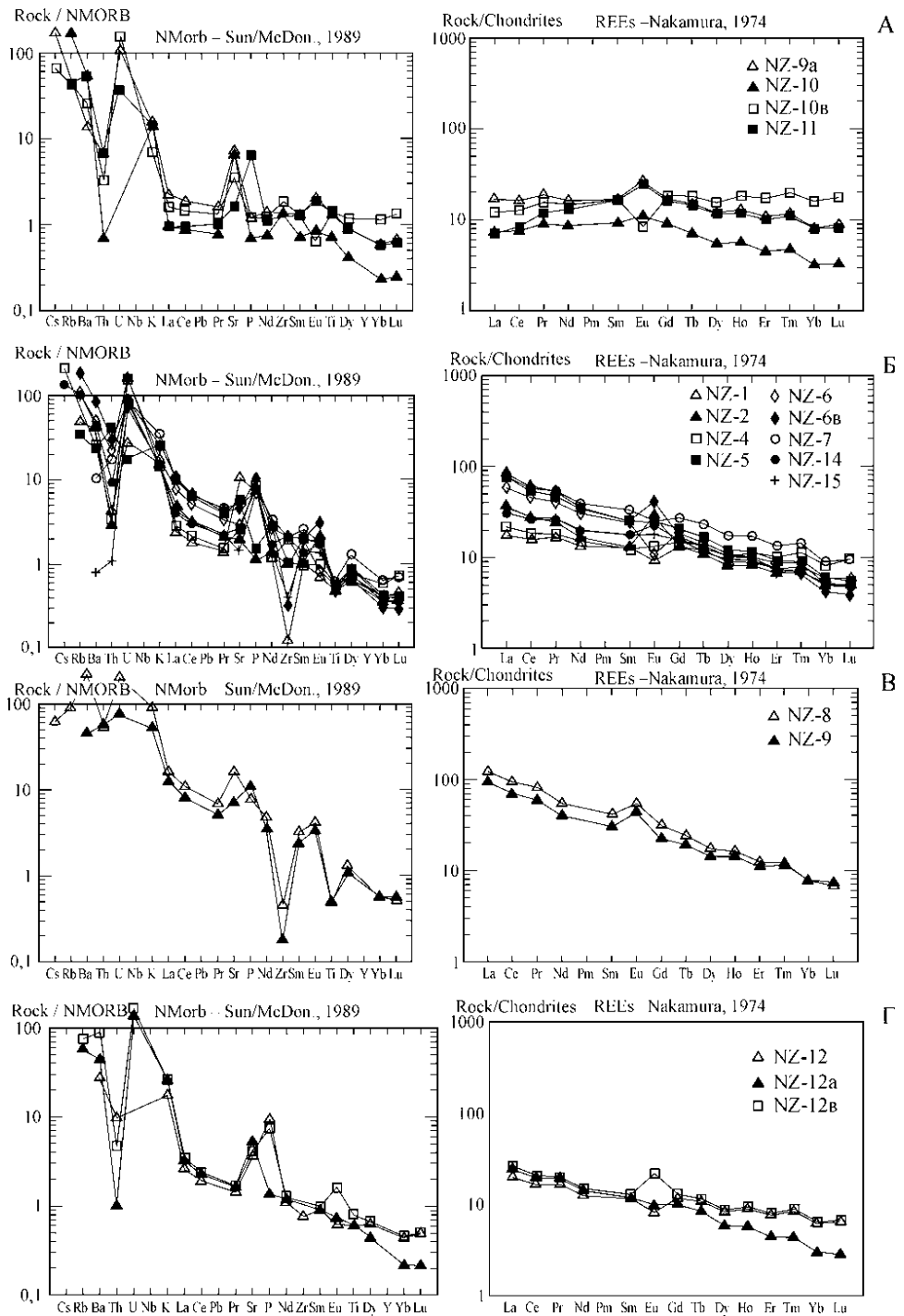


Рис. 14. Спайдеграммы малых элементов для образцов куказарской (А), нязепетровской (Б) и нязинской (В — трахиандезиты, Г — трахибазальты) формаций

островодужную природу вулканитов, хотя при этом характеристика нязинских трахибазальтов несколько смазана. Вулканисты кукарской формации (рис. 14А) резко отличаются от нязепетровских и нязинских; по спектру РЗЭ они приближаются к океаническому (с вышеприведенными оговорками).

3.2. Плутонические формации офиолитовой и платиноносной ассоциаций

Плутонические породы указанных ассоциаций образуют устойчивые парагенезисы, и по этому признаку могли бы рассматриваться как формации, однако сами они состоят из разновозрастных и генетически различающихся породных парагенезисов. В случае офиолитов это древняя дунит-гарцбургит-лерцолитовая мантия с одной стороны, и порождаемая ею преимущественно базитовая океаническая кора с дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом в ее основании. В дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса также всегда различались несколько разновозрастных и генетически различающихся комплексов или формаций, причем мнения авторов, предлагавших те или иные схемы деления платиноносной ассоциации, в деталях сильно расходились (см. [Иванов, 1997] и ссылки в этой публикации). А.А. Ефимов [1984], знаток Платиноносного пояса, в базит-гипербазитовой части соответствующей ассоциации выделяет два комплекса: «эпидунитовый» (дунит-клинопироксенит-габбровый) и более молодой «эпигаббровый», с реликтами первичных офитовых дупироксеновых габбро-норитов. Ряд авторов (напр. [Золоев и др., 1981]) выделяет три формации: пироксенит-дунитовую, габбровую и гранитоидную. В более поздней публикации [Золоев и др., 2001] приводится прогнозная металлогенетическая карта платиноносных формаций Северного и Среднего Урала, где в составе Платиноносного пояса выделяется дунит-пироксенит-габбровая ассоциация (O_3-S_1), состоящая из двух комплексов: дунит-пироксенит-тылаитового платиноносного (O_3) и ферроклинопироксенит-габброноритового палладиеносного. С массивами, сложенными этими двумя комплексами и составляющими основу Платиноносного пояса, пространственно тесно ассоциирует габбро-диорит-гранодиоритовая формация (S_2), представленная преимущественно диоритами и занимающая в поясе восточное (первично верхнее?) положение.

Из этого короткого обзора следует, что формационное деление платиноносной ассоциации Урала не устоялось. Это еще в большей степени касается Нязепетровского района: предлагаемая в данной работе классификация развитых здесь комплексов достаточно условна, и одни и те же породы могут попадать в состав разных формаций, что связано со слабой обнаженностью, недостаточной петролого-геохимической изученностью пород и фрагментарностью, неполной представительностью породного набора выделяемых комплексов или формаций.

В порядке возрастной последовательности на юге Нязепетровского района нами выделяются следующие плутонические формации: дунит-гарцбургитовая, дунит-клинопироксенитовая, габбро-диоритовая и габбро-сиенитовая. Первая относится к офиолитовой ассоциации (хотя некоторые разновидности дунитов обладают повышенной железистостью и, возможно, являются платиноносными); вторая и третья

аналогичны палладиеносной ветви Платиноносного пояса; последняя также встречается, хотя и значительно более редко, в Платиноносном поясе (Тагильский массив), и достаточно типична для Тагильской зоны в целом.

3.2.1. Дунит-гарцбургитовая формация

Формация представлена серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, слагающими цепочку линейно-вытянутых с севера на юг массивов Нязепетровско-Бардымского пояса общей длиной 60 км. Всего в поясе насчитывается более двадцати мелких массивов.

Характер физических полей над поясами гипербазитов зависит от особенностей их строения и условий формирования [Ананьева и др., 1967]. В гравитационном поле описываемая часть пояса приурочена к слабой гравитационной ступени, контролирующей западную границу распространения вулканогенных пород Нязепетровского комплекса. В магнитном поле гипербазитам соответствуют линейно-вытянутые субмеридиональные аномалии интенсивностью до 1000 нТл на фоне крупной площадной магнитной аномалии, обусловленной породами кристаллического фундамента восточного края Восточно-Европейской платформы и имеющей иное (субширотное; фото 1) простирание.

Конфигурация пояса в плане довольно сложная, он состоит как бы из двух сближенных субмеридиональных ветвей с диагональными ответвлениями северо-западного простирания. Наиболее крупными являются массивы западной ветви, пространственно совпадающей с западной границей Нязепетровского блока вулканитов.

На юг от Суроямского участка ультраосновные массивы не прослеживаются.

Состав, морфология и внутреннее строение гипербазитовых массивов, их взаимоотношение с другими интрузивными породами района наиболее детально были изучены на Суроямском участке. При этом, правда, возникала опасность спутать два типа дунитов: офиолитовые и платиноносные, что, возможно, отчасти имело место.

Суроямский массив интенсивно тектонически деформирован, имеет блоковое строение при длине блока 14 км и ширине до 5 км и в целом напоминает зону серпентинитового меланжа с фрагментами сохранившейся зональности. Центральная часть массива сложена рудными пироксенитами дунит-клинопироксенитовой формации, которые в периферической части сменяются серией линзовидных пластин серпентинитов дунит-гарцбургитовой формации, мощностью от нескольких метров до 1300 м, вытянутых в субмеридиональном, а в северной части массива — в северо-западном направлении.

Серпентиниты (фото 22, 23) — наиболее распространенные разновидности пород формации, в большинстве случаев они перекристаллизованы и рассланцованы, поэтому первичную природу гипербазитов установить довольно трудно. Слабо серпентинизированные дуниты наблюдались лишь однажды в элювиальных развалах севернее речки Ключевской.

В бассейнах рек Большой и Малый Судомак развиты конгломератовидные (обломочные?) серпентиниты, образующие относительно крупное тело длиной 4 км

и шириной 1,3 км, несколько изогнутое и выпуклой стороной обращенное на юго-запад. В зоне контакта серпентинитов с рудными пироксенитами центрального тела и на правом берегу р. Суроям отмечены безрудные клинопироксениты и верлиты, возможно метасоматического происхождения.

Преобладающее падение тел серпентинитов крутое восточное, которое с глубиной, судя по геофизическим данным, становится более пологим.

Вмещающими породами серпентинитов в основном являются спилиты, диабазы и кремнистые сланцы ордовика – нижнего силура (спилит-диабазовая формация), которые совместно с альпинотипными гипербазитами, вероятно, представляют фрагменты офиолитовой ассоциации. В западной части Нязепетровской зоны мелкие тела серпентинитов соприкасаются с терригенно-карбонатными породами силура – нижнего карбона шельфовой зоны (фото 2, 4; рис. 2, 15, 16).

Массивы описываемого пояса характеризуются отчетливо блоковым строением, элементы прототектоники в них не сохранились.

Характер контактов гипербазитов с вмещающими породами тектонический. Следы тектонических деформаций проявляются в интенсивном расщеплении, дроблении и брекчировании как вмещающих пород, так и гипербазитов, появлении структур будинажа, зеркал скольжения, перемещении оторванных блоков серпентинитов вдоль тектонически ослабленных зон. Контактново-термальные изменения вмещающих пород вокруг гипербазитовых массивов отсутствуют.

Серпентиниты Суроямского массива прорываются девонскими щелочными сиенитами с абсолютным возрастом (по калий-аргоновому методу) 375 ± 19 млн. лет (возможно некоторое омоложение). По современным представлениям [Савельева, 1987] альпинотипные гипербазиты Урала имеют мантийное происхождение и вошли в офиолитовую ассоциацию в начальные этапы (ордовик – силур) заложения и развития океанической коры. Уровни, на которых наблюдаются гипербазиты в современном эрозионном срезе, отражают лишь этапы их перемещений в верхние части континентальной земной коры при деформациях коллизионного сжатия.

В петрофонде формации выделяются дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, которые почти нацело серпентинизированы, безрудные верлиты и клинопироксениты, участками подвергнутые щелочному метасоматозу с развитием флогопита.

Дуниты – это мелкозернистые породы бурого цвета, сложены в основном из оливина, серпентина (до 40%) и хромшпинелида (до 1%). Структура дунитов гранобластовая и петельчатая, связанная с серпентинизацией оливина. Оливин в шлифе бесцветный; судя по оптическим свойствам ($N_g = 1,689$; $N_p = 1,656$; $2V = 90^\circ$; $n_{\text{дву}} = 0,033$), содержит 9–10% фаялита. Хромшпинелид имеет идиоморфные очертания зерен.

Серпентиниты аподунитовые и апогарцбургитовые (последние содержат бастит до 10–15%) лизардит-хризотилового, реже антигоритового состава, характеризуются зеленой и черно-зеленой окраской, тонкозернистой структурой, массивной и сланцеватой текстурой.

Структура основной массы зависит от состава серпентинового минерала, формы и пространственного расположения его зерен. Выделяются следующие виды структур: петельчатая, пластинчатая, чешуйчатая, параллельно- и спутанно-волокнистая, сетчатая. В апогарцбургитовых серпентинитах структура бластопорфиновая и пойкилитовая.

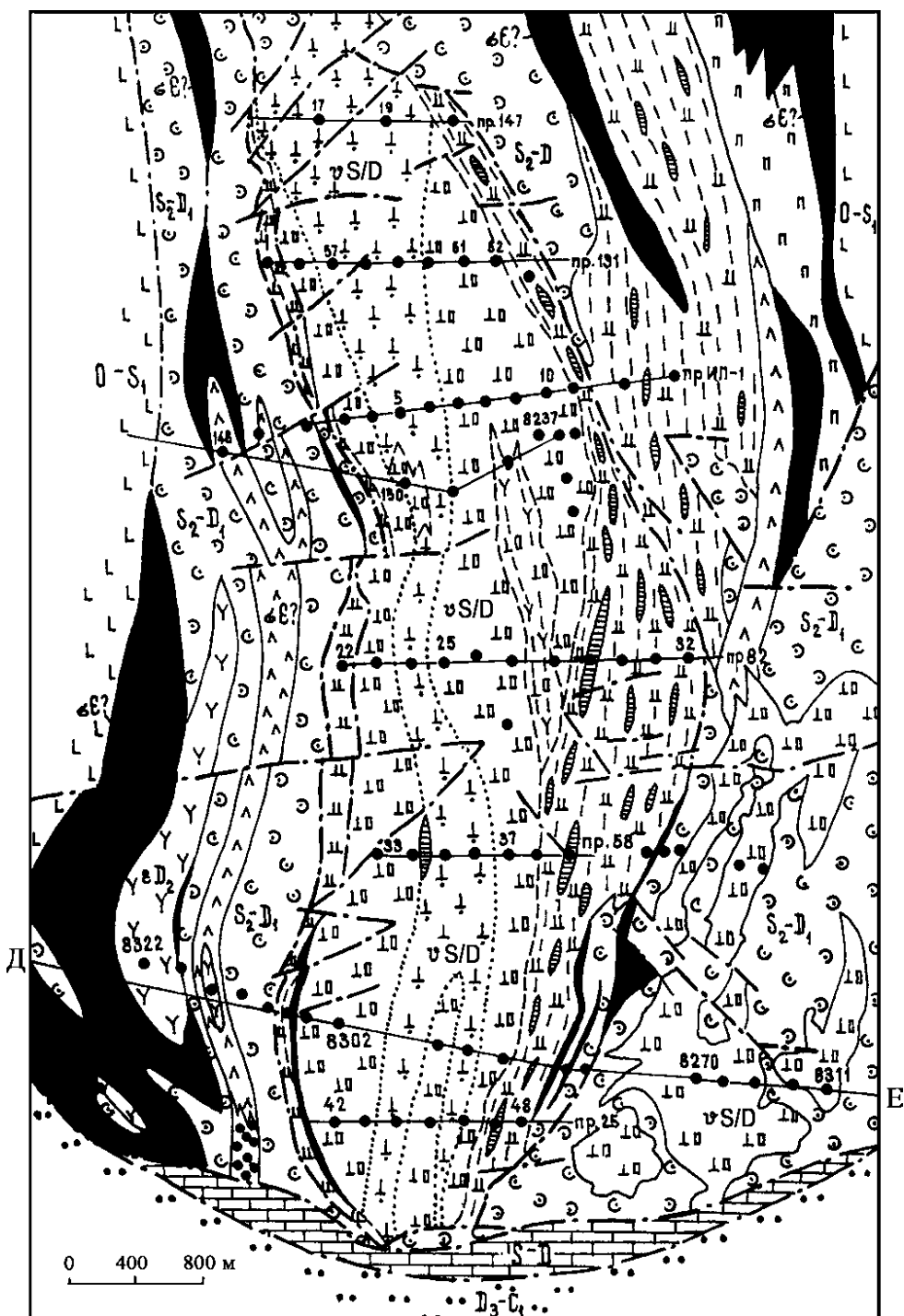


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Суоямского ультраосновного массива
Условные обозначения на рис. 16

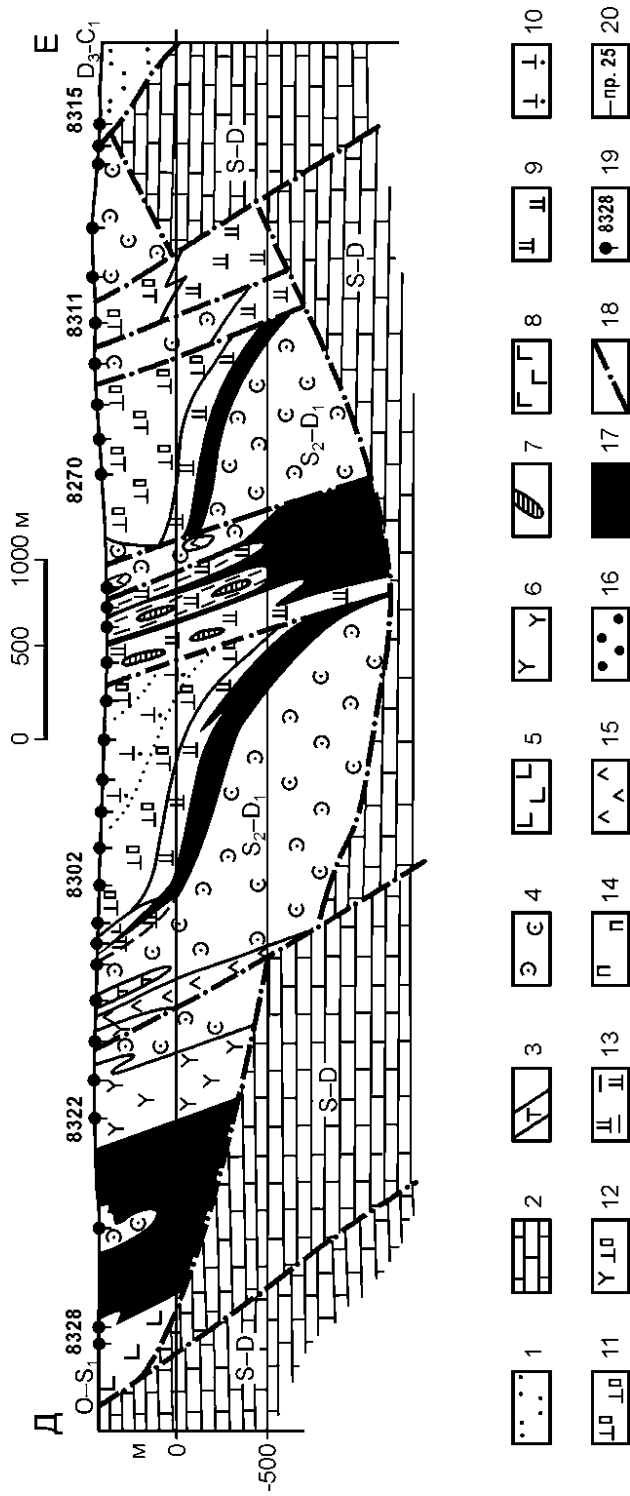


Рис. 16. Геологический разрез Д—Е, проходящий по южному замыканию Нязепетровской тектонической пластины, построенный с учетом гравиметрических и магнитометрических данных

Расположение разреза — на рис. 15

Условные обозначения: 1 — зилаирский флиш — полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты; 2 — известняки, в том числе доломитизированные; 3 — трахитовые порфиры; 4 — туфы основного и смешанного состава, лавы и лавобрекчии базальтовых порфиров; 5 — диабазы, спилиты, гиадокластиты, кварцевые песчаники; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — дайки щелочных сиенитов; 8 — габро пироксеновые; 9 — верлиты серпентинизированные; 10 — клинопироксениты магнетитовые; 11 — клинопироксениты флогопит-апатит-магнетитовые; 12 — калишпатизированные клинопироксениты; 13 — катаклазированные верлиты; 14 — клинопироксениты безрудные; 15 — лерцолиты; 16 — серпентиниты конгломератовидные; 17 — аперидотитовые серпентиниты; 18 — тектонические нарушения; 19 — поисковые и картировочные скважины; 20 — профили поисковых скважин

Акцессорные минералы: магнетит пылевидный и крупнозернистый, хромшпинелид в основном высокожелезистый (прил. 29), в сумме до 5–10% и шпинель (0–5%). Вторичные минералы: тальк, хлорит, амфибол, кальцит, брусит.

К числу редких пород относятся уже упоминавшиеся конгломератовидные серпентиниты. Размер обломков колеблется от нескольких мм до 10 см и более. Форма обломков меняется от округлой до угловатой. Сортировки обломочного материала по крупности не наблюдается. Обломки состоят из массивных темно-окрашенных серпентинитов, а цемент представлен рассланцованными серпентинитами более светлой окраски. Возможно, эти породы представляют собой эдафогенные брекчии, возникшие при размыве океанического дна.

На металлометрических планах изоконцентрат масштаба 1:25000 серпентиниты выделяются повышенными содержаниями хрома (до 0,1%) и никеля (до 0,2–0,4%) в эпицентрах аномалий.

Аподунит-гарцбургитовые серпентиниты участками обогащены пироксеном и оливином, постепенное увеличение содержания которых ведет к появлению пород существенно оливин-клинопироксенового состава.

Пироксенсодержащие породы имеют пятнистую окраску, что связано с наличием участков светло-зеленого пироксена на фоне зеленовато-черной существенно серпентинитовой массы.

Минералогический состав пород: оливин, часто серпентинизированный (60–80%), клинопироксен (10–40%), флогопит (0–10%). Акцессорные минералы — магнетит (от 5–10%), хромшпинель, шпинель, апатит (0–0,5%), гранат (ед. зерна), пирит и пирротин (до 0,1%).

Оливин в большинстве случаев замещен желто-зеленым лизардитом и хризотилом с образованием петельчатой и решетчатой структур. Клинопироксен в шлифе светло-зеленый, присутствует в виде неправильных порфирированных зерен, образующих в ассоциации с оливином пойкилобластовые сростания.

Оптические свойства клинопироксена: $C:N_g = 40^\circ$; $2V = 50–53^\circ$; показатель преломления по $N_p = 1,687$, что соответствует диопсиду.

Химический состав (прил. 25) клинопироксена характеризуется низким содержанием глинозема (2,26%), титана (0,42%), щелочей (в сумме 0,51%), а также повышенными концентрациями кальция (22,57%) и магния (15,69%). Железистость пироксена низкая (18 ат. %). Флогопит встречается в форме ксеноморфных субпараллельных чешуек, плеохроирующих от бледно-желтого цвета по N_p до коричневого по N_g . Показатель преломления по $N_m = 1,620$. Магнетит наблюдается в виде ксеноморфных зерен размером 0,05 мм. В участках с повышенным содержанием рудного минерала (3–8%) перидотиты приобретают сидеронитовую структуру, причем магнетит обычно располагается на стыке зерен пироксена и серпентина или в серпентиновой массе. Кроме того, при серпентинизации оливина развивается тонко распыленный магнетит, образующий характерную решетку на месте оливина. Акцессорный магнетит из верлитов относится к числу низкохромистых, содержание хрома в нем равно 1,0% (прил. 26) при несколько повышенном количестве титана (1,1%), в то время как магнетит из альпинотипных гипербазитов восточного склона Урала более хромистый и содержит значительно меньшее количество титана (0,02–0,07%).

Пироксениты и оливинсодержащие пироксениты, в отличие от рудных пироксенитов центрального тела Суроямского массива, имеют более светлую зеленую окраску и существенно пироксеновый состав. Структура пироксенитов панидиоморфнозернистая, текстура массивная. Магнетит присутствует в виде единичных зерен, а апатит появляется лишь в разностях, содержащих новообразованные флогопит, амфибол, гранат и калиевый полевой шпат, т. е. в тех участках, где проявился более поздний щелочной метасоматоз. Эти минералы развиваются по пироксену, частично или полностью замещая его.

Наиболее интенсивные и четко выраженные метаморфические изменения пород дунит-гарцбургитовой формации происходили в четыре этапа, приуроченные к различным стадиям тектоно-магматического развития района.

1. Ранняя хризотил-лизардитовая серпентинизация (регрессивная стадия) дунит-гарцбургитов, обусловленная региональным метаморфизмом.

2. Кальциевый метасоматоз (родингитизация?) серпентинитового субстрата. Расчет баланса вещества показывает, что процесс сопровождается привнесом кальция, в меньшей мере алюминия и кремнезема.

3. Ранний калиевый метасоматоз с образованием флогопита по пироксенитам и серпентинитам.

4. Щелочной калиево-натриевый метасоматоз, генетически связанный со щелочным магматизмом.

Для химического состава ультраосновных пород формации, представленного тремя анализами (прил. 8), характерно повышенное содержание суммарного железа (в пересчете на закись 11–15%), титана (до 0,44%) и марганца (до 0,28%) при содержании глинозема от 1,11% до 2,76% (прил. 9, 18).

В клинопироксенсодержащих разностях ультрабазитов содержание кальция максимальное и достигает 21,42%, в то время как в аподунитовых серпентинитах оно низкое и равно 0,10–0,11%. Содержание никеля колеблется от 0,006 до 1,0%, а хрома от 0,006 до 0,03%. Общая железистость пород высокая при колебаниях от 15 ат. % в клинопироксенитах до 25 ат. % в верлитах.

Основные петрохимические характеристики пород формации приведены в прил. 12.

В заключение отметим следующие основные черты геологии пород дунит-гарцбургитовой формации Нязепетровского района.

1. Отмечается тесная пространственная приуроченность пород, которые в целом образуют офиолитовую ассоциацию, к базальтовой (спилит-диабазовой) формации.

2. Массивы пояса в ходе тектоно-магматической эволюции Нязепетровской зоны были сильно дислоцированы, а породы метаморфизованы, причем каждый этап развития структуры сопровождался своими специфическими продуктами метасоматоза.

При столь изменчивом вещественном составе формации определенную помощь в ее выделении и характеристике оказывают геохимические признаки, и в частности, РЗЭ. Суммарное содержание РЗЭ в перидотитах района низкое (4 г/т), при повышенных содержаниях железа, титана, фосфора и легких лантаноидов (прил. 15, 16). Для сравнения в прил. 42 приводятся содержания РЗЭ в относительно «свежих» альпинотипных гипербазитах из зоны Главного Уральского разлома.

3.2.2. Дунит-клинопироксенитовый комплекс (платиноносный)

Детальное изучение вещественного состава ультраосновных пород центральной части Суроямского массива показало, что здесь развита не щелочно-ультраосновная формация с карбонатитами, как считалось некоторыми исследователями [Белковский, Селиверстов, 1976], а изначально — дунит-ферроклинопироксенитовый член дунит-ферроклинопироксенит-габбровой формации с платиново-палладиево-фосфатно-железо-титан-ванадиевой металлогенической специализацией и несколько повышенной щелочностью ультраосновных пород, связанной с наложенными процессами.

В состав дунит-клинопироксенитового комплекса входят: высокожелезистые титаномагнетитовые, апатит-титаномагнетитовые (с флогопитом) клинопироксениты, верлиты и дуниты, слагающие Суроямский, частично Церковский и Нязепетровский массивы (на рис. 2 помечены соответственно цифрами 1, 2 и 3 в кружках).

Эти массивы полиформационные, они неоднородны по петрографическому составу, времени и способу образования пород. Так, в Церковском и Нязепетровском массивах преобладают габброиды, в то время как Суроямский массив сложен в основном апатит-титаномагнетитовыми клинопироксенитами, подвергнутыми мощному калиево-натриевому метасоматозу, связанному с проявлениями более позднего щелочного магматизма [Жилин, Фоминых, 1977; Жилин и др., 1979].

Различия в петрографическом составе массивов могут быть связаны с различным уровнем эрозионного среза, более глубоким в южной части Нязепетровской зоны, где преобладают ультрабазиты. В этом случае можно говорить о дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Представителем пород дунит-клинопироксенитового комплекса является Суроямский массив, расположенный в бассейне р. Суроям, левого притока р. Уфы (рис. 15–17).

В отличие от концентрически-зональных массивов Главного Платиноносного пояса Урала, на площади Суроямского массива наблюдается пространственная совмещенность линейно вытянутых тел рудных клинопироксенитов с серпентинизированными дунит-гарцбургитовыми, причем последние приурочены к краевым частям массива. Однако эти различия могут быть связаны с большей дислоцированностью и фрагментированностью Суроямского массива, имеющего аллохтонное залегание. К тому же и дуниты, принадлежащие Платиноносному поясу, нередко занимают в нем краевое (обычно западное, первично нижнее?) положение.

В плане Суроямский массив линейно вытянут с севера на юг и имеет форму изогнутой линзы длиной 7,7 км и шириной 1,2–1,5 км. Общая площадь массива 15 км² (рис. 15, 17 а).

Контакты массива с вмещающими вулканогенными породами силура — нижнего девона тектонические, причем западный контакт более пологий, он падает на восток под углами 20–30°, а восточный имеет также восточное, но крутое падение.

Ввиду наличия вкрапленников магнетита в клинопироксенитах, над массивом отмечаются положительные магнитные аномалии мозаичного строения интенсивностью порядка 2000–3000 нТл, а на отдельных участках до 8000–9000 нТл, осложненные отрицательными минимумами, связанными с телами щелочных сиенитов, а также зонами дробления и метасоматоза (рис. 17 б).

Причиной низких значений магнитного поля в западной части массива является малая вертикальная мощность пироксенитов, что подтверждено бурением.

В северной части массива локальные аномалии имеют линейную форму и вытянуты в субмеридиональном направлении, а в южной образуют полуовальную структуру, связанную с периклинальным замыканием синформы.

На гравитационном плане Суроямский массив выделяется положительной аномалией интенсивностью до 26 мГл.

Более резкие градиенты гравитационного поля в западной части массива свидетельствуют о восточном его падении.

По данным количественных расчетов и качественного анализа геофизических материалов, массив в целом имеет блоковую структуру при увеличении вертикальной мощности блоков с юга на север от 500 до 1500 м.

Внутреннее строение массива симметрично-линейно-зональное, при этом центральная (осевая) часть массива сложена титаномагнетитовыми пироксенитами, преимущественно крупнозернистыми и пегматоидными, которые прослеживаются с юга на север в виде полосы шириной от 200 до 1000 м. К востоку и западу от осевой части расположены флогопит-апатит-магнетитовые пироксениты, часто обогащенные вкрапленностью халькопирита и платиноидами. Далее, в краевой части массива, развиты оливиновые пироксениты, верлиты и альпинотипные серпентиниты с переменными содержаниями новообразованного клинопироксена.

Пироксениты центрального блока довольно однородны по физическим свойствам, на что указывают стабильные средние значения плотности и магнитной восприимчивости. Так, по линии 25 средняя плотность по скважинам меняется от 3,41 до 3,43 г/см³, а магнитная восприимчивость — от 220 до 271·10⁻³ ед. СИ. В целом же в теле пироксенитов нет пород с плотностью менее 3,2 г/см³ и более 3,6 г/см³ (табл. 1; прил. 44).

Падение вышеуказанных зон пологое на восток.

В Суроямском массиве существует и скрытая зональность, которая была выявлена по данным химических и спектральных анализов. По этим данным, в центральной

Таблица 1

Сопоставление физических свойств основных видов клинопироксенитов Суроямского массива

№№ пп	Породы (руды)	Физические параметры			
		Плотность (г/см ³)	Магнитная вос- приимчивость (×10 ⁻³ ед. СИ)	Остаточная на- магниченность (А/м)	Полярри- зуемость (%)
1	Пироксениты титаномагнетитовые	3,45	264	4,80	13,8
		139	139	37	16
2	Пироксениты апатит-титаномагнетитовые	3,45	252	7,50	13,7
		164	164	45	19
3	Пироксениты безрудные (железа магнетитового менее 7 %)	3,30	65	3,57	2,1
		63	363	8	4

Примечания: В числителе — среднее значение, в знаменателе — объем выборки (число измерений)

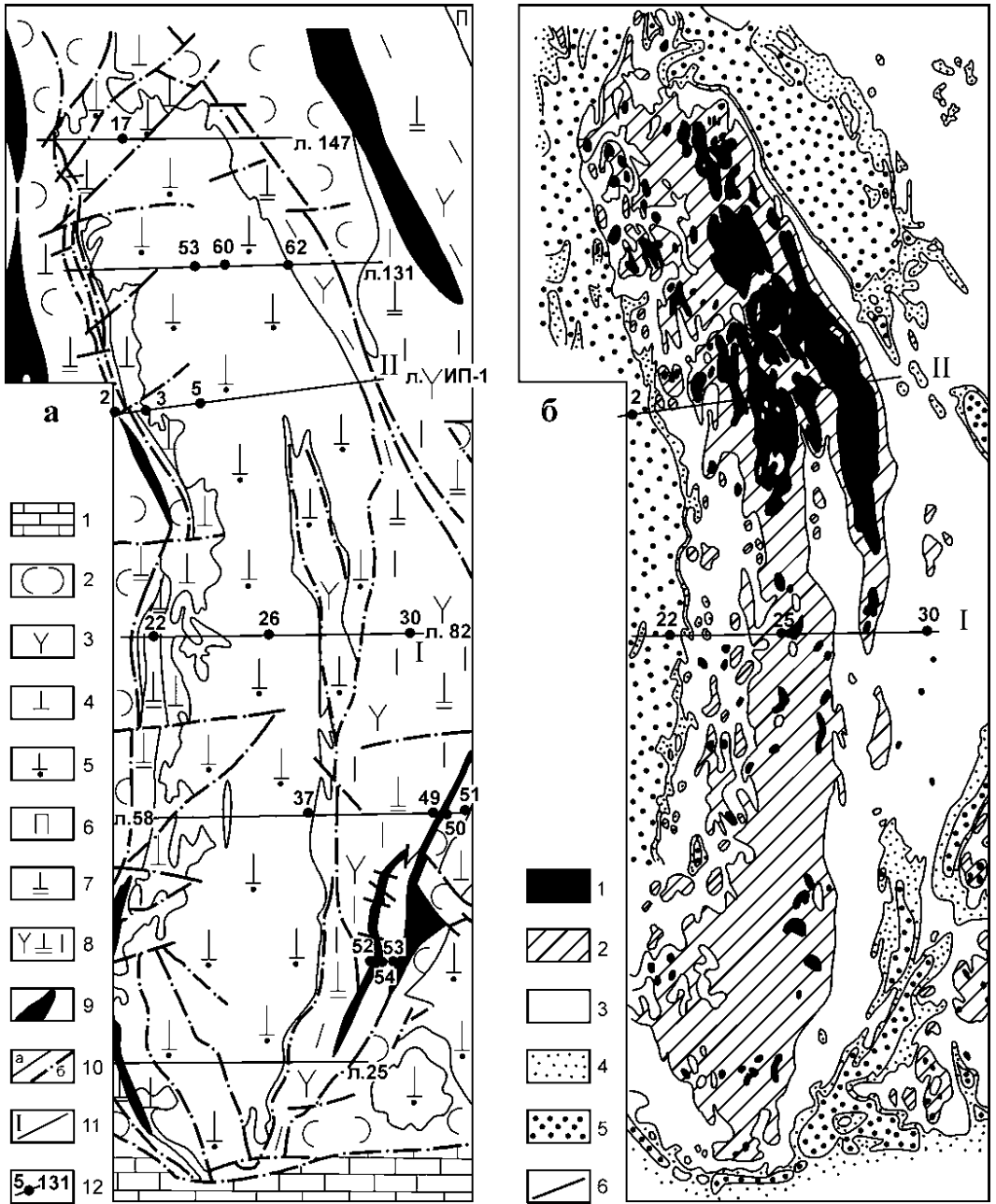
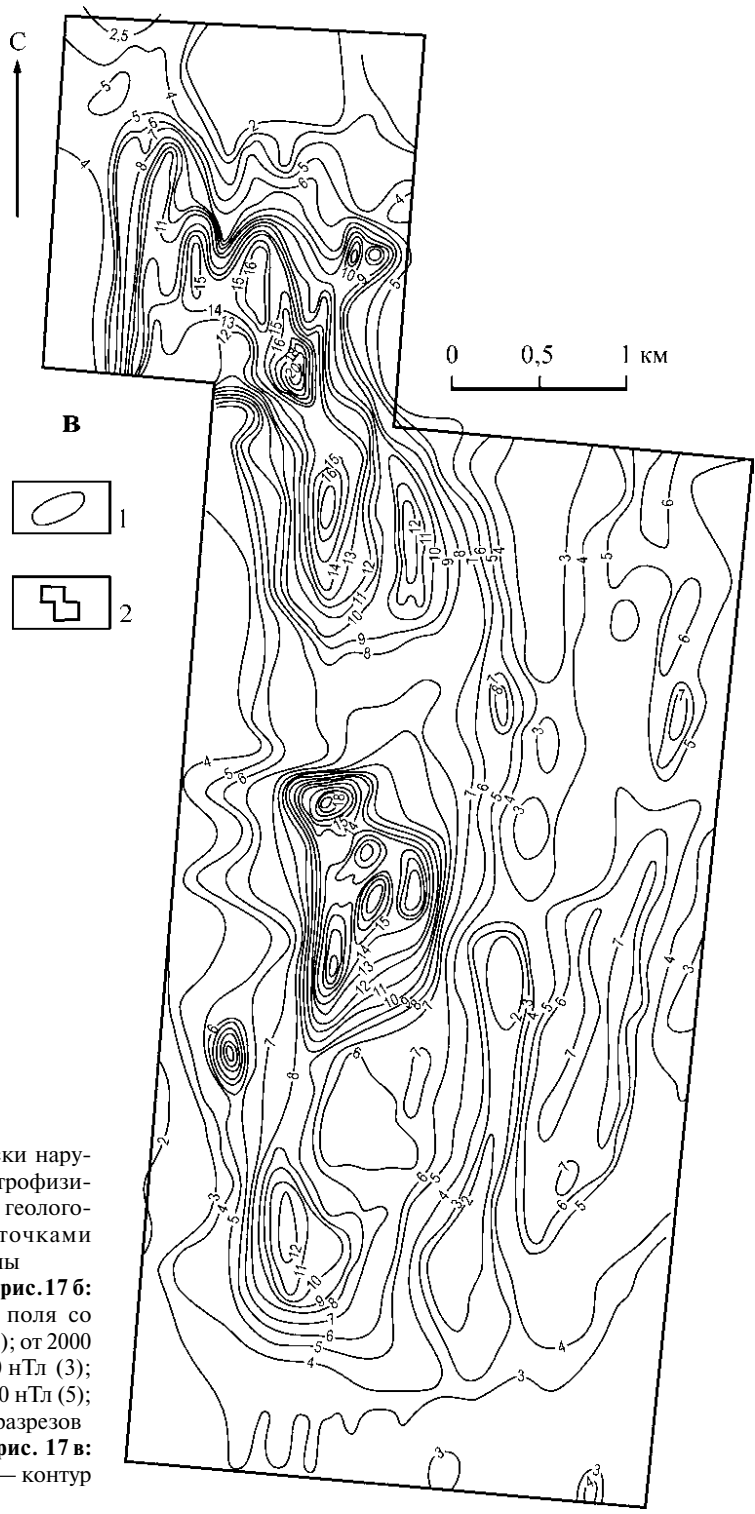


Рис. 17. а — упрощенная геологическая схема Суроямского массива; б — схема магнитного поля над массивом; в — план изолиний поляризуемости (η_k) над Главной рудной залежью Суроямского щелочно-ультраосновного массива (А.П. Андриянова [1968 г.])

Условные обозначения для рис. 17 а: 1 — палеозойские отложения паравтохтона; 2 — туфы порфиритов базальтового состава; 3 — сиениты; 4 — клинопироксениты нерасчлененные; 5 — клинопироксениты апатит-титаномagnetитовые (рудные); 6 — клинопироксениты безрудные; 7 — верлиты; 8 — клинопироксениты и верлиты калишпатизированные; 9 — серпентиниты; 10 — геологические границы



нормальные (а) и тектонически нарушенные (б); 11 — линии петрофизических разрезов; 12 — линии геолого-геофизических разрезов; точками показаны поисковые скважины

Условные обозначения для рис. 17 б:
 1–5 — области магнитного поля со значениями: выше 3000 нТл (1); от 2000 до 3000 нТл (2); от 0 до 2000 нТл (3); от –500 нТл до 0 (4); ниже –500 нТл (5); 6 — линии петрофизических разрезов

Условные обозначения для рис. 17 в:
 1 — изолинии η_k (ВЭЗ, ВП), 2 — контур участка электроразведки ВП

части массива концентрируется железо магнетитовое в ассоциации с никелем и кобальтом, а в пироксенитах краевой части отмечаются повышенные количества титана, ванадия, фосфора (рис. 18), а также меди, бария и стронция (прил. 27).

На геологических и петрофизических разрезах (рис. 18–20), построенных при поисковом бурении, выявляется также скрытая стратификация массива, которая выражается в линзовидно-полосовидном распределении повышенных концентраций вкрапленности титаномагнетита, других рудных и ряда малых компонентов (рис. 20А–Е).

Значительным распространением в Суоямском массиве пользуются щелочные метасоматиты с новообразованными флогопитом, калиевым полевым шпатом (ортоклазом) и нефелином. Флогопит является широко распространенным калийсодержащим минералом, образовавшимся на ранней стадии щелочного метасоматоза почти по всем ультраосновным породам массива, а ортоклаз и нефелин относятся к числу более поздних минералов, пространственно тяготеющих к приконтактовым частям массива.

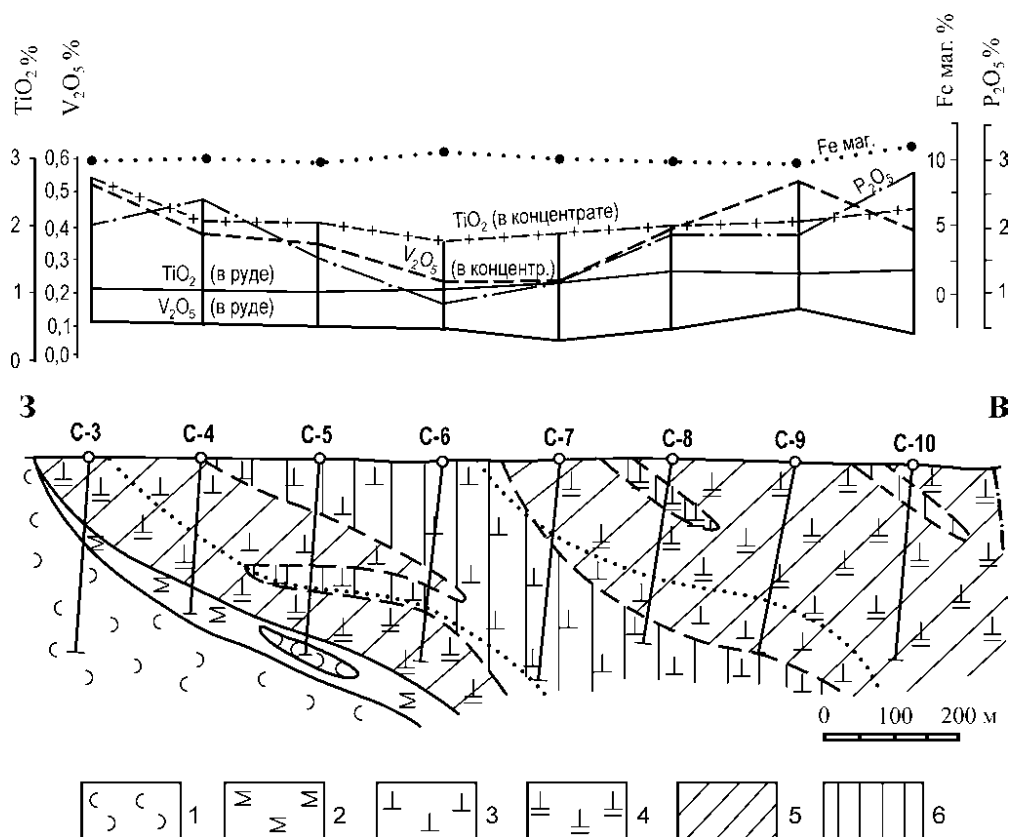


Рис. 18. Распределение средних содержаний V_2O_5 , TiO_2 , Fe_{mag} , P_2O_5 в титаномагнетитовом концентрате и руде по скважинам профиля ИП-1 Суоямского месторождения

Условные обозначения: 1 — туфы основного состава; 2 — серпентиниты; 3 — пироксениты крупнозернистые; 4 — пироксениты среднезернистые; 5 — руды апатит-титаномагнетитовые; 6 — руды титаномагнетитовые

Наибольшим развитием зоны калишпатизации пользуются в восточной части массива, где они имеют облик полосчатых мигматитов с дайкообразными телами сиенитов. Полосчатость и ориентированные таблички калиевого полевого шпата имеют крутое восточное падение, совпадающее с направлением падения зон трещиноватости и катаклаза.

Переход от пироксенитов и верлитов к породам, содержащим сиалические минералы, в одних случаях бывает резким, а в других — постепенным на протяжении нескольких десятков метров.

Тектонические контакты массива, обилие зеркал скольжения, зон трещиноватости и милонитизации в пироксенитах, линзовидно-блоковая форма массива и отсутствие ореола контактово-измененных пород свидетельствуют, возможно, о протрузивном (диапировом) характере внедрения твердо-пластичных блоков гипербазитов в верхние слои коры в условиях сжатия и, безусловно, о сильнейшей дислоцированности и фрагментированности массива, о чем уже говорилось выше.

Такие соотношения массива с вмещающими породами ордовика и силура дают лишь его нижнюю возрастную границу. С учетом этого обстоятельства, образцы

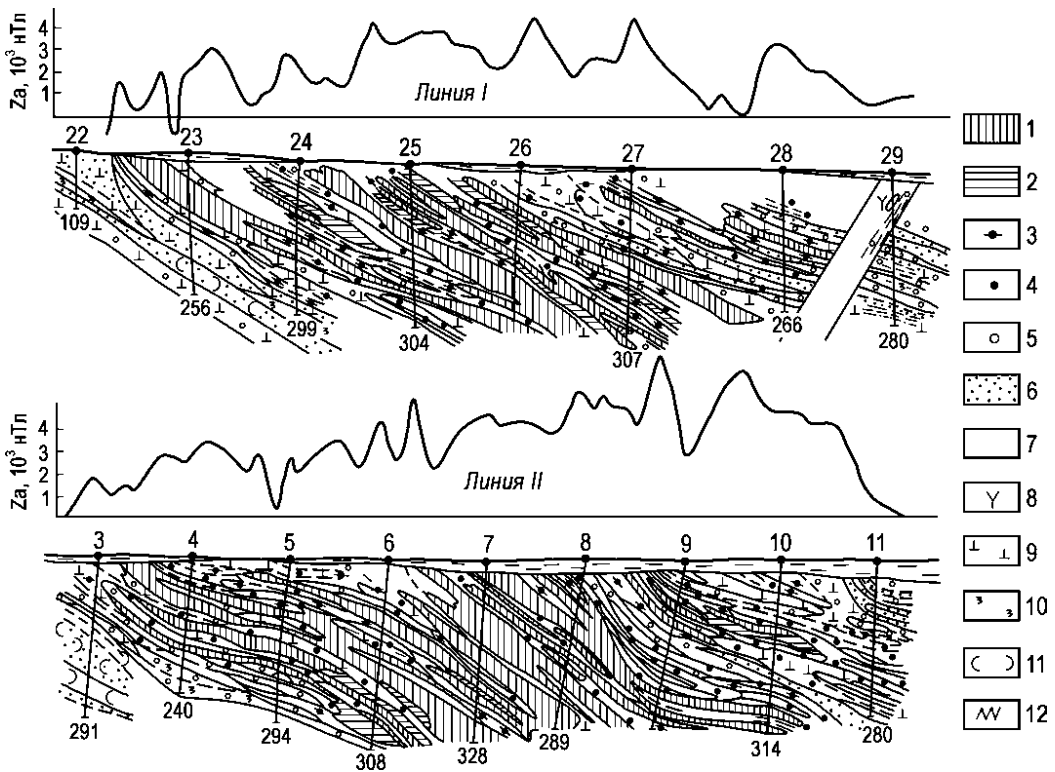


Рис. 19. Петромагнитные разрезы по линиям I и II (на рис. 17б) [Плохих, Жилин, 1993]

Условные обозначения: 1–7 — породы с магнитной восприимчивостью выше 275 миллиединиц СИ (1); от 255 до 275 (2); от 200 до 255 (3); от 120 до 200 (4); от 12 до 120 (5); от 1 до 12 (6); менее 1 (7); 8 — нефелиновые сиениты; 9 — пироксениты и верлиты; 10 — серпентиниты; 11 — туфы и порфиры базальтового состава; 12 — график магнитного поля на поверхности Земли

пироксенитов Суроямского массива, содержащие флогопит, были нами переданы в ИГГ УрО РАН для определения их абсолютного возраста Rb-Sr методом по породе в целом и флогопиту. Результаты определений приведены в табл. 2. По результатам анализов массив датируется концом пржидола – началом лохкова, т.е. вблизи границы силура и девона.

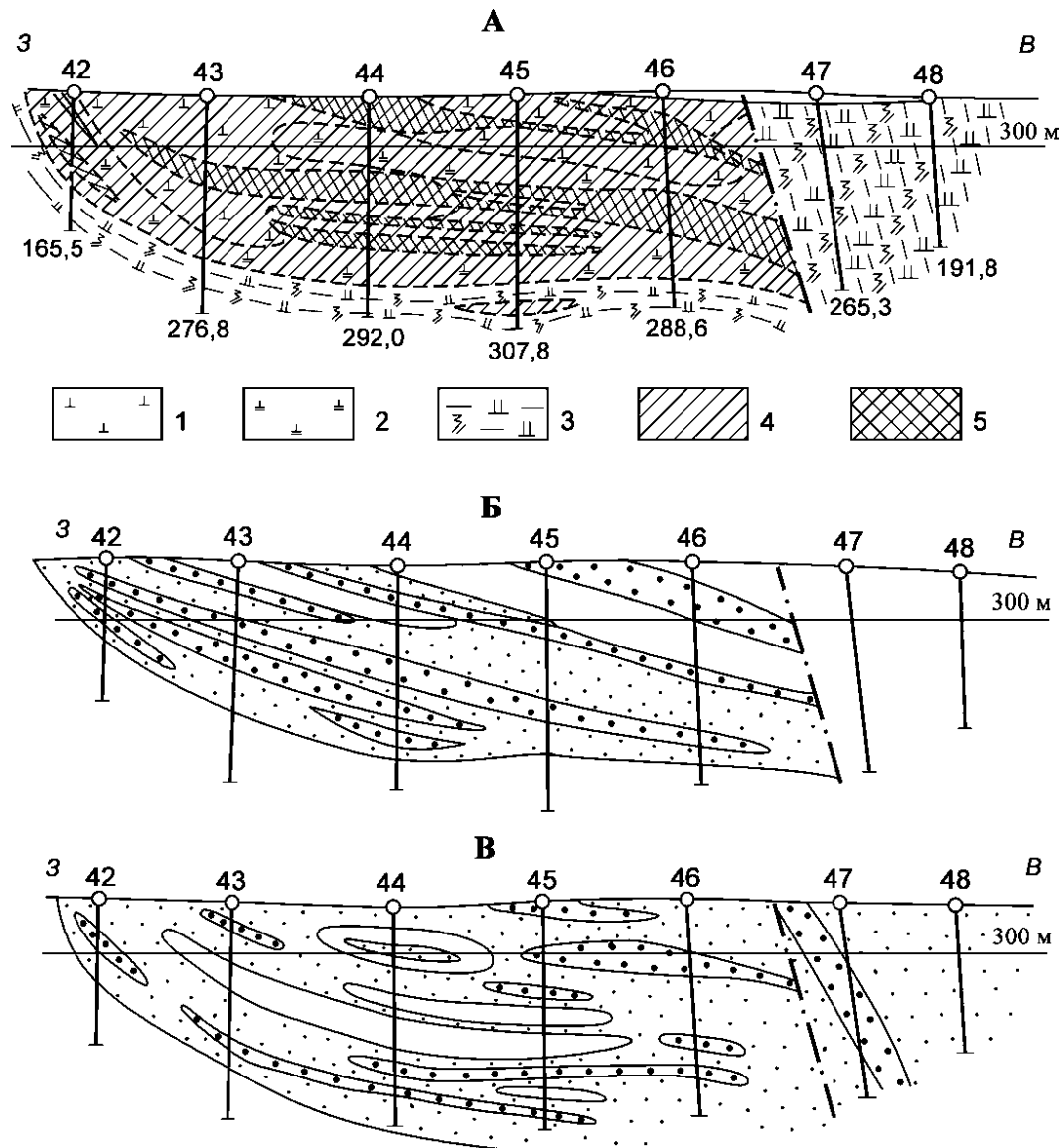
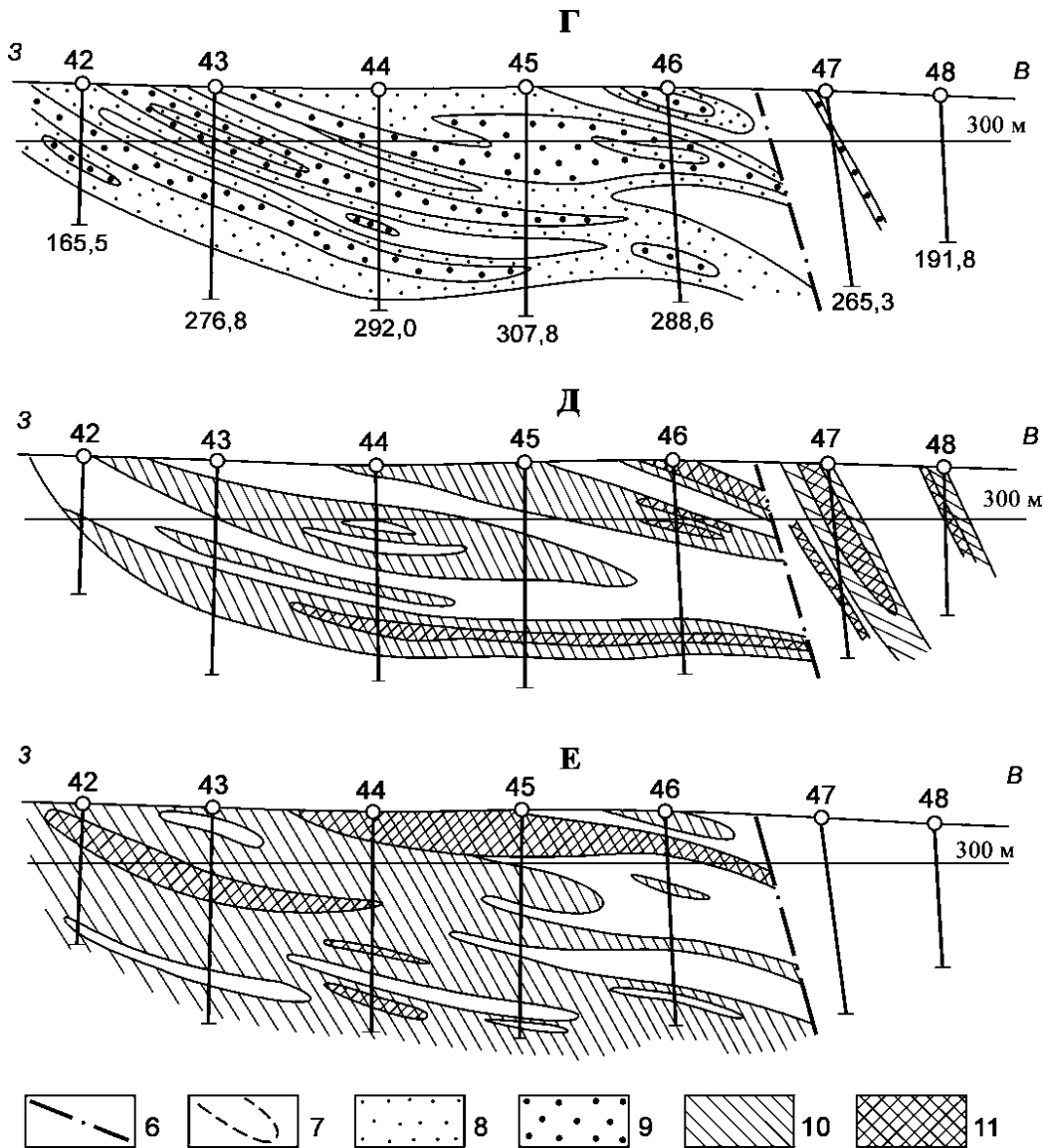


Рис. 20. Субширотный геологический и геохимические разрезы по профилю 25, иллюстрирующие линзовидно-полосчатое распределение рудных и ряда малых компонентов в клинопироксенитах Суроямского массива: А — геологический разрез масштаба 1:10000; Б — содержание железа магнетитового; В — содержание титана; Г — содержание фосфора; Д — коэффициент аномальности $P \times V \times Cu \times Ba \times Sr$; Е — коэффициент аномальности $Ti \times Ni \times Co$

Отметим также, что в недавней публикации [Попов, 2007] приведена Sm-Nd изохронная датировка для апатитового косьвита (вал, апатит, клинопироксен) Суро-яма: 444 ± 27 млн. лет, ранний силур. Эта датировка древнее полученной по нашим



Условные обозначения: 1 — клинопироксениты крупнозернистые; 2 — клинопироксениты мелко-среднезернистые; 3 — верлиты в разной степени калишпатизированные; 4 — вкрапленные апатит-титаномагнетитовые руды; 5 — вкрапленные титаномагнетитовые руды; 6 — тектонические нарушения; 7 — контакты между разновидностями пород и типами руд; 8 — моноэлементные геохимические ореолы с содержаниями: двуокиси титана 1–1,4%, железа магнетитового 7–10%, пятиокиси фосфора 1–2,5%; 9 — то же — двуокиси титана больше 1,4%, железа магнетитового больше 10%, пятиокиси фосфора больше 2,5%; 10, 11 — распределение величин коэффициента аномальности в вертикальном разрезе: 10 — коэффициент аномальности равен и больше 2; 11 — равен и больше 4

Таблица 2

**Rb-Sr данные для образцов пород в целом и выделенных из них флогопитов
Суоямского массива**

N	Образец	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	Возраст млн. лет	IR
1	1-ВК-07 вал	5,4	1983	0,00786	0,00004	0,703660	0,000009	414,6±2,3	0,703614 ±0,000009
2	1-ВК-07 флогопит	207	440	1,359	0,007	0,711638	0,000019		
3	18-В-07 вал	15	330	0,1335	0,0007	0,704402	0,000017	414,9±2,6	0,703613 ±0,000019
4	18-В-07 флогопит	177	317	1,607	0,008	0,713109	0,000024		
5	19-В-07 вал	2,4	647	0,01070	0,00005	0,703660	0,000016	416,6±2,3	0,703597 ±0,000016
6	19-В-07 флогопит	208	362	1,657	0,008	0,713429	0,000019		
7	26-В-07 вал	20	828	0,0685	0,0003	0,704018	0,000079	414,8±2,3	0,703613 ±0,000080
8	26-В-07 флогопит	244	276	2,56	0,01	0,718738	0,000019		

Примечания: 1. Концентрации Rb, Sr и соответствующие изотопные распространности измерялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. 2. Погрешности измерения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$) не более 0,5%. 3. Параметры эволюционных диаграмм для: всех образцов в целом **417 ± 10 млн. лет**, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703609 \pm 0,000008$, **MWSD = 1,6**; всех флогопитов **414,9 ± 4,3 млн. лет**, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70362 \pm 0,00011$, **MWSD = 0,43**. Аналитики Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина, ИГГ УрО РАН.

образцам, однако, с учетом ее большого доверительного интервала и хорошей повторяемости приведенных выше Rb-Sr определений, последние представляются нам более надежными.

Петрографическая и петрохимическая характеристики пород комплекса (фото 24–28) следующие.

Наибольшим распространением пользуются высокожелезистые клинопироксениты. Макроскопически это зеленые и темно-зеленые породы от мелкозернистой до крупнозернистой и пегматоидной структуры, массивной и трахитоидной текстуры.

Главными породообразующими минералами являются клинопироксен, титаномагнетит, апатит и флогопит. Количественные соотношения этих минералов крайне непостоянные, причем центральная часть Суоямского массива сложена крупнозернистыми титаномагнетитовыми клинопироксенитами типа косьвитов с содержаниями 6–25% титаномагнетита, а в краевой части преобладают апатит-титаномагнетитовые разновидности, содержащие 2,9–16,5% апатита.

Под микроскопом структура сидеронитовая и гранобластовая (полигонально-зернистая). Отмечаются катаклазированные и милонитизированные разновидности.

В.А. Попов [1992], рассматривая генезис аналогичных железных руд Качканара, на основании морфологических признаков рудообразующих минералов пришел к выводу о магматическом их происхождении.

Флогопит присутствует в описываемых породах в переменных количествах, содержание его колеблется от 0 до 17%. В незначительных объемах (до 1%) обнаружены: ильменит, сфен, шпинель, оливин, рутил, циркон, анатаз, халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, пентландит, пирротин, борнит, ковеллин, халькозин, миллерит, линнеит, валлериит, а также самородные платиноиды, золото, серебро.

Вторичные минералы представлены калиевым полевым шпатом, нефелином, канкринитом, амфиболом, хлоритом, цеолитом, гранатом, эпидотом, пренитом, анальцитом, кимритом, кальцитом, флюоритом, которые развиваются локально вдоль зон катаклаза и милонитизации. Образование большей части сульфидов и вторичных нерудных минералов связано, видимо, с проявлениями более позднего щелочного магматизма.

Метасоматически измененные пироксениты отличаются от неизмененных разновидностей более мелкозернистой структурой и полосчатой текстурой, выраженной чередованием полос разной окраски и состава.

В ходе метасоматического процесса пироксен, изменяясь, становится более железистым (до 34 ат. %; прил. 24), и в конечном итоге парагенетическая ассоциация пироксен + магнетит + апатит + флогопит замещается ассоциацией калиевый полевой шпат + цеолиты.

Клинопироксен пироксенитов гранобластовый, образует коротко и длиннопризматические зерна, участками содержит мелкие включения апатита и магнетита.

Минерал в шлифах светло-зеленый, довольно однородный, встречаются и зональные зерна с появлением внешних каемок с более интенсивной зеленой окраской. Судя по оптическим свойствам ($N_g = 1,713-1,732$; $N_r = 1,684-1,701$; $2V = 60^\circ$; $C:N_g = 36-39^\circ$), клинопироксен содержит 23–30% геденбергита.

Железистость клинопироксена, по данным химических анализов (прил. 25), колеблется от 14 до 28 ат. %. На диаграмме Хесса (рис. 21) клинопироксены Сурояма, Качканара и Гулинского плутона (Сибирская платформа) попадают в одно и то же поле диопсид-салита, что могло бы свидетельствовать об их генетическом родстве. Однако по другим характеристикам Суроямский и Гулинский плутоны (см. ниже в тексте) различаются весьма заметно.

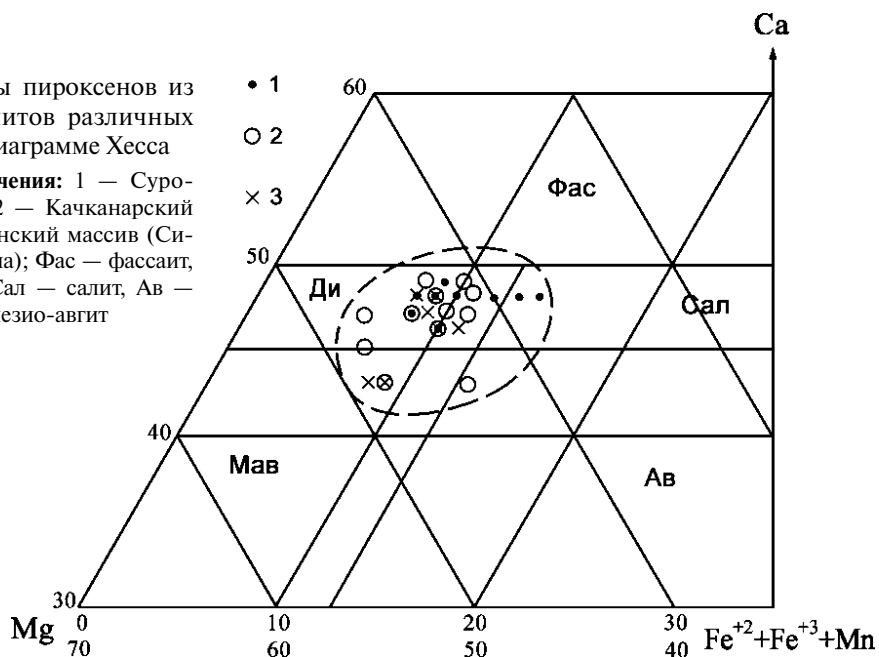


Рис. 21. Составы пироксенов из клинопироксенитов различных провинций на диаграмме Хесса

Условные обозначения: 1 — Суроямский массив, 2 — Качканарский массив, 3 — Гулинский массив (Сибирская платформа); Фас — фаसाит, Ди — диопсид, Сал — салит, Ав — авгит, Мав — магнезио-авгит

Породообразующий минерал — диопсид-геденбергит с содержанием 25–30% геденбергитовой молекулы в шлифах светло-зеленый, иногда зональный с внешними каемками зеленой окраски. Оптические константы: $C:N_g = 36-40^\circ$; $2V = 60^\circ$. По данным химических анализов (прил. 24, 25), железистость пироксена колеблется от 14 до 26% и в среднем составляет 20 ат. %. В нем отмечается несколько повышенное содержание (2,49–5,05%) глинозема с колебаниями величины авгитовости от 6 до 11%. Суоямский пироксен по сравнению с качканарским имеет большее количество титана (соответственно 0,57–0,87% и 0,15–0,55%) и натрия (соответственно 0,30–0,73% и 0,23–0,31%). В качестве изоморфной примеси присутствуют ванадий 0,04%, иногда хром до 0,16%.

По содержанию щелочей, марганца, железа, магния и кальция наиболее близки к суоямским являются клинопироксены Кондерского массива (Алданский щит). По глинозему и титану Суоямские клинопироксены попадают в поле островодужных формаций. Клинопироксены Гулинского плутона (северо-восточная часть Сибирской платформы) более титанистые (до 2,26% окиси титана), содержат меньшее количество (1,25–2,55%) глинозема (рис. 22).

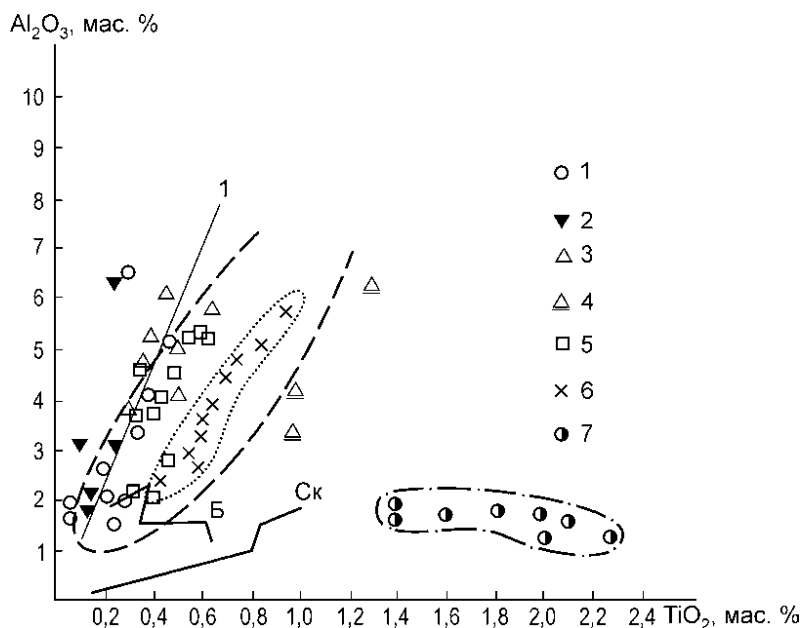


Рис. 22. Диаграмма $Al_2O_3 - TiO_2$ для клинопироксенов из ультраосновных и базальтоидных пород различных формационных типов

Клинопироксены из: 1 — габбро и пироксенитов Таловского массива (офиолитовый комплекс зоны ГУР); 2 — вкрапленников базальтовых и пикрит-базальтовых порфиритов раннеостроводужной формации (круглогорская толща, зона ГУР); 3 — порфиритов базальтового и трахибазальтового состава Нязепетровского ареала; 4 — базальтов спилит-диабазовой (базальтовой) формации Нязепетровского ареала (3 и 4 — по [Смирнов и др., 1977]); 5 — клинопироксенитов Платиноносного пояса Урала [Иванов, 1998]; 6 — клинопироксенитов Суоямского массива; 7 — клинопироксенитов Гулинского плутона Сибирской платформы [Васильев, Золотухин, 1975]. Линиями показаны тренды составов в габбро-гипербазитовых комплексах: пояса Бордэр Рэйндж, Аляска (1), Бушвельда (Б) и Скаергаарда (Ск). Пунктиром обозначены области составов для габброидных и ультраосновных ксенолитов из базальтов Алеутской и Малой Антильской островных дуг [Иванов, 1998]

Степень окисленности железа в клинопироксене достигает 72% (прил. 13) в связи с кристаллизацией пород в условиях высокого парциального давления кислорода, видимо, на небольших глубинах.

На декрептограммах (до 1200° С) декрептоэффектов в клинопироксене и апатите не отмечено, что, по мнению С.Ш. Юсупова, проводившего исследования образца пироксенита (скв. 7, глуб. 106,5 м, Суроямский массив), связано с отсутствием газожидких включений и, следовательно, метасоматической природой вышеуказанных минералов. Термобарометрические расчеты, выполненные В.Г. Фоминых на основании имеющихся у нас химических анализов (прил. 25), показали, что клинопироксены Суроямского массива образовались при температурах 750–860° С и давлении в 1 кбар, т. е. в условиях, близких к скарнообразованию.

Титаномагнетит малотитанистый, присутствует в виде ксеноморфных зерен с образованием сидеронитовой структуры (фото 26–28), а также образует пылевидные, пластинчатые, дендритовидные и каплевидные включения в клинопироксене. Отмечаются бластомилонитовые структуры (фото 29). Распределение титаномагнетита в породе в целом равномерное, однако встречаются участки с полосовидным распределением рудного минерала (фото 26), вплоть до полного его исчезновения. Довольно характерны среднезернистые рудные пироксениты с равномерным распределением титаномагнетита (так называемая «рябчиковая руда», фото 27). Среди титаномагнетита наблюдаются включения ксеноморфного клинопироксена и призматического апатита, иногда рудный минерал в виде прожилков проникает в апатит, в других случаях призматический апатит расположен в рудном минерале (фото 25).

Под микроскопом титаномагнетит имеет структуру распада твердых растворов с пластинчатыми вросками ильменита, составляющими до 3–5% от площади зерна. Пластинки ильменита толщиной от тысячных долей мм до 0,16 мм а виде решетки закономерно ориентированы параллельно плоскостям октаэдра магнетита.

Нередко титаномагнетит бывает окружен каемкой лейкоксена, который сохраняется даже при полном замещении магнетита хлоритом.

Содержания элементов-примесей в титаномагнетите Суроямского и Качканарского массивов очень близкие (прил. 26; рис. 23), правда, с незначительными отклонениями. Так, содержание титана (0,8–2,82%) и ванадия (0,21–0,78%) в титаномагнетите Суроямского массива несколько ниже, чем в титаномагнетите Качканара (соответственно 4,24–4,92% и 0,28–0,95%).

Наоборот, сравнивая составы титаномагнетитов Суроямского массива с платформенными (Гулинский плутон), мы видим, что последние сильно отличаются: они более обогащены титаном (13,57%), алюминием (2,56%), магнием (5,03%), хромом (1,99%), ниобием и цирконием (0,01%).

Из других элементов-примесей в суроямских титаномагнетитах (прил. 26) присутствуют: магний (0,49–3,23%), алюминий (0,64–0,80%), хром (сл. – 0,10, редко 0,64%), кобальт (0,016–0,019%), никель (0,01–0,06%), марганец (0,11–0,66%), цинк (0,0–0,89%).

По Суроямскому массиву имеется 220 анализов с результатами определений титана и ванадия в титаномагнетитовых концентратах (прил. 32) малообъемных технологических проб, отобранных из керна 31 поисковой скважины. Среднее содержание титана по 220 пробам составляет 1,99%, ванадия — 0,36%.

По профилю ИП-1 (рис. 18) четко наблюдается зональность, выраженная более высокими содержаниями титана (2,08–3,14%) и ванадия (0,36–0,58%) в магнетите из краевых частей массива. Геохимическая зональность по этим особенностям магнетита в общем согласуется с метасоматической зональностью массива, обе являются следствием пространственной дифференциации единого рудообразующего раствора.

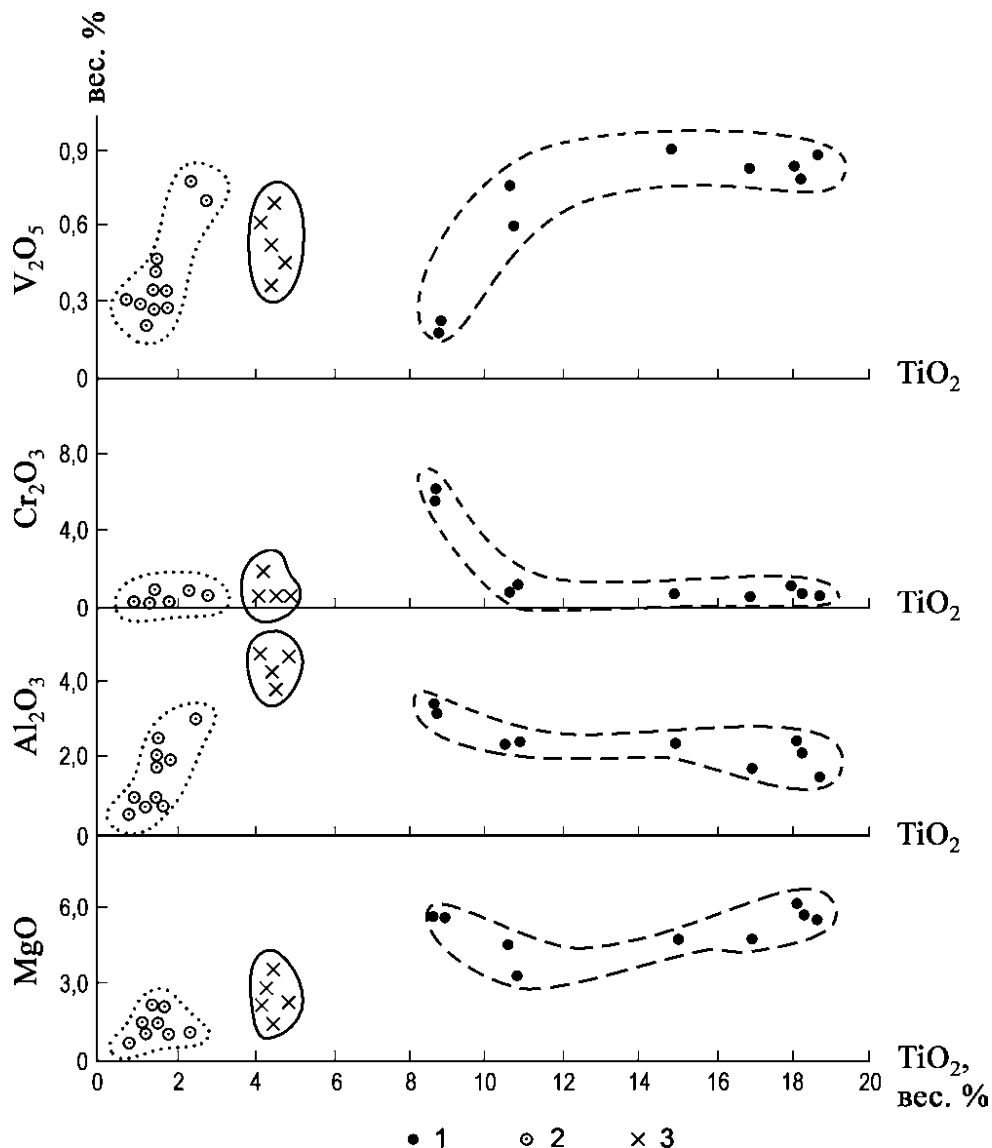


Рис. 23. Диаграмма TiO_2 – окислы металлов (V_2O_5 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO) для магнетитов из пироксенитов различных провинций

Условные обозначения: 1 — из рудных пироксенитов Гулинского плутона [Васильев и др., 1979]; 2 — из рудных пироксенитов Суроямского массива; 3 — из рудных пироксенитов Качканарского массива [Фоминых и др., 1967]

Дальнейшее существование таких гидротермальных систем приводит к преобразованию состава руд. Происходят зональные метаморфические изменения магнетита, который утрачивает свои первичные признаки и разрушается с выносом железа в другие части массива.

Следующим породообразующим минералом пироксенитов является апатит, концентрирующийся больше в краевых частях Суоямского массива, нередко образуя включения в пироксене. В более крупных зернах апатита отмечаются включения пироксена, биотита, магнетита, сульфидов, пылевидного углистого вещества. Мелкие зерна в шлифах чистые, прозрачные. Форма зерен апатита столбчатая, округлая, идиоморфная, иногда с четкими кристаллографическими очертаниями. Показатели преломления следующие: $n_o = 1,646$; $n_e = 1,643$; $n_o - n_e = 0,003$.

Наибольшее количество апатита было встречено в скважине 25 (глубина 27,7–31,8 м), где содержание пятиоксида фосфора составляет 5,12%.

По данным химических анализов (прил. 34), в апатите содержится 53,14–53,74% кальция, 39,8–40,79% пятиоксида фосфора, 0,47% стронция, 14 г/т урана, 14 г/т тория, 1,9% фтора и 0,2% хлора (прил. 35, 36).

Из редких земель (в сумме РЭЗ 0,33%) преобладают легкие лантаноиды: церий (32,7–36,6% от суммы РЭЗ) и неодим (21,6–22,5%), что характерно для пород с повышенной щелочностью.

Содержание тяжелых лантаноидов незначительное: Dy — 2,5–3,0%, Yb — 5,9–6,5%.

По содержанию РЭЗ и галогенов (фтора, хлора) апатит пироксенитов Суоямского массива близок к апатиту Волковского габброидного массива Платиноносного пояса Урала, что может служить одним из признаков их генетического родства.

Флогопит-биотит (калиевый) распределен в породах крайне неравномерно в виде единичных пластинок размером 0,1–0,3 мм, гнезд, шпиров (фото 24–26) размером до 15–20 мм и жилевидных скоплений. Минерал является более поздним, чем пироксен, магнетит и апатит; содержит их включения. Плеохроизм от светло-желтого до коричневого, показатели преломления по $n_g = 1,620$ – $1,624$ и по $n_p = 1,3835$ – $1,592$. По данным химических анализов (пробы 103/40 и 150/31,5), в слюде содержится 8,30–9,02% калия, 0,73–0,76% натрия, 2,30–2,73% титана, 21,34–22,98% магния, 15,89–16,22% глинозема, 5,77–7,95% суммарного железа. Железистость составляет 12–17 ат. % (прил. 28, 31).

Флогопит из клинопироксенитов обн. 881 (юго-западная окраина г. Нязепетровска) гидратизированный (п.п.п. = 10,24%), более железистый (25 ат. %), содержит меньшее количество суммы щелочей (2,56%) и титана (1,71%). Флогопитизация клинопироксенитов относится к одному из ранних процессов калиевого щелочного метасоматоза.

В.И. Петровым в 1988 г. сообщалось, что в двух пунктах (в скв. 28 на гл. 67,0–68,0 м и в обнажении, расположенном на левом берегу р. Суоям) в флогопитовых пироксенитах обнаружены графит, корунд, шпинель, хромит, циркон, ставролит, гранат, муассанит и магнетит.

Халькопирит, пирит и другие сульфидные минералы отмечены в малых количествах, в основном в виде вкрапленности и прожилков (фото 30), пространственно тяготеющих к щелочным метасоматитам.

По периферии Суоямского массива, особенно в восточной его части, развиты верлиты, которые по вещественному составу являются промежуточными породами между аподунит-гарцбургитовыми серпентинитами и пироксенитами.

В шлифах верлиты неравномернозернистые до порфиризовидных, состоят из клинопироксена (45–65%), серпентина и серпентин-хлорита (5–55%), оливина (до 25%), титаномагнетита (3–8%), апатита (1–2%), флогопит-биотита (0,0–10%), актинолита и талька.

Клинопироксен, по данным микроскопии, бесцветный, неравномернозернистый, часто образован в виде «скелетных» порфиробластов с извилистыми очертаниями зерен. Оливин здесь почти целиком замещен бледно- и желто-зеленым серпентинохлоритом типа идингсита с образованием характерных решетчатой и петельчатой структур.

Клинопироксениты Суоямского массива как высокожелезистый геохимический тип интересны в отношении палладиевой минерализации.

Для установления наличия платиноидов Миасской ГРП было отобрано 524 пробы, причем в 284 пробах обнаружен палладий и в 138 пробах — платина. Количественно преобладает палладий. Отношения содержания палладия к содержанию платины составляют 3–4:1 и в единичных случаях от 7:1 до 15:1, что равно или несколько ниже, чем в качканарских пироксенитах (10:1 – 20:1).

Pd/Pt отношения отражают глубину зарождения, минеральный состав и формационную принадлежность магматических пород [Удовкина, Белоусов, 1981]. Породы наиболее глубинных уровней мантии характеризуются низкой величиной Pd/Pt отношения, а менее глубинным свойственна легкоплавкая Pd специализация, проявленная довольно ярко на Суоямском участке.

Частоты встречаемости содержаний палладия и платины в пироксенитах Суоямского массива показаны на рис. 24.

Примечательно то, что повышенные содержания благородных металлов отмечаются в апатит-титаномагнетитовых пироксенитах с сульфидной (халькопирит-борнитовой) минерализацией с содержанием меди до 0,15–0,20% (скв. 5, 7а и др.). Необычным является тот факт, что платиноиды концентрируются не в магнетитовом, а в апатитовом концентрате (пробы 255, 257), в котором содержание палладия достигает 0,53–0,71 г/т, а платины 0,05–0,12 г/т. Связано это, видимо, с тем, что в апатите содержатся включения платиноносных сульфидов (прил. 40, 41).

В то же время, какой-либо связи между концентрациями палладия в рудных пироксенитах и двуокиси титана в титаномагнетитовом концентрате не наблюдается (рис. 25). Хотя выше и говорилось о возможных преобразованиях титаномагнетита под влиянием флюида, все же этот минерал имеет первично магматическую природу, о чем свидетельствуют, в частности, сидеронитовые структуры. Титан известен своей относительной инертностью, тогда как палладий демонстрирует большую подвижность под влиянием флюидов на поздних стадиях развития массива.

Химический состав пироксенитов Суоямского массива, по данным 31 силикатного анализа (прил. 13), близок к составу аналогичных пород Качканарского и Кытлымского массивов Главного Платиноносного пояса Урала. Отличия заключаются в более низком содержании кремнезема и большем количестве титана, фосфора и суммы щелочей в пироксенитах Суояма. Содержание окисного и закисного железа

находится в зависимости от количества титаномагнетита и, по данным химических анализов, колеблется соответственно от 9,89 до 16,53% и от 6,0 до 10,0%, причем большая часть окисного железа входит в состав магнетита. Железистость пироксени- тов не опускается ниже 39 ат. %, достигая иногда 57 ат. %. Другие петрохимические характеристики приведены в прил. 13.

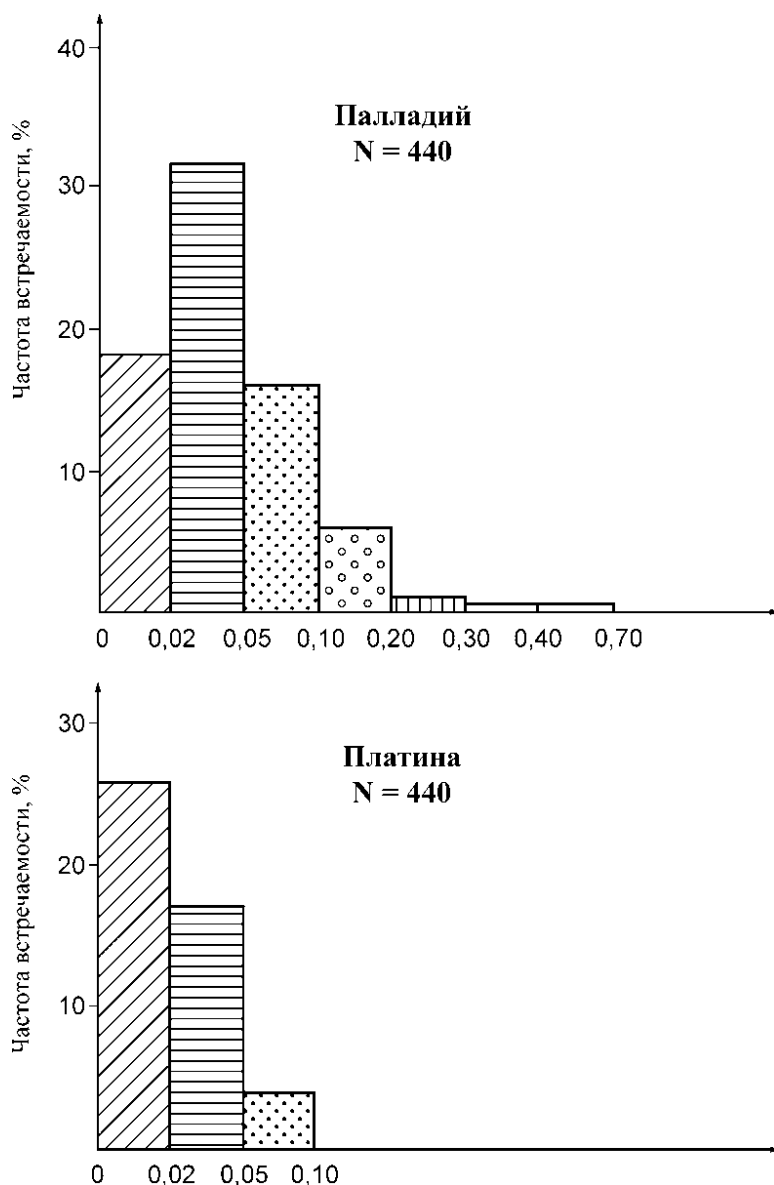


Рис. 24. Частота встречаемости содержаний (г/т) палладия и платины в пироксенитах Суоямского массива

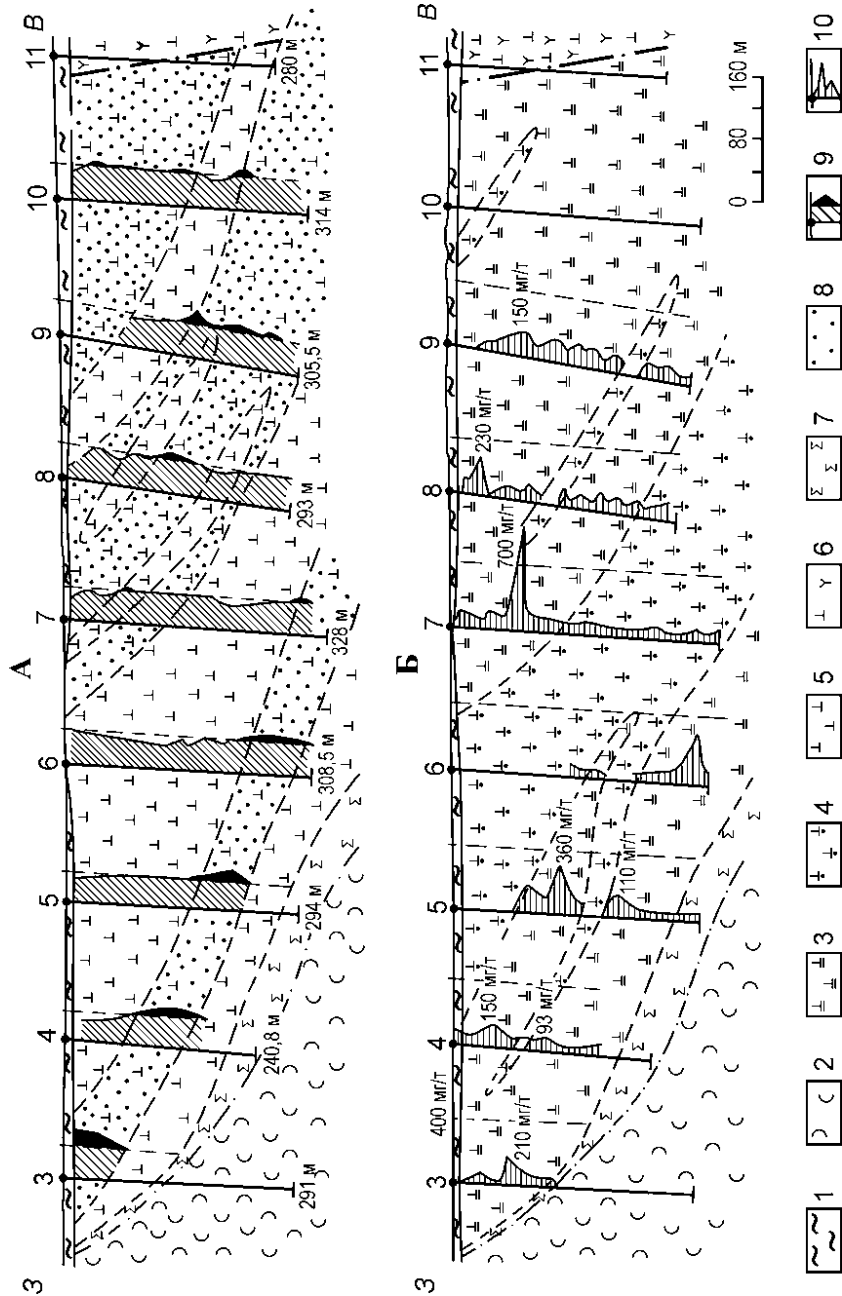


Рис. 25. Распределение содержания двуоксида титана в титаномagnetитовом концентрате (А) и палладия в рудных клинопироксенитах (Б) по профилю поисковых скважин ИП-1 Суроямского массива

Условные обозначения: 1 — рыхлые отложения; 2 — туфы основного состава; 3 — апатит-титаномagnetитовые рудные клинопироксениты; 4 — титаномagnetитовые рудные клинопироксениты; 5 — нерасчлененные рудные клинопироксениты; 6 — калишпатизированные клинопироксениты и верлиты; 7 — апотеридитовые серпентиниты; 8 — полосовидные участки с повышенным содержанием титана в титаномagnetитовом концентрате; 9 — графики содержания титана в титаномagnetитовом концентрате (в мас. %); 10 — графики содержания палладия в рудных клинопироксенитах (в мг/т). На графиках чертжа А черным цветом обозначены интервалы с содержанием TiO_2 в титаномagnetитовых концентратах более 2%

Кальций входит в пироксен и апатит, содержания его варьируют от 18 до 21%, а магний (9,60–13,66%) связан с пироксеном и флогопитом. Калий (0,05–1,53%) связан в основном с флогопитом, равномерно распределенным в массиве. Содержание фосфора колеблется в значительных пределах (0,18–5,12%), причем наибольшее количество фосфора сконцентрировано в пироксенитах краевых частей массива с содержаниями фосфора более 1,0%.

Клинопироксениты Церковского массива (прил. 13) имеют более высокие содержания кремнезема, глинозема, натрия, менее железисты, чем Суроямские, что объясняется воздействием на ультрабазиты растворов, поступавших из очагов габбровой магмы.

Пересчеты химического состава на минералогический (прил. 14) показали, что пироксениты имеют явно магнетит-диопсидовый (в сумме 58,15%) состав с наличием в норме в среднем 9,42% оливина, 2,10% нефелина, 2,10% апатита и 2,53% ильменита.

Химический состав калишпатизированных и нефелинизированных клинопироксенитов и их нормативный минералогический состав приведены в прил. 22 и 21.

Геохимическая характеристика клинопироксенитов дается по данным спектральных анализов, выполненных в Центральной хим. лаборатории ЧГРЭ (прил. 27).

Из таблицы видно, что содержания малых элементов для двух разновидностей пироксенитов очень близкие, за исключением меди. Повышенные содержания никеля (до 0,05%) и кобальта (до 0,015%) получены в магнетитовых клинопироксенитах, в то время как апатит-магнетитовые клинопироксениты характеризуются повышенными содержаниями (до 0,015%) ванадия. Барий (до 0,5%) и стронций (более 0,1%) появляются на участках, затронутых щелочным метасоматозом.

Интересные данные по геохимии типичных образцов клинопироксенитов Суроямского массива приводятся Г.Б. Ферштатером и др. [1998]. Было установлено, что суроямские клинопироксениты по сравнению с клинопироксенитами собственно Платиноносного пояса имеют повышенные содержания рубидия, стронция, бария, свинца, урана, тория, РЗЭ (прил. 17; рис. 26), что связывается с латеральной зональностью ультрамафит-габбрового магматизма. По характеру распределения РЗЭ суроямские клинопироксениты приближаются к известково-щелочным вулканитам Нязепетровского района, тогда как «океанические» вулканиты довольно близки к лерцолитам (рис. 14, 26).

В технологической пробе № 2, отобранной из апатит-магнетитовых клинопироксенитов, химическими анализами, выполненными в Центральной лаборатории УПГО, были обнаружены: хром 0,005%, никель 0,006%, кадмий 0,003%, мышьяк 0,01%, медь 0,08%, цинк 0,015%, свинец 0,009%, теллур 1,8 г/т, платина 0,035 г/т, палладий 0,086 г/т, золото 0,6 г/т, серебро 0,3 г/т, германий 1,64 г/т. Обращает на себя внимание заметное содержание золота, так как этот элемент, наряду с железом, палладием, фосфором и др., является типоморфным для Волковского и Баронского типов особой малосульфидной золото-платино-палладиевой минерализации, выявленной в ферроклинопироксенит-габброноритовых комплексах Платиноносного пояса Тагильской зоны [Золоев и др., 2001; Додин и др., 2003]. Аналогия с суроямским комплексом здесь прослеживается отчетливо, несмотря на второстепенные различия.

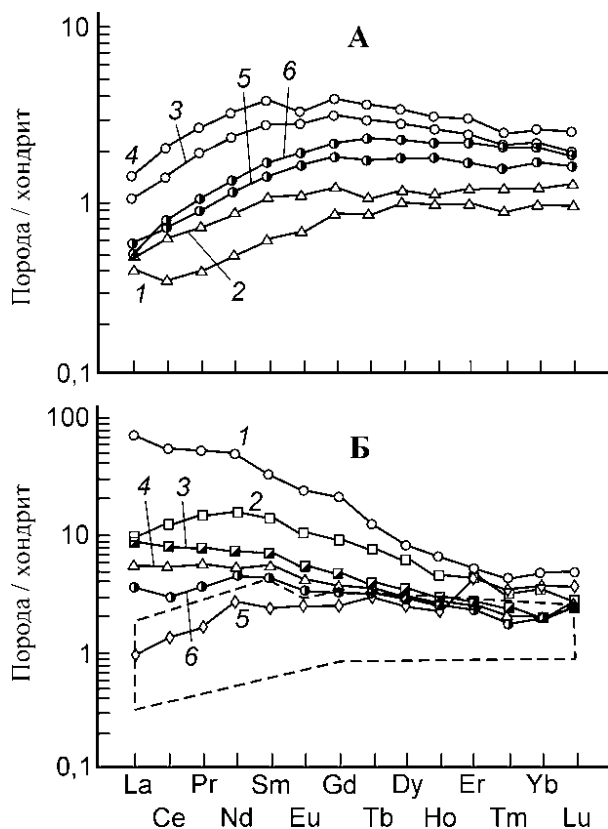


Рис. 26. Распределение РЗЭ в представительных образцах клинопироксенитов из (А) офиолитовой, верлит-габбро-плаггиогранитоидной и лерцолитовой серий и (Б) дунит-клинопироксенит-габбровой серии [Ферштатер и др., 1998]

А: 1, 2 — офиолитовая серия: Баженовский (1) и Ключевской (2) массивы; 3, 4 — верлит-габбро-плаггиогранитоидная серия, массив горы Кирпичной; 5, 6 — лерцолитовая серия, Нуралинский массив; Б: массивы: 1 — Суоямский, 2, 3 — Платиновый пояс, 4 — Уктусский, 5 — Давыдовский, 6 — Хабаровинский

В то же время, типоморфные для гипербазитов интрузивных комплексов платформенных областей редкие металлы, в частности, ниобий, тантал, бериллий, в пироксенитах Суоямского массива не обнаружены. Это резко отличает его от ультраосновных — щелочных массивов с карбонатами,

тяготеющих преимущественно к древним платформам, но присутствующих и на Среднем Урале в блоках с древним фундаментом [Левин и др., 1997; Фролов и др., 2003]. Последние (Потанино, Булдым, Сибирка и др.) могут быть связаны с плюмовой активностью на континентальной окраине Уральского палеоокеана в раннем палеозое [Пучков, 2006 б].

По профилю ИП-1 на Суоямском массиве была проведена [Сарафанов, 1985 г.] статистическая обработка результатов химических анализов рядовых проб на Fe_{mag} , V_2O_5 , TiO_2 , P_2O_5 , Cu , полученных в процессе поисковых работ на малотитанистые железные руды. При этом были подсчитаны коэффициенты парной корреляции содержаний рудообразующих компонентов с целью использования геохимического метода парагенетического анализа для выяснения генезиса рудоносных пород. Краевая часть массива (скважины 3 и 11) сложена мелкозернистыми апатит-магнетитовыми пироксенитами, имеющими значительные положительные величины коэффициентов парной корреляции ряда элементов, что свидетельствует о наличии геохимической связи в рамках единого парагенезиса (табл. 3).

В центральной части массива, сложенной перекристаллизованными крупнозернистыми и пегматоидными магнетитовыми клинопироксенитами (скважины 4–10), пространственная согласованность полей уменьшается и связи становятся отрицательными.

Данный факт можно объяснить как бы очищением клинопироксенитов на заключительных этапах метасоматических преобразований и перекристаллизации от ванадия и фосфора с выносом их во внешние зоны массива.

Впрочем, сильно отрывать во времени магматические и метасоматические процессы вряд ли целесообразно. Продолжая аналогии суроямского комплекса с Волковско-Баронским, отметим, что глубокий петролого-геохимический анализ развитых в последнем пород и руд показывает, что руды представляют собой продукт кристаллизации остаточных рудоносных расплавов на поздней стадии дифференциации рудоносной габброидной магмы. Естественно, что высокая флюидонасыщенность таких расплавов способствовала проявлению аутометасоматоза и собирательной перекристаллизации с образованием такситовых разновидностей габбро и нередко наблюдаемого метасоматического облика пород и руд [Полтавец и др., 2006]. Ранее в том же духе высказывались и другие авторы [Фоминих, Холоднов, 1992], отмечая, что изложенные ими данные указывают на первично магматический генезис руд Волковского массива, но при заметном участии глубинных флюидов повышенной щелочности, вызвавших перекристаллизацию первично магматических руд, что придает этим рудам метасоматический облик.

Таблица 3

Значения коэффициентов парной корреляции содержаний рудных компонентов в пироксенитах Суроямского массива (профиль ИП-1)

№№ скважин	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Количество анализов	26	46	71	73	55	48	51	49	50
Пары компонентов									
Fe _{общ.} – TiO ₂	0,82	0,73	0,51	0,21	0,35	0,16	0,35	-0,14	0,75
Fe _{общ.} – Fe _{маг.}	0,82	0,68	0,84	0,87	0,92	0,87	0,77	0,79	0,76
Fe _{общ.} – V ₂ O ₅	0,30	0,54	0,0	0,17	-0,10	0,10	0,18	-0,22	0,52
Fe _{общ.} – Cu	0,32	-0,08	0,11	0,02	0,10	-0,23	0,52	0,14	0,03
Fe _{общ.} – P ₂ O ₅	0,40	0,23	0,19	0,08	-0,07	-0,25	-0,16	0,16	0,52
TiO ₂ – Fe _{маг.}	0,62	0,18	0,13	-0,18	0,18	-0,15	0,21	-0,27	0,44
TiO ₂ – V ₂ O ₅	0,90	0,85	0,67	0,28	0,55	0,60	0,05	0,99	0,84
TiO ₂ – Cu	0,23	-0,04	0,40	0,11	0,00	0,60	-0,09	-0,01	0,11
TiO ₂ – P ₂ O ₅	0,45	0,40	0,52	0,12	0,43	0,61	-0,20	-0,23	0,51
Fe _{маг.} – V ₂ O ₅	0,55	-0,10	-0,36	-0,19	0,00	-0,14	-0,19	-0,36	0,36
Fe _{маг.} – Cu	0,51	0,12	-0,03	-0,12	0,06	-0,34	0,45	0,20	-0,20
Fe _{маг.} – P ₂ O ₅	0,57	0,32	0,14	-0,07	-0,20	-0,32	0,17	0,50	0,70
V ₂ O ₅ – Cu	0,15	0,05	0,42	0,24	-0,31	0,49	0,22	-0,01	0,11
V ₂ O ₅ – P ₂ O ₅	0,33	0,23	0,44	0,56	-0,54	0,22	-0,14	-0,28	0,30
Cu – P ₂ O ₅	0,77	0,17	0,54	0,14	0,57	0,48	0,03	0,03	0,11

Примечание: таблица заимствована из дипломной работы Л.В. Сарафанова [1985 г.].

Наиболее важными в петрологическом и металлогеническом отношении являются следующие выводы, касающиеся дунит-пироксенитового комплекса:

1. Первично магматический генезис железных руд Суроямского щелочно-ультраосновного массива в первую очередь обусловлен ростом активности щелочей (главным образом, калия), предопределивших возрастание окислительных свойств щелочного расплава и способствовавших окислению 2-валентного железа силикатов до 3-валентного железа ферритов с ликвацией (дифференциацией) магматического расплава на собственно силикатную и окисно-ферритовую части.

2. В образовании пород комплекса наряду с магматическими факторами большое значение имели процессы метасоматоза, причем полностью отрывать вторые от первых нецелесообразно.

3. Повышенная щелочность пород способствовала рассеиванию титана в силикатах (клинопироксене, флогопите) и образованию малотитанистого магнетита.

4. Судя по составу пороодообразующих минералов апатит-магнетитовых клинопироксенитов, ведущая роль в переносе железа принадлежит летучим компонентам мантийного происхождения — фтору, хлору, кислороду, фосфору.

5. Процессы метасоматоза и перекристаллизации, сопровождавшие заключительные стадии развития магматической камеры, привели к выносу титана, ванадия и фосфора с образованием более устойчивой парагенетической ассоциации клинопироксен + магнетит в осевой части Суроямского массива.

6. На еще более поздних стадиях метасоматических преобразований железистых пироксенитов происходила концентрация сульфидов и связанных с ними благородных металлов.

7. Типоморфными рудными элементами описываемого дунит-клинопироксенитового комплекса являются: железо, титан, ванадий, фосфор, минералы платиновой группы с преобладанием палладия, возможно золото, присутствует теллур. Это сближает их с рудными пироксенитами Качканарского (Гусевогорского) и Баронского месторождений Платиноносного пояса и позволяет говорить о вполне вероятной принадлежности рассмотренного комплекса дунит-клинопироксенит-габбровой формации, специализированной на титаномагнетит-ванадий-фосфорную и золото-палладий-платино-сульфидную минерализацию.

3.2.3. Габбро-диоритовый комплекс

К этому комплексу отнесена серия небольших габброидных массивов (Нязепетровский, Церковский и др.), прослеживающихся с севера на юг на протяжении 30 км вдоль осевой части Нязепетровской синформы, выполненной вулканическими породами базальт-андезит-базальтовой формации.

Литологический состав пород комплекса довольно сложный, что связано с многоэтапностью и многофазностью формирования массивов, проявлениями процессов гибридизма, ассимиляции, магматического замещения и разнообразных постмагматических преобразований.

Комплекс представлен различными по составу и, видимо, генезису габброидами, диоритами, гранодиоритами и гранитами.

В составе массивов развиты породы и других формаций: дунит-клинопироксенового (клинопироксениты) и габбро-сиенитового (сиениты, сиенито-диориты, монцониты) комплексов, в целом позволяющих проводить аналогию с формацией плутонических пород Платиноносного пояса Урала *sensu lato*.

Конфигурация массивов в плане линзовидная, слегка выпуклая к востоку, с неровными извилистыми очертаниями. Площадь массивов небольшая: 10–12 км² при длине 6,0–8,5 км и максимальной ширине 2,0–2,5 км. На геофизических планах над массивами отмечаются аномалии силы тяжести интенсивностью до 7,6 мгл (Нязепетровский массив) и 2,4 мгл (Церковский массив), а также мозаичные магнитные поля интенсивностью от –300 до +1000 нТл. Интерпретация геофизических данных показала, что массивы в поперечных сечениях имеют воронкообразную форму и вертикальную мощность до 1,2 км. Внутреннее строение массивов зонально-полосчатое. В поперечном разрезе видна конформность внутренней структуры и контактов Церковского массива (рис. 28).

Габброиды прорывают грубообломочные туфы порфиритов базальтового состава позднесилурийско-раннедевонского возраста, слагавшие, видимо, центры древних вулканических построек.

Вмещающие породы вблизи контактов ороговикованы, амфиболизированы, участками скарнированы. Отмечается слабо выраженная зональность метаморфического ореола. Внутренняя часть ореола представлена роговиками амфибол-плагиоклазового, биотит-амфибол-плагиоклазового, пироксен-амфибол-плагиоклазового, реже кварцевого состава. Во внешней части ореола шириной до 1 км преобладают амфиболизированные вулканические породы. Скарны (рис. 35) были вскрыты поисковыми скважинами в северо-восточной части Нязепетровского массива. В составе скарнов обнаружены гранат, пироксен, эпидот, пренит, кальцит. Мощность зоны скарнирования составляет 100–150 м. Скарны чередуются с тремолит-полевошпат-пироксеновыми метасоматитами, участками обогащенными вкрапленностью сульфидов.

Рассмотрим более подробно вещественный состав вначале Нязепетровского, а затем и Церковского массивов.

Краевая часть Нязепетровского массива (рис. 2, 27) сложена мелкозернистыми порфирированными пироксеновыми и роговообманково-пироксеновыми габбро, а в центральной его части развито преимущественно среднезернистое роговообманково-пироксеновое габбро. Переход от порфирированного мелкозернистого к среднезернистому габбро постепенный.

Пироксениты были встречены в различных участках массива в форме вытянутых в субмеридиональном направлении полос. В контакте с габбро кальциевые гипербазиты подвергнуты фельдшпатизации и амфиболизации, в результате чего образовались гибридные полосчатые породы типа габбро-пироксенитов и меланократовых габбро. В южной части массива пироксениты интенсивно амфиболизированы и эпидотизированы, по составу приближаются к горнблендитам.

Более поздняя фаза комплекса — диориты, которые слагают мелкие тела мощностью 0,5–1,0 м, пересекающие габбро.

Со щелочным магматизмом связано появление даек монцонитов и сиенито-диоритов, а также крупных порфиробластических обособлений калиевого полевого шпата в габбро.

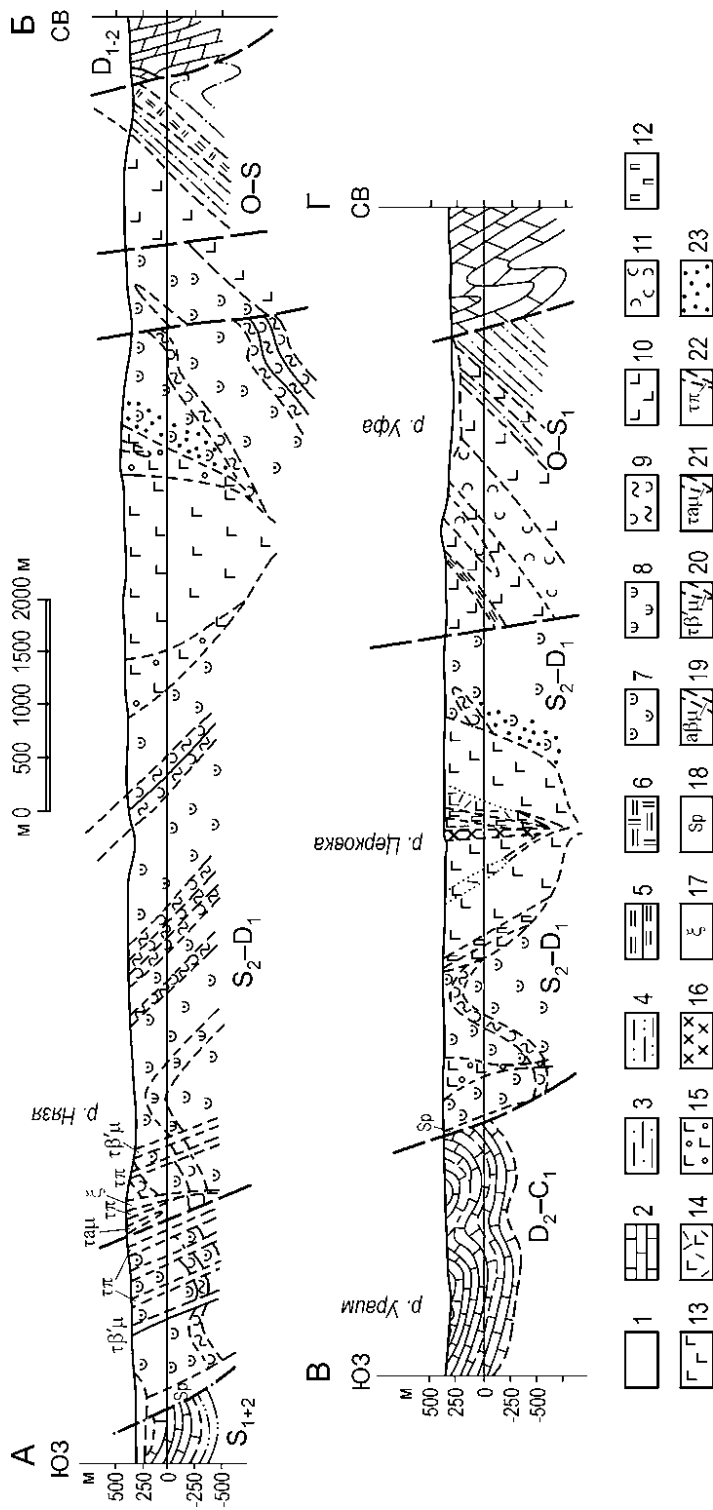


Рис. 27. Геологические разрезы осадочно-вулканогенных и интрузивных пород Нязепетровского района: верхний — на широте г. Нязепетровска (А—Б на рис. 2) и нижний — в 9 км к югу от г. Нязепетровска (В—Г на рис. 2)

Условные обозначения: 1 — рыхлые песчано-глинистые отложения; 2 — известняки; 3 — сланцы кварц-серпичитовые с прослоями аркозовых песчаников; 4 — ритмичное переслаивание песчаных известняков, песчаников и алевролитов полешпат-кварцевых; 5 — углисто-кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы; 6 — черные углисто-кремнистые сланцы; 7 — псаммитовые, гравийные и алевроитовые туфы основного состава; 8 — ксенотуфы и туфоконгломераты с обломками известняков; 9 — слоистые псаммито-алевроитовые туфы основного состава, тефроиды, туффиты; 10 — диабазы и спилиты, редко кератофиры; 11 гиакокластиты; 12 — клинопироксениты; 13 — габбро роговообманково-пироксеновое; 14 — габбро и габбро-диориты; 15 — габбро порфировидное; 16 — диориты; 17 — нефелиновые сиениты; 18 — серпентиниты аперидитовые; 19 — жильные андезито-базальтовые порфиры; 20 — трахибазальт-базальтовые микропорфиры; 21 — трахиандезитовые порфиры; 22 — трахитовые порфиры; 23 — ороговикование и амфиболизация

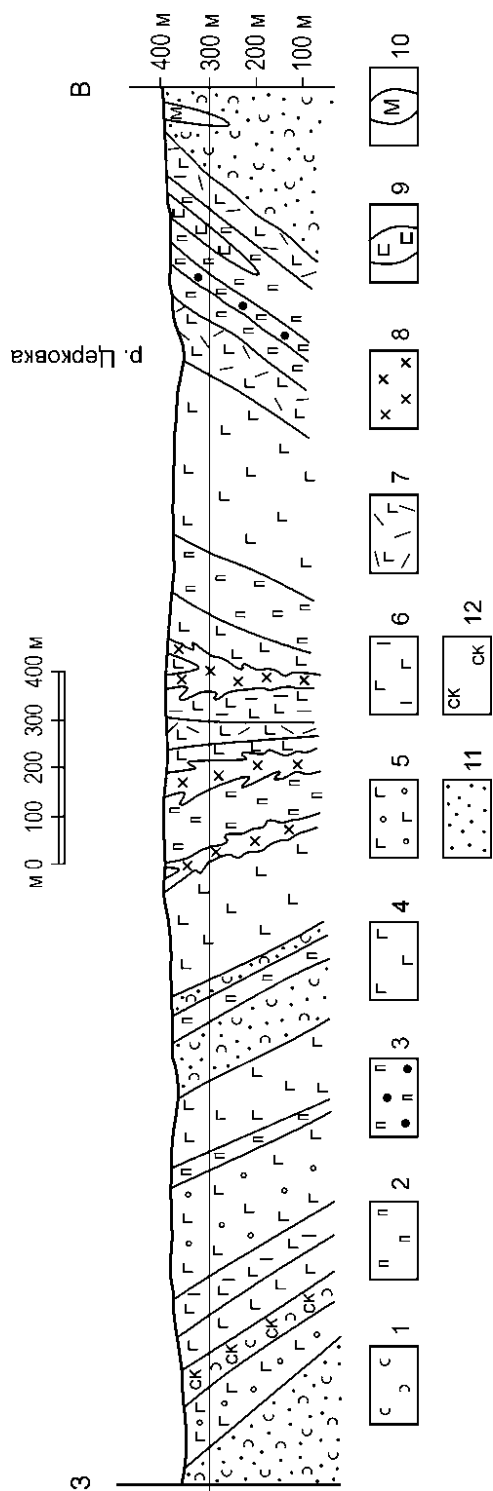


Рис. 28. Более детальный геологический разрез через Церковский массив

Условные обозначения: 1 — туфы порфиритов базальтового состава; 2 — пироксениты амфиболизированные и калишпатизированные; 3 — пироксениты с титаномagnetитом; 4 — габбро амфибол-пироксеновое; 5 — габбро порфиринное пироксеновое и амфибол-пироксеновое; 6 — габбро амфиболизированное и калишпатизированное; 7 — габбро биотит-пироксеновое и амфибол-биотит-пироксеновое; 8 — диориты роговообманковые и биотит-роговообманковые; 9 — сиениты щелочные; 10 — монзониты; 11 — ороговикование; 12 — скарнирование

Церковский массив по сравнению с Нязепетровским имеет меньшую вертикальную мощность и содержит большее количество пироксенитов, что может быть обусловлено более глубоким эрозионным срезом. Основная часть массива сложена габбро, в котором встречаются ксенолиты амфиболизированных, ороговикованных и скарнированных туфов основного состава мощностью до 2 м.

Габбро роговообманково-пироксеновое среднезернистое до пегматоидного, по структуре более крупнозернистое, чем в Нязепетровском массиве.

Вдоль восточного и западного эндоконтактов массива и в северном его окончании прослеживается порфириновидное габбро с вкрапленностью магнетита, апатита, пирита и халькопирита. Незначительным распространением в северной и реже западной и восточной его частях пользуются биотит-пироксеновое, амфибол-биотит-пироксеновое среднезернистое габбро. В восточной краевой части массива встречены мелкозернистые габбро-нориты, а в центральной — оливинсодержащие разновидности.

Пироксениты и габбро-пироксениты в виде тел шириной 100–250 м и длиной 1–2 км распространены в краевых частях массива, иногда они выходят за его пределы, образуя самостоятельные тела.

Характерны фельдшпатизация и амфиболизация пироксенитов, особенно четко выраженные на контакте с диоритами.

Примечательно то, что в Церковском массиве имеется две разновидности пироксенитов: первая — догаббровые титаномагнетитовые клинопироксениты типа Суроямских и вторая разновидность — это полевошпатовые послегаббровые, но додиоритовые клинопироксениты.

Более значительным распространением в массиве пользуются диориты, которые имеют форму жилообразных с апофизами тел мощностью 100–150 м и длиной по простиранию 1–2 км. В диоритах встречаются остроугольные ксенолиты габбро и пироксенитов, при этом образуются породы типа магматических брекчий. В некоторых ксенолитах габбро развиваются крупные кристаллы черной роговой обманки, а сами габбро полосами приобретают пегматоидную структуру.

Геологи, изучавшие палладиенность Воронцовско-Баронского комплекса, придают в последнее время большое значение кварцевым диоритам, активизировавшим на наиболее поздних стадиях развития рассматриваемых комплексов процессы метасоматоза и рудогенеза [Золоев и др., 2001]. Было бы небезынтересно проверить возможность проявления такой закономерности и в рассматриваемом районе.

О внутреннем строении Церковского массива (рис. 28) можно судить по плоскостной ориентировке минералов (пироксена и плагиоклаза) и по полосчатости, которые падают к центру массива.

Выделяются три системы трещин: первая — субмеридиональные трещины с крутыми падениями под углами 70–85°, вторая — субширотные трещины с углами падения 10–50° и третья — слабо проявленная система диагональных трещин с углами падения 55–90°. Первые две системы трещин нередко бывают выполнены дайками диабазов, диабазовых порфиритов, единитов, спессартитов, диоритовых порфиритов.

Отмечаются более поздние тектонические нарушения северо-западного и субширотного простирания, проявившиеся после формирования массива, вдоль которых габброиды подвергнуты катаклазу. Сместители падают на северо-восток, аз. 23–68°

под углами 55–60°. Субширотные нарушения обычно небольшой амплитуды сбросо-сдвигового характера прослеживаются и во вмещающих массив породах.

Как отмечалось выше, габброидные массивы многофазные. По взаимным пересечениям и ксенолитам пород разного состава установлена следующая последовательность их образования: рудные (апатит-титаномагнетитовые) клинопироксениты — габбро-диориты — гранодиориты — граниты — щелочные сиениты.

Габбро пересекается щелочными сиенитами с абсолютным возрастом, полученным калий-аргоновым методом, 378–338 млн. лет (поздний девон — визе).

Петрографическая и петрохимическая характеристика пород формации следующая.

Габбро-нориты характеризуются серой — темно-серой окраской, мелкозернистой структурой и массивной текстурой. Минералогический состав породы: плагиоклаз (50–55%), клинопироксен (15–20%), ромбический пироксен (0,5–1,0%), роговая обманка (25%), магнетит (1–2%). Структура под микроскопом офитовая и аллотриоморфнозернистая.

Плагиоклаз замещен тонкозернистым сосюритовым материалом землисто-серого в шлифе цвета. Местами в сростании с ортопироксеном встречается более свежий андезин № 46. Клинопироксен бледно-зеленоватый, содержит мелкие пойкилитовые вростки плагиоклаза, иногда включения зерен ромбического пироксена. Ромбический пироксен (гиперстен) с мелкими пойкилитовыми вростками плагиоклаза, имеет отчетливый плеохроизм: по Ng — бледно-розовый, Nm — светло-желтовато-зеленый, Nr — светло-зеленоватый. Двупреломление равно 0,012–0,013, C:Ng — до 8°. Роговая обманка неравномерно распределена в породе, местами образует агрегатные скопления мелких зерен (0,05–0,015 мм), содержит мелкие включения зерен клинопироксена и плагиоклаза. Оптические свойства: C:Ng = 14–15°; двупреломление = 0,020–0,021. Плеохроизм по Ng — буровато-зеленый, по Nm — желтовато-зеленый по Nr — светло-зеленовато-желтый. Кроме буровато-зеленой роговой обманки, по трещинкам развивается более поздняя сине-зеленая роговая обманка.

Среди пироксеновых и роговообманково-пироксеновых (фото 31, 32) габбро по структуре выделяется две разновидности: равномернозернистое, средне-мелкозернистое и порфиroidное. Минералогический состав пород: плагиоклаз (40–70%), клинопироксен (5–45%), роговая обманка (0–50%), магнетит (0–5%), пирит, халькопирит (редкая вкрапленность), апатит. В прожилках развивается пренит.

Под микроскопом структура аллотриоморфнозернистая и пойкилитовая, а в разновидностях с большим количеством магнетита близка к сидеронитовой. Текстура массивная, реже план-параллельная, выраженная плоскостной ориентировкой минералов.

Порфиroidное габбро отличается от других разновидностей темно-серой с зеленоватым оттенком окраской, обусловленной наличием порфиroidных выделений пироксена, реже плагиоклаза на фоне мелкозернистой основной массы (фото 31).

Плагиоклаз целиком замещен сосюритом, цоизитом, пренитом. Клинопироксен — диопсид-салит бледно-зеленоватый, без заметного плеохроизма. Оптические свойства его: C:Ng = 39–41°; 2V = 55°; преломление = 0,024–0,028. Форма зерен преимущественно неправильная, редко короткопризматическая. В порфиroidном

габбро пироксен в поперечном сечении имеет форму правильных восьмигранников с концентрически-зональным строением, выраженным наличием зон, содержащих пылевидный магнетит. Встречается также зеленый авгит со структурой песочных часов, имеющий $C:Ng = 42^\circ$ и двупреломление $= 0,026$. Роговая обманка обыкновенная, отчасти замещает пироксен, постепенно вытесняя его, в результате чего появляются роговообманковые разности габбро. Форма зерен более неправильная, чем у пироксена, в них отмечаются мелкие округлые пойкилитовые вроски плагиоклаза. Минерал характеризуется зеленой, реже буровато-зеленой окраской, $C:Ng = 20-22^\circ$; двупреломление равно $0,015-0,016$.

В габбро, контактирующем с сиенито-диоритами, встречаются агрегатные скопления амфибола с гранобластовой структурой.

Магнетит в виде неправильных ксеноморфных зерен располагается в промежутках между другими минералами, нередко он замещается вторичным хлоритом и лейкоксеном. Химический состав магнетита (прил. 33) из габбро очень близок к составу магнетита из пироксенитов Суоямского массива, что в какой-то мере свидетельствует об их генетическом родстве.

По трещинкам развиваются вторичные минералы — пренит, альбит, хлорит.

В амфиболовом габбро по минералогическому составу и структуре выделяется две разновидности. Первая разновидность: габбро — с аллотриоморфной структурой, незначительным количеством пироксена и вкрапленностью магнетита. Вторая разновидность не содержит магнетита и, судя по гипидиобластовой структуре, имеет метасоматическое происхождение.

Габбро первой разновидности представляет крайний член ряда дифференциации роговообманково-пироксенового габбро и имеет все его особенности.

Следует особо отметить, что в роговообманковом габбро Нязепетровского массива имеются участки, содержащие довольно значительное количество (до 10%) магнетита.

Вторая разновидность — это амфиболизированное и калишпатизированное пироксеновое габбро. Особенностью его структуры является идиоморфизм амфибола, наличие реликтов пироксена в амфиболе, развитие калиевого полевого шпата по плагиоклазу. Внешне это габбро отличается от других разновидностей более светлой желтовато-белой и светло-серой окраской полевых шпатов.

Минералогический состав породы: плагиоклаз (40–65%), амфибол (30–55%), клинопироксен (0–20%), калиевый полевой шпат (0–20%). Акцессорные минералы — апатит (0–2%), сфен (0–1%).

Плагиоклаз представлен олигоклазом № 23, интенсивно серицитизированным и пятнисто-соссюритизированным. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей по схеме: Ng — сине-зеленый, Nm — зеленый, Np — светло-желто-зеленый; $C:Ng = 17-19^\circ$; двупреломление $= 0,020$. Пироксен бледно-зеленоватый без заметного плеохроизма, $C:Ng = 41-42^\circ$; двупреломление $= 0,029$; $2V = 50-60^\circ$. Калиевый полевой шпат (микроклин-микрпертит) заполняет промежутки между кристаллами амфибола и плагиоклаза, а также образует крупные метакристаллы, включающие амфибол, пироксен, плагиоклаз. В незначительном количестве в породе встречаются мелкие листочки бурого биотита, зеленого хлорита по пироксену и светло-бурого по магнетиту; в прожилках развивается эпидот.

Оливинсодержащее габбро отличается от других разновидностей более крупнозернистой структурой со средним размером зерен 4–5 мм. Микроструктура породы габбровая. Минералогический состав: плагиоклаз (60%), клинопироксен (15–20%), оливин и вторичные продукты по нему (5%), роговая обманка (10%), единичные зерна ромбического пироксена. Акцессорные минералы: магнетит (5%), апатит и шпинель.

Плагиоклаз имеет сравнительно идиоморфные таблитчатые очертания; из-за сильных вторичных изменений состав его установить не удастся. Клинопироксен (салит-ферросалит) короткопризматический, бледно-зеленоватый до бесцветного. Оптические свойства: $C:Ng = 43^\circ$; $2V = 55-60^\circ$; двупреломление = 0,029. Оливин наблюдается в виде неправильных ромбовидных и изометричных зерен размером до 2×1 мм. По оливину развивается бледно-зеленоватый тальк с высокими цветами интерференции, зеленый серпентин, мелкие зерна магнетита и бурой шпинели. Вокруг зерен оливина наблюдается оторочка бесцветного ромбического пироксена, который в свою очередь окружен роговой обманкой. Ортопироксен — бронзит встречается в виде мелких зерен, бесцветный, угасание прямое, $2V = 80^\circ$. Роговая обманка сине-зеленая, замещает обычно пироксен. Магнетит в виде неправильных зерен размером 0,2–0,7 мм тесно ассоциирует с роговой обманкой, располагается внутри ее кристаллов. Апатит в виде мелких призмочек встречается в плагиоклазе.

Биотит-пироксеновое и роговообманково-биотит-пироксеновое габбро развито в основном в пределах Церковского массива. Минералогический состав этой разновидности характеризуется заметными колебаниями в соотношении плагиоклаза и цветных минералов: плагиоклаз (53,0–72,0%), пироксен (11,3–22,0%), амфибол (1,5–7,3%), биотит (12,1–12,9%), магнетит (2,0–4,6%), апатит (0–0,9%). Структура породы габбровая, текстура массивная и трахитоидная, которая подчеркивается ориентировкой в одном направлении кристаллов пироксена и плагиоклаза.

Плагиоклаз интенсивно сосюртитизирован, иногда по вторичным продуктам устанавливается зональность. Кристаллы его идиоморфнозернистые, иногда округлые. Призматические идиоморфные кристаллы бледно-зеленого, почти бесцветного клинопироксена — салита имеют следующие оптические свойства: $C:Ng = 43^\circ$; $2V = 60^\circ$; двупреломление равно 0,029; показатель преломления по $Np = 1,6955$. Характерно наличие двойников и слабо выраженной зональности, которая подчеркивается расположением тонких пластинок рудного минерала. Биотит равномерно распределен в породе и образует листочки размером $0,2 \times 0,5$ мм — $0,4 \times 1,0$ мм. Плеохроизм: по Ng — оранжевый, по Nm — оранжево-желтый, показатель преломления по $Nm = 1,6375$. По отношению к пироксену минерал более поздний, участками замещает его. По биотиту вдоль спайности развиваются эпидот и зеленый хлорит. Амфибол — роговая обманка обыкновенная, распределена в породе неравномерно, иногда отсутствует. Внутри кристаллов роговой обманки отмечаются включения, представленные сростками пироксена с биотитом. Резко ксеноморфный магнетит располагается в виде мелких (0,05–0,5 мм) зерен в промежутках между кристаллами пироксена и плагиоклаза, по периферии часто окружен оторочкой лейкоксена и сфена, по трещинам замещается хлоритом. Апатит в виде мелких призмочек встречается во всех главных минералах.

Среди диоритов по минералогическому составу выделяются собственно диориты, кварцсодержащие и кварцевые диориты.

Диориты роговообманковые и биотит-роговообманковые имеют следующий минералогический состав: плагиоклаз (70–90%), роговая обманка (10–25%), биотит (0–5%), калиевый полевой шпат (0–5%), магнетит, апатит, сфен; вторичные — эпидот, хлорит, пренит, альбит.

Плагиоклаз в большинстве случаев интенсивно изменен и имеет зональное строение, подчеркнутое вторичными продуктами изменения. В центре кристаллов развит землисто-серый соссюрит, затем серицит, а по краям иногда наблюдается кайма из свежего альбита. Калиевый полевой шпат ксеноморфен и занимает промежутки между кристаллами плагиоклаза. Встречаются также порфирировидные кристаллы калишпата, содержащие включения мелких зерен измененного плагиоклаза и амфибола. Амфибол образует идиоморфные призматические кристаллы и по оптическим свойствам ($C:N_g = 19-20^\circ$; $n_p - n_o = 0,015-0,016$) относится к обыкновенной роговой обманке, плеохроирующей от зеленого цвета с синеватым оттенком по N_g до желто-зеленого цвета по N_p . Биотит является более поздним минералом, чем роговая обманка, частично замещает ее. Плеохроизм — от красновато-бурого по N_g до светло-желтого по N_p . Магнетит образует редкую равномерную вкрапленность с идиоморфной формой зерен, по трещинкам и по периферии замещается хлоритом. Апатит и сфен встречаются в виде единичных идиоморфных зерен. Эпидот развивается по плагиоклазу и роговой обманке, хлорит — по роговой обманке и биотиту. Пренит и альбит образуют прожилки.

Кварцсодержащие и кварцевые диориты более лейкократовые по отношению к собственно диоритам. Структура пород гипидиоморфнозернистая, выраженная идиоморфизмом роговой обманки и плагиоклаза по отношению, соответственно, к плагиоклазу и кварцу.

Плагиоклаз — олигоклаз № 28 с таблитчатой формой зерен, интенсивно серицитизирован. В отличие от собственно диоритов зональное строение плагиоклаза наблюдается реже. Калиевый полевой шпат занимает промежутки между кристаллами плагиоклаза и образует порфиробласты, включающие мелкие корродированные зерна плагиоклаза и роговой обманки. Кварц (5–10%) наблюдается в виде мелких клиновидных зерен. Темноцветные минералы такие же, как и в диоритах — это биотит и обыкновенная роговая обманка. Биотит двух разновидностей: первая разновидность — в виде идиоморфных листочков, замещаемых вдоль спайности эпидотом и хлоритом, и вторая разновидность — это мелкочешуйчатый биотит, развивающийся по трещинкам, обрастающий кристаллы роговой обманки и магнетита. Вторая разновидность биотита встречается в разностях, содержащих порфиробласты и прожилки калиевого полевого шпата. Плеохроизм биотита резкий, по N_g — бурый до красно-бурого, по N_m — оранжевый, по N_p — светло-желтый. Показатель преломления по $N_m = 1,649-1,653$, а в разностях с порфиробластами калиевого полевого шпата поднимается до 1,672. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, сфен.

По содержанию кремнезема породы комплекса делятся на три группы — габбровую, диоритовую и гранитную, и в принципе здесь мы имеем дело с габбро-диорит-гранитной ассоциацией с очень малым (до 1,0%) объемом кислых дифференциатов.

Габбровая группа (прил. 19, 20) характеризуется низкими содержаниями титана (в среднем по 9 анализам 0,75%), глинозема (13,70%), суммы щелочей (3,80%) и повышенными — кальция (13,25%), фосфора (0,45%), калия (1,72%), участками магния

(до 10,99%). Железистость пород в среднем составляет 45 ат. %. В нормативном составе габброидов (прил. 23) отмечаются нефелин (2,23%), оливин (6,31%), ортоклаз (10,13%) при значительном преобладании диопсида (31,14%) над гиперстеном (2,56%).

В диоритах сохраняются низкие содержания титана (0,31%) и калиево-натриевый тип щелочности при суммарном содержании щелочей 5,68%. Общая железистость пород несколько повышена (49 ат. %), а степень окисленности железа такая же (42%), как и в породах габбровой группы.

Граниты имеют самое большое количество кремнезема (73,26%), характеризуются повышенным содержанием суммы щелочей (8,11%) при количестве калия 3,26% и натрия 4,85%. В нормативном составе гранитов присутствуют кварц (в среднем 28,0%), ортоклаз (19,3%) и анортит (6,5%).

Диаграмма AFM для габбро-диоритовой формации (рис. 29) указывает на присутствие в ее составе пород толеитовой и известково-щелочной серий. Составы пород формации образуют единый тренд с породами габбро-сиенитовой формации, вплоть до щелочной серии, образованной на заключительном этапе цикла островодужного вулканизма.

Содержания малых элементов определялись полуколичественными спектральными анализами, проведенными в Синеглазовской лаборатории.

При этом было установлено, что медь присутствует практически во всех породах формации в количествах от 0,006 до 0,3%, причем наибольшие содержания характерны для биотит-роговообманково-пироксенового габбро. Цинк, свинец, ванадий, кобальт содержатся в незначительных количествах (0,001–0,006%, редко до 0,01–0,04%).

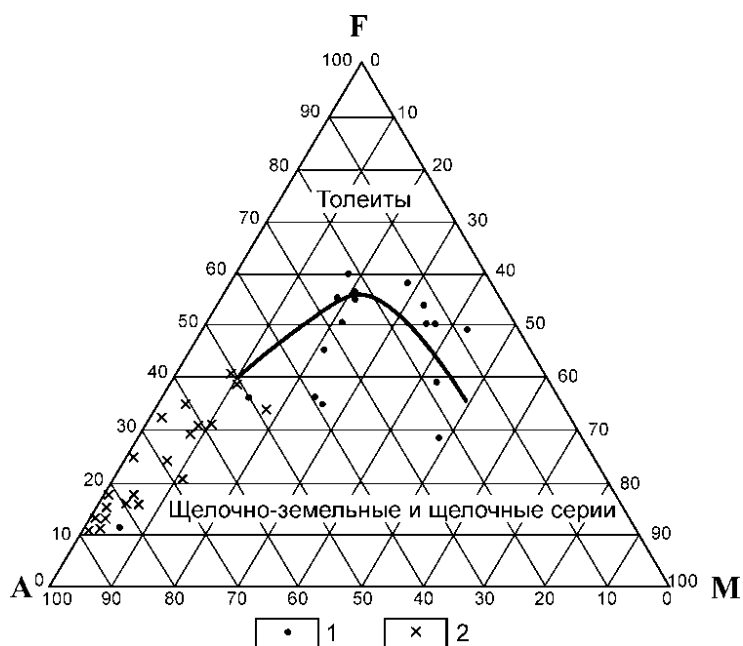


Рис. 29. Диаграмма AFM для формаций Нязепетровского района: габбро-диоритовой (1) и габбро-сиенитовой (2)

Стронций и барий присутствуют в малых количествах, за исключением лейкокра-товых разностей (диоритов и др.) с содержаниями этих компонентов 0,01–0,3%. То же относится и к цирконию с колебаниями содержаний от 0 до 0,03%.

Необходимо отметить следующие основные особенности морфологии, условий формирования, вещественного состава и металлогении габбро-пироксенитовых массивов Нязепетровского района.

1. Габбро-пироксенитовые массивы в плане имеют линейно-вытянутую, а не концентрически-зональную (как в Платиноносном поясе Урала) морфологию. При этом, однако, следует учесть, что Нязепетровский комплекс деформирован и расчленен зонами рассланцевания в значительно большей степени, чем породы Тагильской зоны в целом и Платиноносного пояса в частности.

2. Образование массивов шло в несколько этапов и фаз магматической и пост-магматической деятельности, причем апатит-магнетитовые пироксениты являются наиболее древними породами, а сиениты формируются после габбро. Дуниты в составе массивов отсутствуют.

3. Наряду с магматическими габбро с рвущими контактами и ореолом контакто-измененных вмещающих пород, в формации присутствуют метасоматические разновидности с бластическими структурами и невыдержанными количественными соотношениями главных породообразующих минералов.

4. Химический состав габброидов по сравнению с большинством аналогичных пород Главного Платиноносного пояса Урала характеризуется несколько повышенной щелочностью за счет калия и более низкими содержаниями глинозема.

5. Учитывая близость вещественного состава, гипабиссальный уровень кристаллизации интрузивов мы делаем предположение о комагматичности габброидов с вмещающими их вулканитами базальт-андезит-базальтовой формации. Повышенная щелочность может указывать и на близость их к аналогам туринской формации.

6. В металлогеническом отношении габброидные массивы перспективны на выявление месторождений меди как вкрапленного, так и скарнового генетических типов.

3.2.4. Габбро-сиенитовый комплекс

Активное магматическое развитие тектонической зоны, представленной Нязепетровским аллохтоном, завершилось в девоне образованием комплекса щелочных интрузивных пород: эссексит-диабазов, монцонитов, сиенито-диоритов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Принято считать [Бородин, 1974], что нефелиновые сиениты являются типоморфными породами в ассоциации щелочных калиевых базальтоидов, сформировавшихся в условиях довольно мощной континентальной коры.

Выделяются три главных типа щелочных базальтовых комплексов: щелочно-ультраосновной с карбонатитами (УЩКК), щелочно-габброидный и калиевых базальтоидов [Шейнманн и др., 1961; Фролов и др., 2003; и др.].

Нязепетровский комплекс стоит ближе к калиевой ветви базальтоидов, характеризующейся резким обогащением калием как интрузивных, так и ассоциирующих с ними метасоматических пород, а также наличием вулканических комагматов в эффузивной и субвулканической фациях.

Щелочные интрузивные породы района прослеживаются в виде цепочки мелких тел на протяжении 40 км от верховьев речки Харланова на севере до речки Суroyам на юге.

Вмещающими породами являются кремнистые сланцы ордовика – нижнего силура, туфы базальтовых порфиритов верхнего силура – нижнего девона, а также массивы ультраосновного и габбрового состава (Суroyамский, Церковский и др.).

Пространственная приуроченность нефелиновых сиенитов к массивам ультраосновного и габбрового состава объясняется, видимо, их структурной позицией, а не генетическим родством.

Породы описываемой формации на площади Нязепетровского района распространены крайне неравномерно, имеют различную геологическую позицию, поэтому целесообразно дать краткое описание их по отдельным участкам.

В районе «Белого Камня» (у юго-западной окраины г. Нязепетровска) закартировано три небольших тела нефелиновых сиенитов шириной 200–220 м и длиной по простиранию до 600 м, залегающих среди трахиандезитовых порфиритов. В контактовом ореоле массивов отмечаются многочисленные апофизы сиенитов, биотит-пироксен-калишпатовые роговики, ксенолиты вмещающих пород. В эндоконтакте массивов отмечаются черные разновидности сиенитов, которые с удалением от контакта приобретают более светлую окраску.

Из вторичных изменений наиболее характерными являются альбитизация, цеолитизация, серицитизация и пренитизация. Здесь и на других участках сиениты выделяются повышенной радиоактивностью.

В верховьях речек Большой и Малый Судомак в 1 км к юго-западу от пос. Прохоровка закартировано самое крупное в районе тело нефелиновых сиенитов шириной до 400 м и длиной по простиранию 3 км. Южная часть массива залегает среди конгломератовидных серпентинитов, а северная — среди туфов основного состава. В отличие от других участков, здесь наблюдается интенсивный катаклаз и брекчирование сиенитов.

На правом берегу р. Суroyам сиениты образуют систему мелких, иногда сложно ветвящихся инъекций и жил (рис. 30) типа штокверка. Вмещающими породами являются нефелинизированные перидотиты и оливковые пироксениты, обнажающиеся по правому берегу р. Суroyам. Сиениты характеризуются непостоянным составом, среди них встречаются лейкократовые и меланократовые разности с реликтами пироксена и титаномагнетита.

Наиболее часто встречаются альбитизированные разновидности сиенитов.

В пределах Суroyамского массива отмечаются мелкие тела эссексит-диабазов, щелочных сиенитов, а также зоны калиевого метасоматоза, наиболее интенсивно проявленного в восточном эндоконтакте массива.

Диабазы имеют форму даек мощностью до 10 м, пронизаны сетью пренитцеолит-карбонатных прожилков и содержат редкую вкрапленность сульфидов.

В дайках сиенитов мощностью до 60 м иногда (скв. 29) наблюдаются округлые ксенолиты слабо серпентинизированных дунитов с оторочками флогопита. Щелочной метасоматоз происходил вдоль зон катаклаза и милонитизации, приуроченных больше к контактовым частям массива. По своей природе процесс калишпатизации напоминает мигматизацию, т. к. при этом происходит смешение вещества гипербазитов

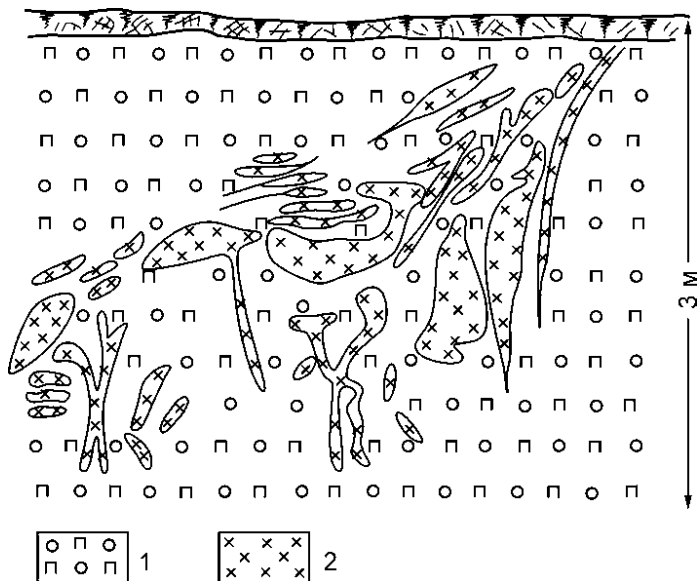


Рис. 30. Характер залегания нефелинсодержащих сиенитов правобережья р. Суроям в нефелинизированных пироксенитах

Условные обозначения: 1 — нефелинизированные оливинсодержащие пироксениты, 2 — нефелинсодержащие альбитизированные сиениты

и сиенитов с образованием гибридных пород полосчатого облика с неравномерным распределением реликтовых зерен пироксена, вплоть до образования мономинеральных метасиенитов (фото 33, 34).

Полосчатость, подчеркнутая ориентировкой табличек калишпата, имеет крутое восточное падение, а сами зоны калишпатизации обладают отчетливо выраженной зональностью.

В пироксенитах вблизи зон калишпатизации отмечаются характерные бурые пятна, а далее в сторону калишпатизации появляются кристаллы сине-зеленого амфибола, лимонно-желтого эпидота, листочки хлорита и зерна граната. Количество этих минералов постепенно возрастает. Отчетливо выражено замещение пироксена амфиболом, эпидотом, гранатом, хлоритом. Участками появляется тонкая полосчатость, выраженная чередованием полос разного состава (существенно амфиболовых, эпидотовых и др.). Далее отмечается появление вначале редких зерен калишпата, цеолита, затем количество их заметно возрастает, а порода приобретает состав шонкинита, шонкинит-сиенита и, наконец, сиенита. На эти породы обычно накладываются более поздние процессы цеолитизации, карбонатизации с образованием многочисленных прожилков и жил более поздних минералов, секущих полосчатость измененных пироксенитов.

В Церковском и Нязепетровском массивах существенно габбрового состава в виде мелких жил мощностью до 3–4 м и прожилков встречаются монцониты, сиенито-диориты, щелочные сиениты. Среди сиенито-диоритов обнаружены ксенолиты габбро размером до нескольких сантиметров.

Метасоматические изменения габбро, в основном калишпатизация, проявлены менее интенсивно, чем в пироксенитах Суроямского массива.

О времени проявления щелочного интрузивного магматизма можно сказать следующее. Достоверно установлена нижняя возрастная граница щелочных сиенитов, т. к. они прорывают фаунистически охарактеризованную порфирито-туфовую толщу верхнего силура — нижнего девона.

Абсолютный возраст щелочных и нефелиновых сиенитов, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории абсолютного возраста УТГУ, составляет соответственно 375 ± 19 и 378 млн. лет. Близкий возраст (385 ± 11 млн. лет) имеют калишпатизированные пироксениты Суроямского массива и калишпатизированное габбро (388 млн. лет) Церковского массива, а также субвулканические трахитовые порфиры (372 ± 16 млн. лет). Цифры абсолютного возраста отвечают примерно границе среднего и верхнего девона и датируют процессы щелочного магматизма и метасоматоза, захватившего разные породы.

Петрографическая и петрохимическая характеристика пород комплекса следующая.

Щелочные диабазы (эссексит-диабазы) — это мелко- и среднезернистые породы с массивной текстурой. Под микроскопом структура диабазовая и пойкилоофитовая с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза к пироксену. Минералогический состав: плагиоклаз — андезин № 44–45 (55–60%), моноклинный пироксен (35–45%), лейкоксен (1%), пирротин (до 1%). Вторичные минералы: биотит, хлорит, пренит, цеолиты, альбит, карбонаты.

Монцониты имеют преимущественно мелкозернистую, а в шлифах монцонитовую структуру и состав: плагиоклаз — андезин-лабрадор № 38–40 (30–70%), калиевый полевой шпат (5–25%), пироксен — авгит (от единичных зерен до 30%), темно-зеленый и сине-зеленый в шлифах амфибол (0–20%), биотит (0–15%). Вторичные минералы: эпидот и цоизит (по плагиоклазу), карбонат, хлорит, пренит. Акцессорные: сфен, апатит, магнетит, гематит, пирит.

Сиенито-диориты мелко-среднезернистые, массивные, в шлифах структура гипидиоморфная, близкая к монцонитовой. Минералогический состав: плагиоклаз (75–80%), калинатровый полевой шпат (10–15%), моноклинный пироксен (около 1%), роговая обманка (3–4%), единичные зерна кварца. Акцессорные минералы: титаномагнетит (0,5%), сфен, апатит, пирит; вторичные: эпидот, хлорит, пренит.

Нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты имеют мелкозернистую и порфировидную структуру, массивную текстуру. Минералогический состав: калиевый полевой шпат (60–80%), нефелин (5–40%), гранат (0–4,0%), канкринит (до 10%), биотит, гастингсит, эгирин-авгит. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, титаномагнетит, пирит, халькопирит; вторичные: цеолиты (по нефелину и прожилкам), флюорит, пренит, цоизит, серицит (либнерит по нефелину), карбонат, хлорит.

Калиевый полевой шпат представлен микроклин-ортоклазом, изредка с решетчатым строением и промежуточными значениями степени триклинности (0,22–0,77), что характерно для гипабиссальных условий кристаллизации. В химическом составе минерала (прил. 11) преобладает калий (12,87–15,24%) над натрием (0,64–3,09%) при содержании глинозема 19,51–20,06% и барий, связанный с цельзианом (2,54% BaO).

В щелочных сиенитах правобережья р. Суроям калиевый полевой шпат почти полностью замещен шахматным альбитом № 9. Нефелин в большинстве случаев

замещен цеолитом и серицитом (либнеритом), одноосный, отрицательный. Форма кристаллов нефелина ксеноморфная к калишпату, иногда идиоморфная шести- и четырехугольная в поперечном сечении. Наблюдаются случаи взаимного прорастания нефелина и калишпата с образованием микропегматитовых структур. Биотит имеет довольно резкий плеохроизм от темно-бурого с красноватым оттенком по Ng до бурого с зеленовато-желтым оттенком по Np. Показатель преломления по Nm = 1,666. Амфибол — гастингсит образует неправильные призматические кристаллы с интенсивным плеохроизмом: Ng — темно-зеленый, зеленый, оливково-зеленый; Np — зеленовато-желтый; C:Ng = 25°. Гранат (гроссуляр-андрадитового ряда) темно-коричневый, в шлифах буровато-зеленый, иногда образует кристаллы размером до 1–2 см в поперечнике. Показатель преломления равен 1,8650; удельный вес 3,55–3,75 г/см³. Встречается также медово-желтый гранат с показателем преломления 1,8445. Апатит ассоциирует чаще с амфиболом, реже встречается внутри кристаллов калишпата. Магнетит имеет вид мелких зерен, характеризуется повышенным содержанием марганца (0,51%), пониженными — титана (0,68%) и ванадия (0,46%).

Калишпатизированные гипербазиты (верлиты и клинопироксениты; фото 33, 34) внешне представляют собой неравномернозернистую породу с полосчатой и линзовидно-полосчатой текстурой. Реже встречаются «шонкиниты», в которых калиевый полевой шпат образует субпараллельные ориентированные таблитчатые кристаллы (порфиروبласты) размером до 5 × 10 мм. В шлифах наблюдается два типа структур: порфиробластовая, обусловленная выделением крупных таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата на фоне мелкозернистой, часто предварительно раздробленной структуры пироксенита, и коррозионная, обусловленная коррозией ранее образованных минералов пироксенитов при росте более позднего калиевого полевого шпата и нефелина (фото 35, 36). Характерна неоднородность структур темноцветной и лейкократовой частей породы. Темноцветная часть более мелкозернистая, часто с сидеронитовой структурой, а лейкократовая более крупнозернистая, с ориентированным расположением полевого шпата. Минералогический состав калишпатизированных пироксенитов непостоянный с постепенными переходами от меланократовых разновидностей до лейкократовых, приближающихся по составу к шонкинит-сиенитам и сиенитам. В составе породы обычно присутствуют минералы, характерные для пироксенитов: клинопироксен (80%), титаномагнетит (0,5–10,0%), флогопит (единичные чешуйки), апатит (0–2%). Из новообразований характерны: калиевый полевой шпат (15–95%), нефелин и вторичные продукты по нему (0–13%), амфибол (0–10%), цеолиты (1–10%), пренит (0–30%), альбит (0–1%), карбонат (0–5%), изредка эпидот (0–80%), гранат (единичные зерна); акцессорные и рудные минералы: сфен, халькопирит, пирротин, пирит, сфалерит, галенит.

Пироксен из калишпатизированных разновидностей отличается от пироксена свежих пироксенитов более густой зеленой окраской и большим углом угасания C:Ng = 45–47°. Показатель преломления Np = 1,6945, железистость по результатам химического анализа равна 34 ат. % (прил. 24). Указанные изменения состава и оптических свойств, вероятно, связаны с эгиринизацией моноклинного пироксена из группы диопсид-геденбергита.

Титаномагнетит встречается в виде мелких ксеноморфных зерен и обычно окружен оторочкой лейкоксена, иногда целиком замещается зеленым хлоритом.

Химический состав титаномагнетита из калишпатизированных пироксенитов близок к составу титаномагнетита из рудных пироксенитов, несколько отличаясь пониженным содержанием титана (1,47%) и повышенным — марганца (0,41%).

Во внешней зоне калишпатизации вдоль зон катаклаза и милонитизации пироксенитов развиваются амфибол, эпидот, гранат, хлорит, цеолиты, пирротин, халькопирит.

Пироксениты с новообразованными минералами имеют мелкозернистую структуру и полосчатую текстуру, выраженную чередованием полос разной окраски и состава. В шлифах структура реликтовая сидеронитовая и бластомилонитовая, участками переходящая в гранобластовую и коррозионную. Пироксен замещается амфиболом и эпидотом обычно по краям зерен, а при интенсивном изменении — агрегатом эпидота и граната; амфибол темно-сине-зеленый, принадлежит, вероятно, к ферригастингситу. Эпидот образуется после амфибола, т. к. содержит реликтовые вроски последнего и пересекает амфибол в виде прожилков. Титаномагнетит интенсивно замещается хлоритом и лейкоксеном. Сульфиды присутствуют в виде вкрапленников и прожилков, ассоциируют с эпидотом, хлоритом, цеолитами.

Наиболее характерными особенностями химического состава пород формации (прил. 21) являются высокая щелочность, недосыщенность кремнеземом, что выражается минералогически в отсутствии как реального, так и нормативного (прил. 23) кварца, высокая глиноземистость с появлением пересыщенных глиноземом разновидностей, преобладание количества калия (в среднем 7,76%) над натрием (5,10%). Содержание титана невысокое, в среднем для сиенито-диоритов составляет 0,53% и сиенитов 0,25%. Железистость повышенная, колеблется от 52 до 97 ат. %.

В сиенитах содержится в среднем 8,75% нормативного нефелина, 46% ортоклаза, 23,73% альбита и 8% анортита.

Альбитизированные сиениты обогащены натрием (9,18%) и обеднены калием (0,64%), в среднем содержат 63,25% нормативного альбита и 2,0% нормативного нефелина. По коэффициенту агапитности (0,57–1,00) щелочные породы относятся к миаскитовому ряду.

Щелочные метасоматиты, являясь гибридными породами, содержат в своем составе компоненты как пироксенитового субстрата, так и вновь образованных щелочных сиенитов (прил. 22, 23).

Железистость пород колеблется от 51 до 64 ат. %. Почти повсеместно в нормативном составе этих пород присутствуют нефелин (4,09–14,72%) и ортоклаз (от 3,60 до 36,92%).

К наиболее типичным малым элементам относятся: барий и стронций (0,4–1,0%), рубидий (0,015%), лантан (от 0,01–0,03% до 0,27%), редкие земли (0,01–0,02%), цирконий (от 0,006% до 0,10%), ниобий (0,006–0,015%), скандий (0,006%), олово (0,001–0,003%, до 0,1%), свинец (0,04–0,10%), медь (от 0,003–0,03% до 0,1–0,3%), серебро (0,0004–0,006%). Тантал и молибден содержатся в незначительных количествах, редко превышающих тысячные доли процента.

При завершении описания щелочных пород района следует обратить внимание на следующие особенности условий их образования, вещественного состава и металлогении.

1. Если доверять определениям абсолютного возраста К-Аг методом, то между внедрением ультраосновных тел и формированием щелочных пород был разрыв

во времени, исчисляемый сотнями миллионов лет. Однако наиболее древние калий-аргоновые датировки (свыше 500 млн. лет) не получили подтверждения другими методами.

2. Имеющийся фактический материал по Суроямскому массиву позволяет расценивать проявления щелочных пород как результат самостоятельной интрузивно-метасоматической фазы, не имеющей генетической связи с ультраосновным магматизмом. Колонны ультраосновных пород массива были использованы как тепловые флюидопроводники для миграции щелочных растворов, активность которых в конечном итоге привела к плавлению субстрата и локальному магматическому замещению ультраосновных пород щелочными.

3. Следует отметить наличие близких по составу и возрасту вулканитов базальт-трахитовой формации, с которыми породы габбро-сиенитовой формации, возможно, образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию, сформировавшуюся на заключительных этапах автохтонного развития рассматриваемой тектонической зоны.

4. Одной из специфических особенностей района является присутствие в ряду щелочных интрузивных пород нефелиновых сиенитов, содержащих в качестве типоморфного акцессорного минерала циркон (малакон), который придает сиенитам повышенную радиоактивность (до 100 мкр/час).

5. Сочетание повышенной калиевой щелочности с низкими содержаниями ниобия, тантала и бериллия не позволяет отнести щелочные породы района к континентальным образованиям типа УЩКК, имеющим обычно редкометалльную металлогеническую специализацию.

6. Образование описываемых пород сопровождалось мощным щелочным метасоматозом, проявившимся в три стадии: калишпатизации, нефелинизации и альбитизации.

Особенности состава, структур, текстур, характера взаимоотношений щелочных метасоматических пород позволяют предположить, что их формирование в пределах Суроямского массива происходило путем разрастания зон метасоматической колонки при реакционном взаимодействии щелочных растворов с гипербазитами. Влияние щелочного метасоматоза сказалось в первую очередь на перераспределении основных петрогенных компонентов пироксенитов — железа, магния и кальция с выносом их за пределы зон фельдшпатизации.

Глава 4. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НЯЗЕПЕТРОВСКОЙ ЗОНЫ И ИХ АНАЛОГОВ ИЗ ДРУГИХ РЕГИОНОВ

Нязепетровская зона относится к числу интереснейших и уникальных структур уралид; образование и тектоническое положение ее рассматривается с разных позиций [Смирнов, 1956; Ефимова, 1973; Белковский, Селиверстов, 1976; Камалетдинов, 1974; Пучков, Иванов, 1982а; Живкович, Чехович, 1985; Пучков, 2000 и многие другие]. Выше, на основании рассмотрения всех аргументов «за» и «против», нами было показано, что зона находится в аллохтонном залегании.

Для дополнительного подтверждения вывода о появлении на западном склоне Урала магматических пород, нехарактерных для континентальной обстановки, в которой они оказались вследствие шарьирования, исключительно важное значение имеет сравнительный анализ изученных пород, как с типовыми комплексами платформ, так и с комплексами соседней Тагило-Магнитогорской мегазоны, на основании петрохимических и геохимических показателей: общей меланократовости и щелочности, соотношения натрия, калия, железа и магния, содержаний титана и алюминия, степени пересыщенности кремнеземом, содержаний РЗЭ и др.

К числу структур, наиболее сходных с Нязепетровской по истории геологического развития и вещественному составу, можно отнести Тагильскую структурно-формационную зону с ее Платиноносным поясом, и в меньшей, но достаточной мере — Магнитогорскую, со значительно более локальным Сахаринским (Амамбайским) поясом расслоенных массивов в ее пределах; массивы интересны тем, что характеризуются присутствием магнетита, апатита, платиноидов и щелочным характером их поздних дифференциатов [Иванов, 1997].

Нязепетровская зона по сравнению с Тагильской имеет несколько редуцированный геологический разрез вулканических толщ, что выражается в практическом отсутствии в ней контрастной формации, хотя в целом эволюция состава магматических пород шла по той же схеме: толеитовые — известково-щелочные — субщелочные серии.

Намечаются определенные черты различий составов одноименных формаций, особенно базальт-трахитовой, которая является реперной и обычно используется для межрегиональной корреляции тектоно-магматических процессов.

Породы базальт-трахитовой формации Тагильского прогиба Н.С. Чурилин [1969] выделил в туринскую серию, среди которой по содержанию петрогенных компонентов рассматриваются пять групп пород.

В отличие от туринской, нязепетровская трахибазальт-трахитовая серия характеризуется большим разнообразием химических составов (прил. 4) и фациальных особенностей вулканитов. В ней наряду с высококалиевыми разностями выделяются более ранние существенно натриевые трахибазальты типа муджиеритов, а также эруптивные брекчии, содержащие в обломках наряду с трахибазальтами высокомагнезиальные базальт-пикриты.

Среди калиевой субформации трахибазальты Нязепетровской зоны наиболее близки к абсарокитам туринской серии (прил. 6, 16), отличаясь от них большими содержаниями калия (5,01% против 2,19%) и фосфора (0,62% против 0,29%).

Андезито-трахитовые порфириты сравнимых районов имеют практически одинаковые содержания кремнезема (56,81–56,82%), но нязепетровские аналоги являются более калиевыми (содержание калия 6,96% против 5,08%).

Помимо офиолитов с одной стороны, и локально развитых сиенитов с другой, среди магматических образований в Тагильской зоне преобладают породы двух комплексов: дунит-пироксенитового (собственно платиноносного) и габбро-диоритового, которыми сложены зональные массивы Главного Платиноносного пояса Урала. Яркими представителями этих формаций являются Кытлымский, Качканарский и Тагильский массивы, описание которых можно найти в монографиях Л.В. Малаховой [1966], А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой [1967], А.А. Ефимова [1984], О.К. Иванова [1997].

На площади Кытлымского массива А.А. Ефимов выделяет три группы пород — гипербазитовую, габброидную и гранитоидную. Гипербазитовая группа представлена в основном дунитами, клинопироксенитами, реже верлитами, а габброидная — оливиновыми, амфибол-пироксеновыми габбро и габбро-норитами. Все габброиды бедны щелочами, в особенности калием, недосыщены кремнеземом, и как следствие — почти полное отсутствие в них калиевого полевого шпата и кварца.

Граниты Тагильской зоны пересыщены кремнеземом и относительно богаты щелочами. Натрий преобладает над калием, в связи с чем они практически не содержат калиевого полевого шпата.

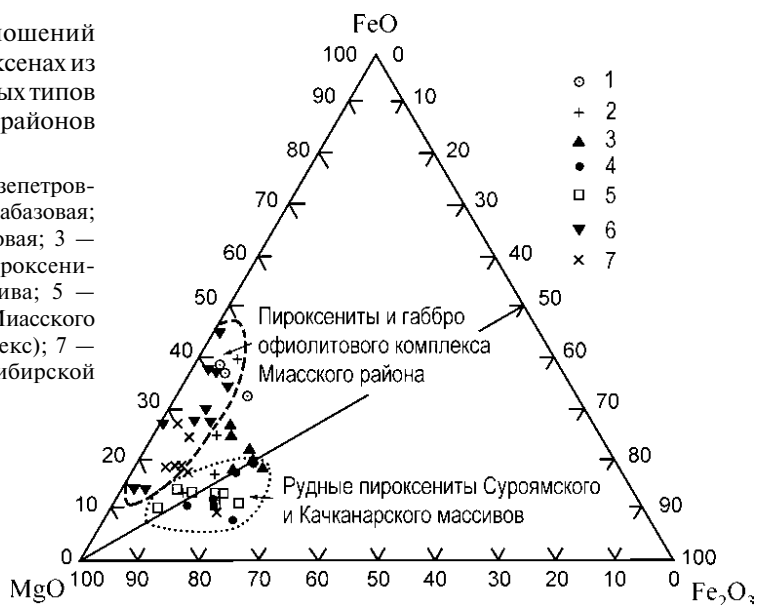
Рудные пироксениты Суроямского и Качканарского массивов, заметно отличаясь от офиолитов и платформенных массивов, обладают значительными чертами петрохимического сходства между собой (рис. 31). Сходство подчеркивается и характерной для тех и других палладиенностью, проявленной как на Сурояме, так и на Гусевогорском месторождении Качканара. Как отмечает О.К. Иванов [1997], «все петрографические и петрохимические признаки указывают на сходство суроямских клинопироксенитов с гусевогорскими».

Габбро-пироксенит-дунитовая ассоциация Нязепетровской зоны по составу является как бы миниатюрным аналогом Платиноносной ассоциации Урала. В то же время, образующие ее комплексы имеют ряд отличий от классической Платиноносной ассоциации в форме массивов, их внутреннем строении, а также повышенной калиевой щелочности большинства пород, включая клинопироксениты. Но и в Платиноносной ассоциации есть своя щелочная ветвь, близкая к Нязепетровской.

Тагильский сиенитовый массив [Малахова, 1966], входящий в Платиноносный пояс, является частью многофазного и сложнопостроенного Тагильско-Баранчинского интрузивного комплекса, в составе которого наряду с сиенитами находятся также

Рис. 31. Диаграмма соотношений FeO – Fe₂O₃ – MgO в пироксенах из пород разных формационных типов Нязепетровского и других районов Урала и платформы

Вулканические формации Нязепетровского района: 1 — спилит-диабазовая; 2 — базальт-андезит-базальтовая; 3 — трахибазальт-трахитовая. Пироксениты: 4 — Суроямского массива; 5 — Качканарского массива; 6 — Миасского района (офиолитовый комплекс); 7 — Гулинский массив (север Сибирской платформы)



более ранние породы ультраосновного и основного состава. Особо следует подчеркнуть, что в составе Тагило-Баранчинского комплекса описываются уже упоминавшиеся габбро Волковского массива и пироксениты Баронского массива [Иванов, 1997], обладающие многими наиболее специфическими чертами сходства с суроямскими.

В формировании сиенитов Тагильского массива выделяется две фазы — магматическая и послемагматическая с широким проявлением калиевого и натриевого метасоматоза. Сиенитовый комплекс представлен сиенито-диоритами, известково-щелочными и субщелочными сиенитами, причем последние имеют, видимо, метасоматическую природу. Для пород сиенитового ряда характерны пересыщенность глиноземом и недосыщенность кремнеземом, повышенная железистость темноцветных минералов.

Сиениты Нязепетровского района отличаются от аналогичных пород Тагильской зоны повышенным содержанием калия (7,76% против 4,94%) и несколько пониженным содержанием суммарного железа (3,45% против 6,23%).

Из темноцветных минералов в сиенитах Тагильского массива присутствуют биотит и гастингсит, а в Нязепетровском массиве щелочных пород преобладают гастингсит, эгирин-авгит и гранат. Кроме того, в Нязепетровском районе широко развиты нефелиновые сиениты с повышенной радиоактивностью, с которыми парагенетически связан мощный щелочной метасоматоз ультраосновных пород.

Характерной чертой сиенитов Тагильской зоны является железорудная металлогеническая специализация скарново-магнетитовой формации, в то время как с сиенитами Нязепетровской зоны парагенетически связаны мелкие золото-полиметаллические рудопроявления.

В Магнитогорском прогибе, как уже отмечалось, наиболее близким по составу является комплекс интрузивных пород Сахаринской (Амамбайской) зоны, сформирова-

ровавшийся в восточной части девонского островодужного комплекса и прорывающий отложения среднего девона.

Магнетитовые клинопироксениты Нязепетровской и Амамбайской зон имеют повышенные содержания фосфора, связанного с апатитом, и калия, входящего в состав флогопита (прил. 13). Известна палладиевая специализация Амамбайского массива: Pd — 160 мг/т, Pt — 60 мг/т (по данным В.М. Мосейчука).

В 40 км на юго-восток от Суроямского ультраосновного массива в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) расположен Таловский габбро-гипербазитовый массив, являющийся представителем офиолитовой (альпинотипной) ассоциации [Грицук, 2003]. Массив полиформационный и полигенный, в его строении принимают участие породы двух резко отличающихся по генезису, и в то же время комплементарных комплексов: реститового дунит-гарцбургитового (серпентинизированные дуниты и гарцбургиты) и магматического верлит-клинопироксенит-габбрового (клинопироксениты, верлиты, дуниты, габбро, габбро-амфиболиты, горнблендиты).

В целом, Таловский массив — довольно крупный (35×6 км), удлинённый в субмеридиональном направлении, линзовидный в плане, имеет симметрично-зональное строение, выражающееся в смене от центра к периферии массива пород: габбро — пироксениты — верлиты — апогарцбургитовые серпентиниты. Почти 60% площади массива сложено пироксенитами и габбро, количество которых, по геофизическим данным, увеличивается с глубиной.

Границы верлит-клинопироксенитов с вмещающими их серпентинитами дунит-гарцбургитовой формации неровные, извилистые, чаще постепенные, поэтому улавливаются при геокартировании с трудом.

В переходной зоне наблюдается полосчатый комплекс чередующихся черных серпентинитов и светло-зеленых пироксенитов, а также брекчиевидные породы, содержащие обломковидные обособления серпентинитов среди пироксенитов. Химический состав (включая РЗЭ) различных пород Таловского массива приведен в прил. 42. Из таблицы видно, что для пород офиолитовой ассоциации зоны ГУР, в отличие от Нязепетровской зоны, характерна низкая титанистость, щелочность и железистость при низком содержании фосфора, что выражается практически в полном отсутствии в них апатит-титаномагнетитовой минерализации. Сумма РЗЭ в гарцбургитах массива составляет 2,59 г/т с преобладанием тяжелых лантаноидов.

Несколько особняком по химизму стоят горнблендиты, имеющие повышенное содержание титана и железа при относительно низкой калиево-натриевой щелочности.

Заметные различия прослеживаются в составе породообразующих клинопироксенов из пироксенитов сравниваемых массивов. При относительно пониженном содержании титана в клинопироксене Таловского массива наблюдается гораздо более низкая степень окисления железа (в среднем 15% против 56%), хотя общая железистость минерала даже выше (26% против 19%).

Низкая степень окисления железа (рис. 31) может быть обусловлена низким парциальным давлением кислорода, что свидетельствует о более глубоких условиях формирования габбро и пироксенитов Таловского массива.

По материалам Миасской ГРП, в центральной части массива при поисках хромитов (1986–1994 гг.) в скважинах 14, 16, 19 и 21 были вскрыты пироксен-

оливиновые породы с палладиево-платиновой минерализацией с содержаниями платины до 320 мг/т и палладия до 38 мг/т. Во всех случаях платина преобладает над палладием при отношении платины к палладию от 2,9 до 46. В этих же участках отмечаются рутений (до 21 мг/т) и осмий (до 5 мг/т). Платиновая специализация дунитов, пироксенитов и габбро Таловского массива подтверждается и более поздними данными [Грицук, 2003]. Напротив, рудные клинопироксениты Суоямского массива обладают палладиево-платиновой металлогенической специализацией при резком преобладании палладия.

Из приведенного выше сравнительного анализа можно сделать основной вывод: габбро-гипербазитовый комплекс Суоямского массива существенно отличается от офиолитов. Наоборот, по целому ряду параметров намечается сходство рудных пироксенитов Суоямского массива с определенной частью дунит-клинопироксенит-габбрового Платиноносного пояса, а именно, его палладиеносной ферропироксенит-габброноритовой ассоциацией [Золоев и др., 2001].

Глава 5. РУДОНОСНОСТЬ НЯЗЕПЕТРОВСКОЙ ЗОНЫ

5.1. Железо и фосфор

В балансе разведанных запасов железных руд Урала 77,0% принадлежит мало-титанистым вкрапленным магнетитовым рудам, генетически связанным с массивами клинопироксенитов Платиноносного пояса. На Среднем Урале (Свердловская область) известно два крупных месторождения вкрапленных железных руд: Качканарское и Гусевогорское с годовой добычей сырой руды 42 млн. т. Среднее содержание железа в этих рудах составляет 16–17%, однако большие запасы, легкая обогатимость и наличие сопутствующих полезных компонентов, в первую очередь ванадия, делают месторождения рентабельными.

В Челябинской области к данному генетическому типу принадлежит Суроямское месторождение, промышленная ценность которого была установлена в процессе геологосъемочных работ [Селиверстов, Жилин и др., 1969]. В 1982–86 гг. на месторождении проведены общие и детальные поиски с использованием бурения скважин глубиной до 300 м, расположенных по шести субширотным профилям.

Был проведен подсчет прогнозных ресурсов по категориям P_1 и P_2 (табл. 4, 5):

В основу подсчета прогнозных ресурсов положены материалы общих и детальных поисковых работ Миасской ГРП, выполненных на Суроямском участке в 1982–86 гг. Подсчет прогнозных ресурсов составлен по состоянию на 01.11.1986 г.

При подсчете прогнозных ресурсов приняты кондиции, обоснованные и рекомендованные технико-экономическими соображениями в 1985 г. [Болмосов, Симбиряков, 1985 г.].

Рудные пироксениты с содержанием P_2O_5 до 1% отнесены к типу титаномагнетитовых руд, а выше 1% — к типу апатит-титаномагнетитовых руд.

Подсчет прогнозных ресурсов выполнен отдельно по типам руд при следующих ограничивающих параметрах:

- титаномагнетитовые руды — бортовое содержание железа магнетитового — 7%, содержание $P_2O_5 < 1\%$.
- апатит-титаномагнетитовые руды — бортовое содержание железа магнетитового — 3%, бортовое содержание P_2O_5 — 1%.
- максимальная мощность некондиционных прослоев — 10 м. Прогнозные ресурсы подсчитаны по рудной зоне, выделенной на поперечных разрезах и увязанной с планом изодинам Za . Граница подсчета прогнозных ресурсов на плане соответствует на западе изодинаме 1000 нГл, за исключением центральной части, где грани-

Таблица 4

**Прогнозные ресурсы титаномагнетитовых и апатит-титаномагнетитовых
вкрапленных руд Суоямского массива [Павленин, Жилин, Болева, 1986 г.]**

Участок	Категория ресурсов по глубинам	Ресурсы, млрд. т	Содержание в мас. %				
			Fe общ.	Fe маг.	TiO ₂	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅
Титаномагнетитовые руды							
Главная залежь	P ₁ (0–300 м)	2,2	14,34	9,52	1,03	0,33	0,07
—“—	P ₂ (300–500 м)	2,4					
Итого:	P ₁ +P ₂ (0–500 м)	4,6					
Апатит-титаномагнетитовые руды							
Главная залежь	P ₁ (0–300 м)	4,2	13,93	8,04	1,26	2,16	0,14
Восточный участок	P ₂ (0–300 м)	2,2					
Итого:	P ₁ +P ₂ (0–300 м)	6,4					
Всего по месторождению	P ₁ +P ₂ (0–500 м)	11,0					

ца из-за ограниченной мощности рудной зоны проходит по отрицательному полю, а на востоке 2000 нТл. На геологических разрезах граница соответствует контуру выклинивания ее по падению, линии выхода на поверхность или контуру минимальной промышленной мощности рудной зоны, определенной кондициями.

Примечательно то, что при бортовом содержании железа магнетитового 7% выделяется практически единое рудное тело со стабильной плотностью 3,3–3,5 г/см³.

Ресурсы подсчитаны методом вертикальных разрезов отдельно по типам руд.

Основанием для выбора этого метода послужили следующие факторы:

- Участок изучен скважинами по шести линиям, ориентированным вкрест простирания рудной зоны (рис. 32).
- Рудная зона имеет значительную мощность (0,5–0,8 км) на большое (7,7 км) расстояние.
- Применение метода вертикальных сечений позволяет использовать для подсчета наиболее полно геологические разрезы, не требует составления значительного объема специальной графики.
- По степени разведанности прогнозные ресурсы отнесены к категории P₁ и P₂.

Оконтуривание рудной зоны выполнено в соответствии с кондициями, принятыми при подсчете прогнозных ресурсов. За основную подсчетную единицу принимается блок. Всего по результатам проведенных работ, по категории P₁ выделено 7 блоков. Поражает выдержанность содержаний рудообразующих компонентов по блокам (табл. 6).

Проведена также оценка прогнозных ресурсов руд Суоямского массива по категории P₂ до глубины 500 м с учетом геологических и геофизических данных. Центральная и южная части массива опойсковывались по сети (1200–1600) × 200 м, а северная — по сети 800 × (200–400) м.

Скважины бурились в основном вертикально, за исключением профиля ИП-1, до глубины 300 м, с учетом отработки месторождения открытым способом.

**Сводная таблица подсчета прогнозных ресурсов
и качества рудных пироксенитов Суоямского участка
по отдельным блокам (рис. 32)**

№№ блоков и категория запасов	Ресурсы (тыс. т)	Содержание компонентов (масс. %)					
		Fe _{общ.}	Fe _{маг.}	TiO ₂	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	Cu
Титаномагнетитовые руды							
1 – P ₁	112476,8	14,59	9,88	1,04	0,05	0,37	0,05
2 – P ₁	346832,2	14,29	9,57	1,00	0,05	0,30	0,05
3 – P ₁	339289,3	14,33	9,66	1,04	0,06	0,32	0,05
4 – P ₁	567347,1	14,49	9,79	1,07	0,07	0,32	0,05
5 – P ₁	417472,3	14,40	9,43	1,03	0,08	0,31	0,05
6 – P ₁	384357,6	14,32	9,16	1,02	0,07	0,38	0,05
7 – P ₁	43495,3	14,33	9,18	1,00	0,07	0,46	0,05
Итого по категории P ₁	2211270,6						
Среднее содержание		14,34	9,52	1,03	0,07	0,33	0,05
Апатит-титаномагнетитовые руды							
1 – P ₁	98873,8	14,42	8,52	1,36	0,10	1,82	0,05
2 – P ₁	470959,9	14,37	8,60	1,29	0,10	2,22	0,05
3 – P ₁	695703,8	14,08	8,21	1,25	0,11	2,30	0,06
4 – P ₁	1215477,0	13,85	7,76	1,28	0,12	2,26	0,06
5 – P ₁	678206,6	13,76	7,88	1,28	0,11	2,17	0,06
6 – P ₁	889649,9	14,08	8,24	1,26	0,19	2,04	0,05
7 – P ₁	141932,2	14,41	8,09	1,31	0,27	1,96	0,05
Итого по категории P ₁	4190803,2						
Среднее содержание		13,93	8,04	1,26	0,14	2,16	0,06

Всего прогнозные ресурсы Главной залежи по категориям P₁ + P₂ Суоямского месторождения до глубины 500 м составляют 8,8 млрд. т (табл. 4), а с учетом Восточной залежи — 11 млрд. т.

Подробные сведения о вещественном составе рудоносных пород Суоямского массива даны при описании дунит-клинопироксенитовой формации, поэтому во избежание повторений остановимся лишь на типах руд, их технологической характеристике и промышленной ценности месторождения.

Гипербазиты Суоямского массива имеют бимодальное распределение железа магнетитового (рис. 33) с модой 9,0% для рудных клинопироксенитов и 3,5% для верлитов краевых частей массива.

По минералогическому составу выделяется два типа руд: титаномагнетитовый (качканарский тип), который приурочен к осевой части массива, и апатит-магнетитовый с сульфидами (суоямско-волковский тип), развитый в краевой части Центрального блока.

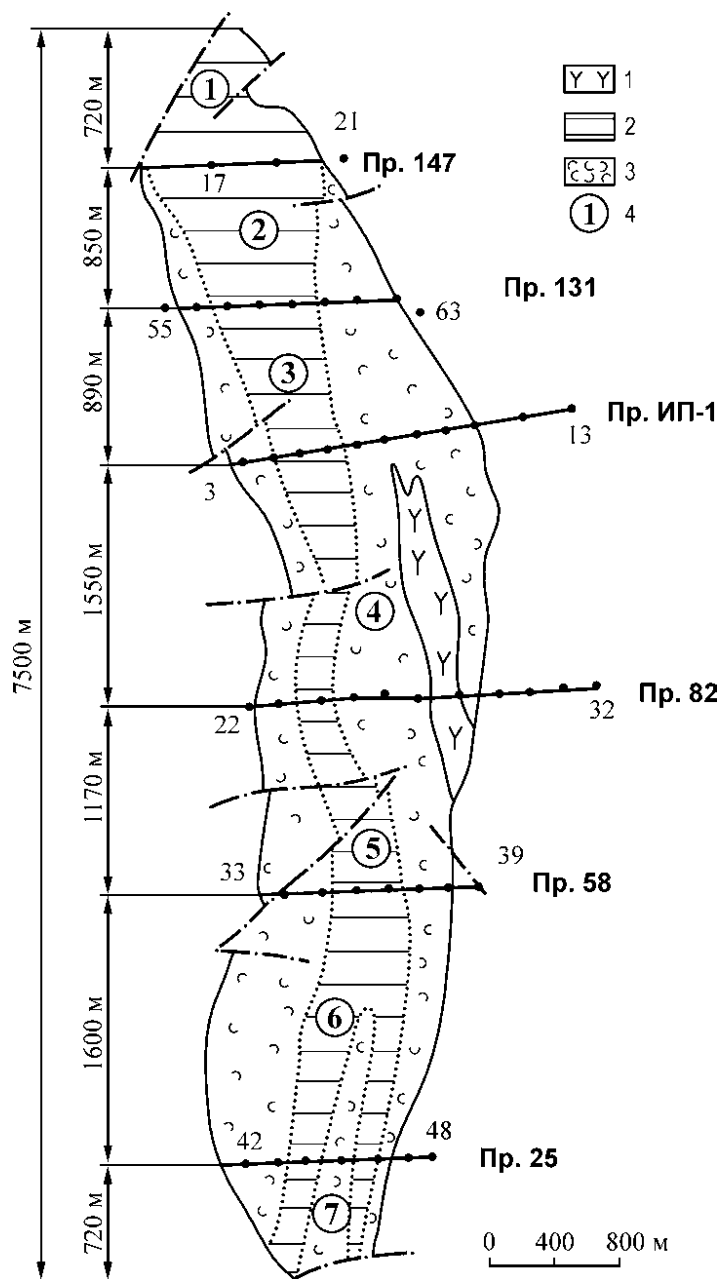


Рис. 32. Схема расположения подсчетных блоков по категории ресурсов Р₁ Суроымский участок. Границы подсчетных блоков по простиранию рудной залежи совпадают с субширотными профилями (Пр. 147, 131 и др.) буровых скважин

Условные обозначения: 1 — сиениты, 2 — магнетитовые руды, 3 — апатит-магнетитовые руды, 4 — номера подсчетных блоков

Таблица 6

**Распределение железа, титана и ванадия в железосодержащих минералах
различных типов руд Суоямского месторождения**

Железосодержащие минералы	Титаномагнетитовые руды (тех. проба 1)		Апатит-титаномагнетитовые руды (тех. проба 2)	
	Распределение, %			
	В абсолют.	В относит.	В абсолют.	В относит.
Железо, связанное				
— с титаномагнетитом	11,1	73,5	8,6	63,2
— с ильменитом	0,1	0,7	0,3	2,2
— с силикатами	3,9	25,8	4,7	34,6
Всего (общ.)	15,0	100,0	13,6	100,0
Двуокись титана, связанная				
— с титаномагнетитом	0,24	20,0	0,26	18,1
— с ильменитом	0,16	13,3	0,18	12,5
— со сфеном	0,34	28,3	1,0	69,4
— с силикатами	0,46	38,4		
Всего (общ.)	1,20	100,0	1,44	100,0
Пятиокись ванадия, связанная				
— с титаномагнетитом	0,05	71,4		
— с силикатами	0,02	28,6		
Всего (общ.)	0,07	100,0		

В целом по Суоямскому месторождению в рудных пироксенитах обнаружены следующие компоненты (масс. %): железо общее от 14,3 до 24,0; железо магнетитовое 8,91–18,0; двуокись титана 1,17–2,0; пятиокись ванадия 0,09–0,10; пятиокись фосфора до 5,15; медь 0,1–0,2. По данным интерпретации физических полей среди вкрапленных руд возможны участки с содержанием железа 28–30%. Среднее содержание основных компонентов в титаномагнетитовых рудах: железа валового 14,34%, железа магнетитового 9,52%, пятиокиси фосфора 0,33%, а в апатит-титаномагнетитовых рудах: железа валового 13,93%, железа магнетитового 8,04%, пятиокиси фосфора 2,16%.

Титаномагнетитовые руды Суоямского месторождения, в отличие от аналогичных руд Гусевогорского и собственно Качканарского месторождений, содержат валового железа на 2% меньше, а двуокиси титана и пятиокиси ванадия в два раза меньше.

По графику зависимости выхода концентрата от содержания железа магнетитового уточнен выход концентрата по типам руд при средних значениях их при подсчете запасов. Так, для титаномагнетитовых руд Суоямского месторождения при содержании железа магнетитового 9,52% выход концентрата составит 15,7%, а для апатит-титаномагнетитовых руд при 8,04% выход ожидается 13,7% (прил. 43).

Важным критерием технологической оценки вкрапленных магнетитовых руд являются их текстурно-структурные особенности.

Размер зерен титаномагнетита на Суоямском месторождении гораздо крупнее, чем в качканарских рудах, а суммарная доля тонко- и дисперсно-вкрапленных руд

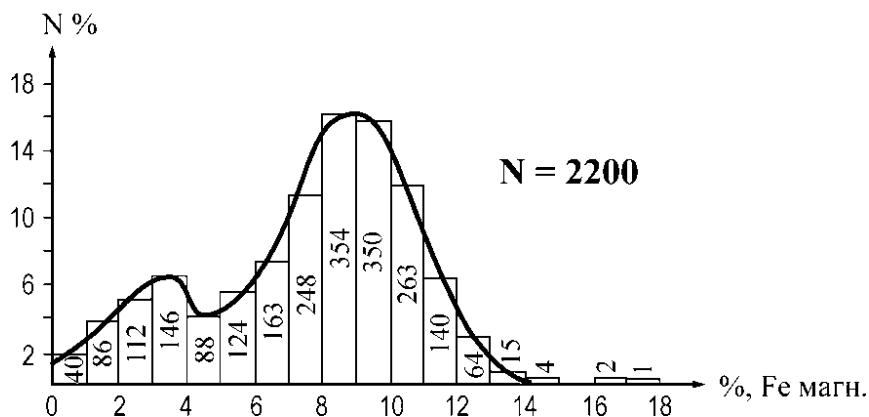
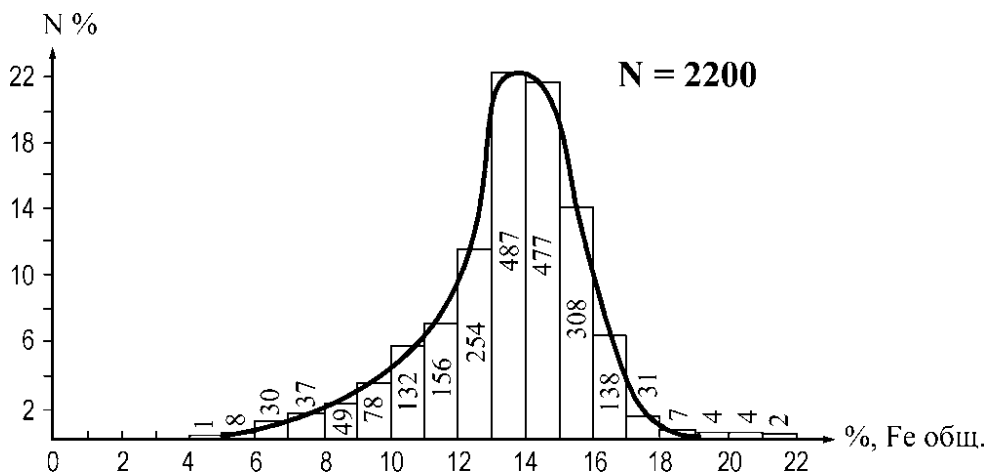


Рис. 33. Вариационные кривые и гистограммы распределения содержаний валового (вверху) и магнетитового железа в верлитах и пироксенитах Суоямского месторождения

составляет 19%, а в качканарских 28,8%, т.е. по структурным особенностям руды Суоямского месторождения являются средне- и легкообогатимыми. Руды комплексные.

При комбинированной флотационно-магнитной схеме обогащения руд могут быть получены: железо-ванадиевый концентрат с содержанием 56,5–65,8% железа общего при извлечении рудного железа — 73,2–93,66%, золото-палладийсодержащий сульфидный концентрат с содержанием меди 18,4% и извлечении 34%, а также апатитовый концентрат с содержанием пятиоксида фосфора 25,0–33,2% при выходе 3,4% и извлечении до 65%. Повышенный процент извлечения апатитового концентрата был достигнут в результате совершенствования методики обогащения руд в лаборатории института НИИГеолнеруд (г. Казань).

Суоямский титаномагнетитовый концентрат по данным 220 малообъемных технологических проб содержит в среднем 1,99% двуоксида титана, который при

металлургическом процессе является вредной примесью, и 0,36% природно-легирующего ванадия. С учетом скрытой зональности содержание титана в геологических разрезах нестабильное, с падением содержаний в титаномагнетитовом концентрате от 3,0% до 1,3–1,5% при движении от периферической к центральной части рудной залежи.

По данным фазового анализа (технологическая проба № 2) с титаномагнетитом связано 63,2% железа. Значительное количество железа (34,6%) связано с железосодержащими силикатами — пироксеном, биотитом, амфиболом, хлоритом. Двуокись титана связана с ильменитом 12,5%, титаномагнетитом 18,1% и силикатами (в т. ч. сфеном — лейкоксеном) — 69,4% (табл. 6).

Таким образом, практически 70% титана в руде связано с силикатами, которые в процессе обогащения уходят в хвосты магнитной сепарации.

Как показали технологические испытания (проба № 4), титаномагнетит начинает выделяться из сростков с нерудными минералами в классе крупности 0,87–0,42 мм, но основная масса его раскрывается из сростков в классе 0,1–0,074 мм.

Следует обратить особое внимание на низкое количество фосфора в титаномагнетитовом концентрате, которое составляет сотые доли процента и в редких случаях превышает пределы допустимых содержаний (0,15–0,3%).

При характеристике железных руд важное значение имеют учет содержаний в них и количественные соотношения шлакообразующих окислов: кремния, алюминия, кальция и магния, которые выражаются коэффициентом основности (к.о) и кремниевым модулем (к.м).

Коэффициент основности железных концентратов Суроямского месторождения равен 0,78, что, согласно ГОСТ, характеризует руды как самофлюсующиеся высокого качества. Кремниевый модуль равен 3,4.

Всего на месторождении может быть получено 1,6 млрд. т магнетитового и 144 млн. т апатитового концентратов. Титаномагнетитовый концентрат выгодно отличается от качканарского меньшими содержаниями двуокиси титана (прил. 30, 32). Кроме того, в магнетитовом концентрате обнаружены также марганец (0,10–0,39%) и хром (сл. — 0,10 до 0,64%).

Предварительные исследования по обогащению полученного апатитового концентрата в НИИГеолнеруд (1990 г.) оксидами азота в низкотемпературной плазме позволили получить удобрение типа нитрофоса с содержанием пятиоксида фосфора 25% и азота с высокой агрохимической активностью.

В ближайшие годы титаномагнетиты, видимо, будут основной железорудной базой для черной металлургии Урала. Комплексный состав руд при относительно легкой обогатимости позволяют рассматривать эти руды в качестве высокоэффективного источника получения железа, ванадия, меди, фосфора, платиноидов, золота, различных видов строительных материалов (песка, щебня).

На основе результатов поисковых работ получена технико-экономическая оценка промышленного значения Суроямского месторождения. Рентабельность будущего горно-обогатительного предприятия составит 9–13%, а срок окупаемости 7–9 лет.

Месторождение планируется обрабатывать с помощью карьера глубиной 250–300 м с производительностью ГОКа 42–45 млн. т сырой руды в год (по аналогии

с Качканарским) с получением магнетитового концентрата 6,7 млн. т и апатитового концентрата 600–700 тыс. т.

К числу неблагоприятных факторов относится высокая капиталоемкость освоения Суроямского месторождения. Согласно предварительным технико-экономическим расчетам, капитальные вложения на строительство ГОКа будут составлять несколько десятков млрд. руб. Строительство крупного горно-обогатительного комплекса в бассейне реки Уфы с каскадом водохранилищ приведет к значительному изменению условий формирования и загрязнению подземных вод, разгрузка которых происходит в местную гидрографическую сеть. Потребуется дополнительное оборудование для сброса дренажных вод за пределы бассейна р. Суроям и перенос обогатительной фабрики с хвостохранилищем в бассейн р. Ураим, на 10 км к западу от места добычи руды.

5.2. Медь

В районе выделяется три формационных типа медных руд: колчеданный, скарновый и медно-вкрапленный.

5.2.1. Колчеданный тип

Медноколчеданные руды района парагенетически связаны с базальтовой (спилит-диабазовой) формацией, что характерно для структурно-формационных зон кипрско-домбаровского типа, сформировавшихся на ранней стадии развития океанической коры.

На описываемой площади известно два колчеданных месторождения — Ключе-горское и Васильевское, отработанные еще в дореволюционный период шахтным способом до глубины 30 м, а также ряд мелких рудопроявлений — Новое и др. Месторождения в виде линз сплошных и вкрапленных сульфидных руд залегают близко от дневной поверхности на трех структурных этажах в верхах сланцево-диабазовой толщи. Длина рудных линз до 3,0 м, мощность до 0,6 м, падение пологое под углами 0–40° на запад–северо-запад.

Внутреннее строение рудных тел (рис. 34) зональное, обусловленное наличием несколько смещенного вверх эксцентричного ядра, сложенного халькопиритом, и внешней оболочки серповидной формы в поперечном сечении, состоящей из пирротина, пирита, а также небольшого количества сфалерита (до 3,0%), марказита, галенита, мельниковита. В краевой части линз массивные руды постепенно переходят во вмещающие породы с редкой вкрапленностью пирротина. Халькопирит является более поздним минералом, чем пирротин и пирит, замещает их, иногда наблюдается в виде прожилков в ассоциации с кварцем и кальцитом. Предполагается, что рудоносные растворы при их движении вверх экранировались пологопадающими зонками интенсивной милонитизации вмещающих пород. Послерудными тектоническими подвижками рудные тела участками были «расташены» на более мелкие блоки.

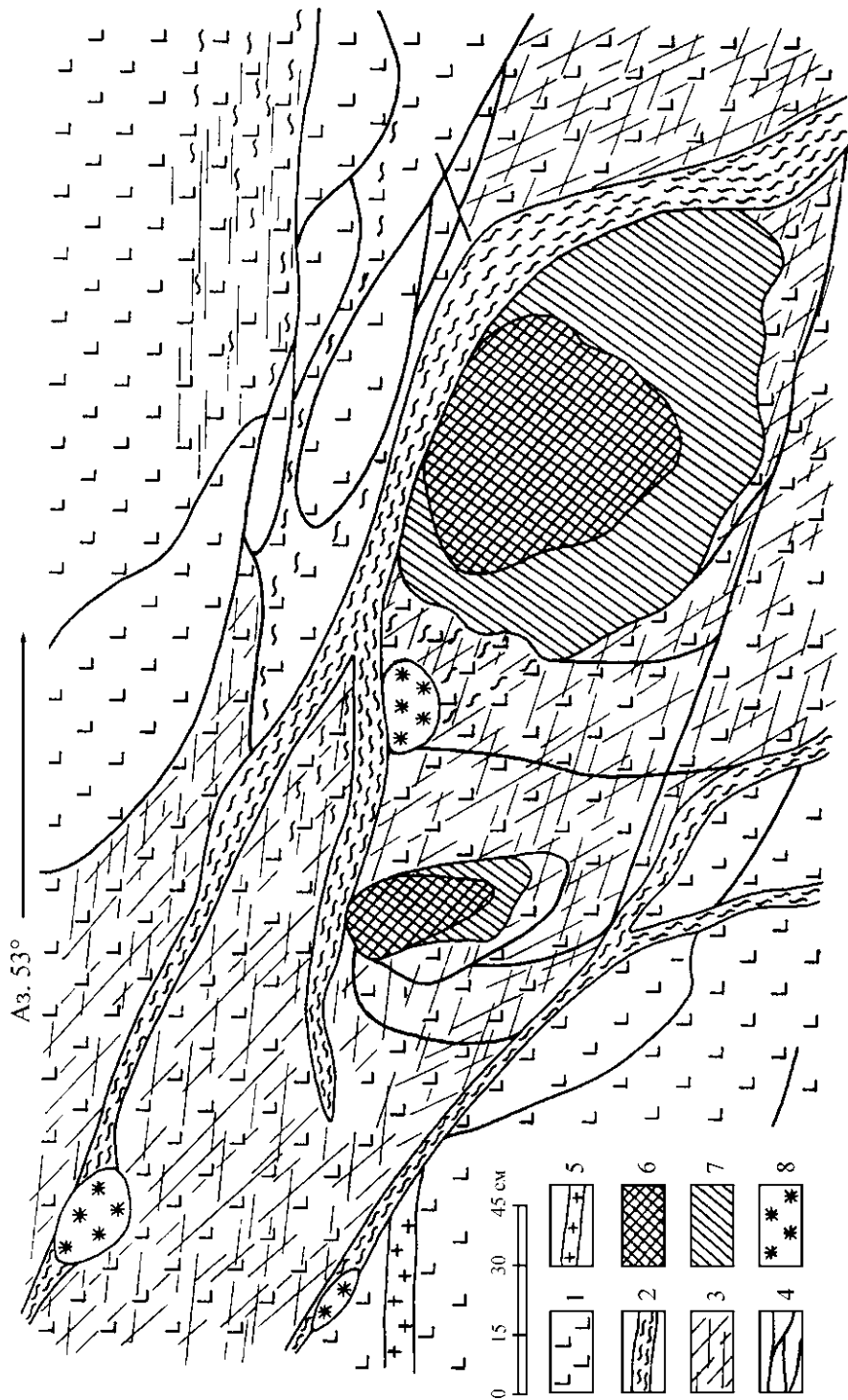


Рис. 34. Морфология халькопирит-пирротитовых рудных тел рудопроявления «Новос»

Условные обозначения: 1 — микродиабазы; 2 — зоны милонитизированных диабазов; 3 — зоны интенсивной трещиноватости и катаклаза; 4 — основные направления трещиноватости; 5 — карбонатно-кварцевые прожилки; 6 — халькопиритовые руды; 7 — халькопирит-пирротитовые руды; 8 — лимонитизированные руды

Вмещающие вулканиты основного состава вокруг рудных тел слабо изменены и содержат вторичные минералы: альбит, хлорит, эпидот, небольшое количество серицита. Отмечаются прожилки кальцит-пренитового и кварц-кальцитового состава.

Химический состав руд резко меняется в пространстве. Так, в центральной части рудных тел содержание меди достигает 19,48%, а в периферической — опускается до 0,46–1,51%.

Вторым по распространенности рудообразующим элементом является цинк (0,21–3,57%), отмечаются небольшие количества свинца (0,01–0,4%), мышьяка (0,13–0,79%), кобальта и никеля (0,07%). Характерными для руд медноколчеданного типа являются серебро и золото.

На площади Ключегорского и Васильевского месторождений с целью поисков медных руд в разное время проводились электроразведочные работы методом заряженного тела и КЭП. Каких-либо заслуживающих внимания объектов не выявлено.

Потенциальная перспективность спилит-диабазовой формации на выявление новых месторождений медноколчеданных руд в настоящее время не ясна. Для окончательного решения перспектив необходимо более детальное картирование пород формации с использованием глубокого бурения и геофизических методов исследований.

5.2.2. Скарновый тип

Рудопроявления меди скарнового типа размещены в контактовых ореолах сложных по составу массивов: Нязепетровского и Церковского.

Впервые гранатовые скарны с халькопиритом были обнаружены Г.А. Смирновым в 1939 г. в западной эндоконтактовой части Церковского массива. Оруденение приурочено к ортоклазитам и порфириновидному габбро, а рудная зона шириной 5–30 м прослеживается в северо-западном направлении на протяжении 150 м. В рудной зоне по трещинам развиваются гранат, пренит, эпидот, калиевый полевой шпат в ассоциации с халькопиритом и пиритом. Содержание меди составляет в среднем 0,39%.

В северо-восточной экзоконтактовой части Нязепетровского массива при проходке картировочных скважин №№ 116, 119, 121, 124 (рис. 35) были вскрыты чередующиеся ороговикованные и амфиболизированные туфы, порфириты, диориты, монциты, габбро, пренит-гранатовые и пироксен-карбонатные породы с неравномерными участками гнездовыми скоплениями пирита и халькопирита. Содержание меди в скарнированных породах составляет 0,10–0,30%, свинца — до 0,1%. В гидрохимических пробах обнаружены медь (0,03%) и цинк (0,03–0,05%).

Спектральными анализами на участках метасоматически измененных пород с сульфидной минерализацией выявлены элементы-примеси, характерные для щелочных пород района: барий (0,3–0,4%), стронций (0,2%), лантан (0,03%), олово (0,003%), серебро (0,001%).

Небольшая глубина (до 50 м) пробуренных на участке скважин и их картировочная направленность не позволили детально изучить рудно-скарновую зону.

Оба описанных выше участка заслуживают дальнейшего изучения.

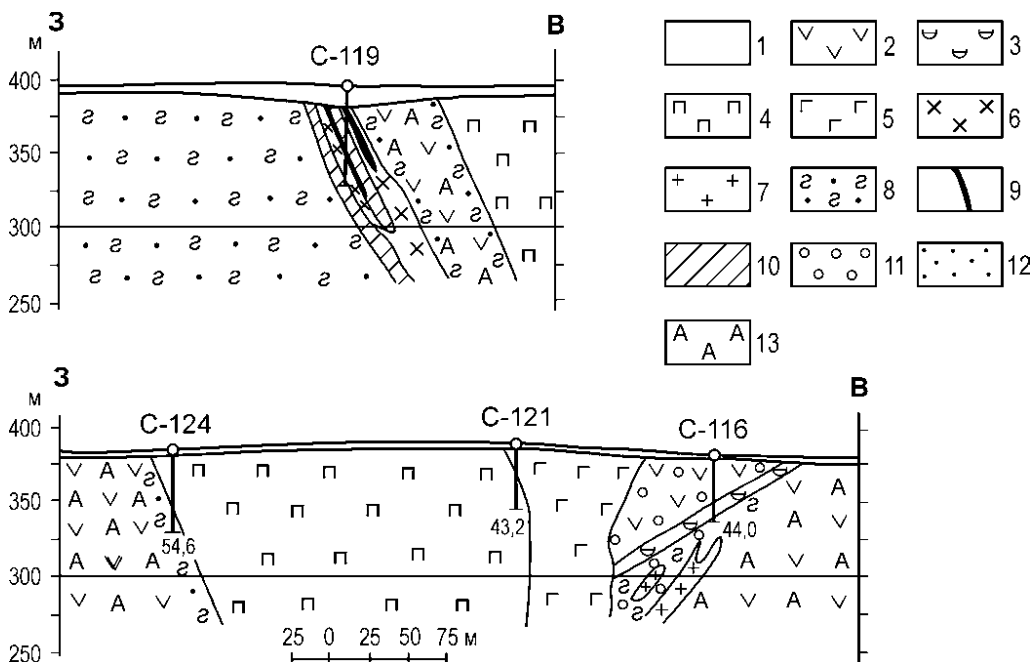


Рис. 35. Фрагменты геологического строения северо-восточной приконтактовой части Нязепетровского массива по двум субширотным разрезам

Условные обозначения: 1 — рыхлые отложения; 2 — пироксен-плагиоклазовые порфиры базальтового состава; 3 — гравийные туфы порфиритов основного состава; 4 — пироксениты; 5 — габбро рогово-обманково-пироксеновое; 6 — монзониты; 7 — диориты, сиенито-диориты; 8 — амфибол-пироксен-плагиоклазовые роговики состава габбро; 9 — скарны гранат-пироксеновые; 10 — амфибол-пироксен-плагиоклазовые породы; 11 — кварцсодержащие роговики; 12 — скарнирование; 13 — амфиболизация

5.2.3. Медно-вкрапленный тип

Медно-вкрапленный (медно-порфировый) тип генетически связан со щелочным магматизмом (габбро-сиенитовая формация) и представляет собой прожилково-вкрапленный морфологический тип сульфидной минерализации, наложенный на апатит-титаномагнетитовые клинопироксениты Суоямского массива, а также на вмещающие его туфы основного состава. Основными рудообразующими минералами являются халькопирит и борнит, в небольших количествах присутствуют сфалерит, пирит, пирротин и галенит.

Наибольшие скопления халькопирита наблюдаются в катаклазированных пироксенитах вблизи зон калишпатизации в виде рассеянных вкрапленников, мелких гнезд, тонких прожилков и пленок на зеркалах скольжения. Халькопирит является более поздним минералом, чем титаномагнетит, нередко замещает его или пересекает в виде прожилков.

В ассоциации с сульфидами присутствуют вторичные минералы: эпидот, цеолиты, анальцит, амфибол, хлорит, гранат.

Максимальные содержания меди в апатит-титаномагнетитовых пироксенитах с сульфидами редко превышают 0,3% и в среднем составляют 0,05–0,2%. Наряду с медью присутствуют также барий (до 1,0%), стронций (0,6%), цинк (0,06%), свинец (0,04%), олово (0,001–0,11%), скандий (0,06%), германий (0,0006%), иттербий (0,003%), палладий, платина, золото, серебро. Молибден для минерализованных сульфидами пироксенитов не типичен.

Как показали технологические исследования, медь из апатит-титаномагнетитовых клинопироксенитов может быть извлечена попутно с магнетитом и апатитом с 34% извлечением халькопиритового концентрата, содержащего 18,4% меди.

Прогнозные ресурсы халькопирит-apatит-титаномагнетитовых руд Центрального блока Суоямского пироксенитового массива до глубины 300 м при среднем содержании меди 0,13% (борт 0,10%) составляет 400 млн. т, что соответствует 520 тыс. т металлической меди [Павленин, Жилин, 1986 г.]

По данным площадной металлометрической съемки в восточной части Суоямского массива отмечаются обширные ореолы рассеивания меди и кобальта.

В 1967 г. была проведена электроразведка методом ВП (Г.К. Петров), выделены западная и восточная аномалии поляризуемости интенсивностью до 20%.

Оценку природы аномалий поляризуемости, особенно восточной, нельзя считать окончательной, так как пробуренные здесь в 1982–84 гг. поисковые скважины №№ 49–54 Миасской ГРП были заданы не в эпицентре аномалии.

5.3. Благородные металлы

5.3.1. Золото

При комплексном изучении апатит-титаномагнетитовых руд Суоямского месторождения на возможность присутствия золота в значимых концентрациях не обращалось достаточного внимания. Однако можно напомнить о технологической пробе № 2 из руд Суоямского месторождения, содержащей 0,6 г/т золота. Сходство с баронским типом месторождения позволяет предполагать, что и здесь мы можем иметь дело с золото-палладиевым типом оруденения (см. выше).

Анализ имеющихся материалов по геологосъемочным и поисковым работам прошлых лет показал, что наиболее перспективным на выявление коренных месторождений золота является Харлановское золото-полиметаллическое рудопроявление, расположенное в северо-западной части района в долине р. Харланова.

На Харлановском участке Нязепетровским ГСО (1963–65 гг.) проведены маршрутное обследование, площадная металлометрия, бурение картировочных скважин (№№ 52–58), отобраны штучные пробы на спектральный и химический анализы.

В геологическом отношении перспективная площадь приурочена к зоне тектонического контакта сланцево-диабазовой (ордовик – нижний силур) и порфиритотуфовой (верхний силур – нижний девон) толщ. В составе первой толщи преобладают углисто-кремнисто-глинистые сланцы, глинисто-кремнистые брекчии, микродиабазы, а во второй – порфириты базальтового состава и их туфы. Из интрузивных пород

отмечены апогарцбургитовые серпентиниты и щелочные сиениты, а также субвулканические дайки трахибазальтов, трахиандезитов, риолитов.

Почти все вышеуказанные породы в зоне тектонического контакта подвергнуты катаклазу и милонитизации, содержат неравномерную вкрапленность сульфидов (пирита, халькопирита, пирротина и др.).

В северной части участка металлотрической съемкой выявлены геохимические ореолы меди (0,02–0,03%), вытянутые в северо-западном направлении, которые пространственно совпадают с ореолами мышьяка (0,01%), германия (0,0003%) и никеля (0,04–0,3%).

Спектральными анализами в коренных породах выявлены повышенные содержания бария (0,1%), меди (0,3%), серебра (0,001%), иттрия (0,01–0,02%), молибдена (0,002–0,003%).

В глинисто-кремнистых песчаниках из скв. 53 (гл. 30 м) химическим анализом установлены: медь (0,03%), цинк (0,91%), свинец (0,01%), серебро (0,7 г/т), золото (0,1 г/т). Милониты по базальтам с вкрапленностью пирротина из скв. 55 (гл. 35 м) содержат: медь (0,02%), цинк (0,83%), свинец (0,01%), серебро (1,5 г/т), золото (0,2 г/т).

Кроме того, в штуфных пробах аналогичных пород из скважин 52, 54, 56, 57, 58 выявлены: медь (0,02–0,05%), серебро (0,1–4,0 г/т), золото (0,1 г/т).

Спектральными анализами сухих остатков водных проб из р. Харланова и его притока установлены аномальные содержания сурьмы (0,1–0,2%), серебра (0,001%), бария (0,01%).

В шлиховой пробе, отобранной из речных отложений р. Харланова, были встречены знаки золота.

Исходя из вышеизложенного фактического материала, можно сделать вывод, что Харлановский участок является перспективным на выявление месторождения коренного золота (золото-полиметаллическая формация с повышенным содержанием цинка), парагенетически связанного с проявлениями щелочного магматизма.

На этом участке рекомендуется провести комплекс поисковых работ.

5.3.2. Платиноиды (палладий и платина)

Первая информация о платиноносности Суроямского массива с элементами расслоенности появилась в печати в 2006 г. [Жилин, 2006 а], где кратко излагаются результаты поисков малотитанистых вкрапленных железных руд, проведенных Миасской ГРП на территории Нязепетровского района. В этой публикации дана характеристика неизвестной ранее платино-палладиевой специализации малосульфидных апатит-титаномагнетитовых руд Сурояма, являющихся гомологом баронских руд, генетически и пространственно связанных с Волковским габбро-клинопироксенит-оливинитовым массивом Палладиеносного пояса Урала.

В настоящее время крупных концентраций благородных металлов на территории Нязепетровского района не установлено, но имеется ряд признаков, свидетельствующих о его высокой перспективности на выявление промышленного месторождения платиноидов, прогнозные ресурсы которых оценены в 500 т [Жилин, 2006 а].

К числу благоприятных поисковых признаков относятся следующие:

1. Золото-платино-палладиевая специализация суроямских ферроклинопироксенов, особенно их апатитоносной части, что было установлено при массовом опробовании (524 пробы) керна семи скважин, расположенных на субширотном профиле ИП-1 в центральной части Суроямского массива. При этом были обнаружены палладий до 700 мг/т, платина до 100 мг/т со значительным преобладанием палладия над платиной (прил. 37; рис. 24, 25). Характерной чертой клинопироксенов, несущих золото-палладиевое оруденение, является повышенное содержание: железа до 17,24%, фосфора до 4,8% и меди до 0,18% (прил. 37). В целом же Суроямское месторождение, подобно Баронскому, относится к числу малосульфидных, с содержанием серы до 0,58% и меди до 0,3% (рис. 36). Спектр сульфидных минералов значителен — это халькопирит, борнит, пентландит, пирит, сфалерит, галенит, миллерит, линнеит, халькозин и др. Сульфидная минерализация является наложенной, присутствует в виде мелкой и тонкой вкрапленности, а также прожилков, секущих все остальные породообразующие минералы.

2. Платиноиды были обнаружены также в технологической пробе № 2 весом 320 кг, отобранной из апатито-титаномагнетитовых руд (скважины 7–11, 27, 30) и проанализированной в 1986 г. ЦЛ УПГО «Уралгеология». Здесь присутствуют (мг/т): палладий 86, платина 35, золото 600, серебро 300, теллур 1800, германий 1640.

3. При отборе малообъемных технологических проб (скважины 34–38, 44, 46, 60) и последующих исследованиях (60 анализов) в исходной руде определены палладий до 89 мг/т и платина до 48 мг/т. Анализу были подвергнуты концентраты — апатитовый и титаномагнетитовый, при этом оказалось, что повышенное содержание платиноидов (палладия до 710 мг/т и платины 50–120 мг/т) связано с апатитовым концентратом (прил. 38, 39). Обусловлено это, видимо тем, что апатит образует сростки с платиноносными сульфидами.

4. Авторами монографии в 2006 г. из сохранившегося керна скважин была отобрана коллекция образцов пород и апатит-титаномагнетитовых руд по площади

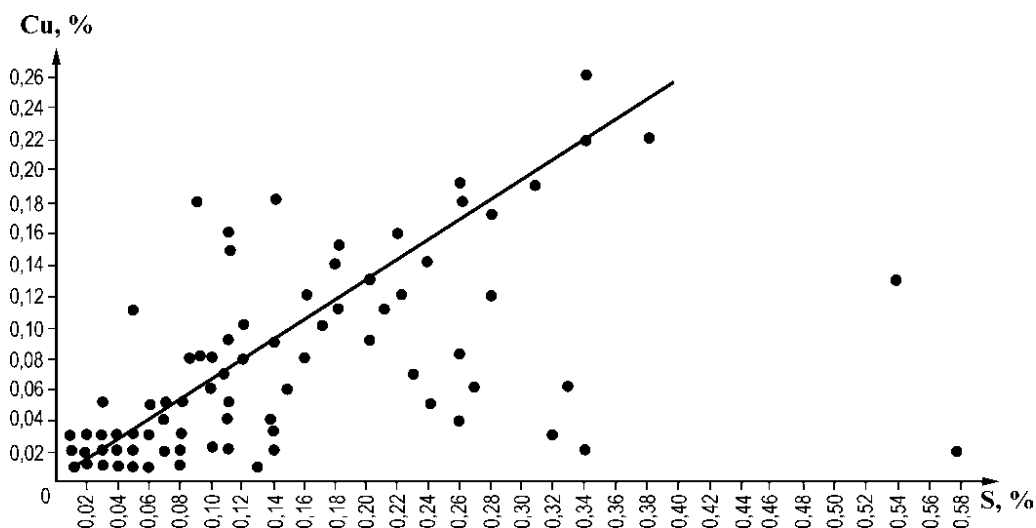


Рис. 36. Диаграмма соотношения содержаний меди и серы

Суоямского щелочно-ультраосновного массива, часть из которых исследована различными методами Платиновой группой Института геологии и геохимии УрО РАН (ответственный исполнитель Ю.А. Волченко). Результаты исследований представлены в табличной форме (прил. 37, 38). Судя по этим таблицам, уровни содержаний платиноидов в рудах близки к полученным ранее [Павленин, Жилин, 1986 г.]. По относительной распространенности платиновые металлы составляют следующий ряд убывания: Pd — Pt — Ru — Os — Rh — Ir, что характерно и для Баронского месторождения. Наибольшие содержания палладия отмечены в скважинах № 27 (125 мг/т) и № 34 (130 мг/т). Содержание родия и иридия ниже порога чувствительности (< 5–10 мг/т). Основная масса платиноидов и золота сконцентрирована в обогащенной фракции сульфидов (мг/т): палладия 4000, платины 1700 и золота 900. В связи с сульфидной минерализацией в пробах из скважины № 44 выделены предварительно платинOMETАЛЬНЫЕ фазы размером от 5×10 до 30×30 мкм. Не исключено, что из-за малых размеров платиноидной фазы руды Суояма могут оказаться труднообогатимыми.

Петрологические особенности (в частности, повышенное содержание апатита), характеризующие уровни разреза Суоямского массива, к которым приурочены высокие концентрации платиновых металлов, могут рассматриваться как критерии, контролируемые размещение платиноносных горизонтов.

Участки, на которых обнаружены повышенные концентрации платиноидов, характеризуются комплексными геохимическими аномалиями халькофильных и сидерофильных элементов (Cu, Zn, Pb, Co, Ni и др.), что подчеркивает тенденцию к накоплению платиноидов в сульфидах, а также локальными аномалиями ВП. Принимая во внимание золото-платино-палладиевую специализацию щелочных и ультраосновных пород Суоямского массива, а также данные площадной геохимии и геофизики, можно надеяться на выявление промышленного объекта, связанного с постмагматической гидротермальной деятельностью долгоживущего магматического очага, обладающего повышенной щелочностью. Большое влияние на локализацию руд благородных металлов оказывали, видимо, тектонические нарушения приконтактных зон Суоямского массива.

Суоямский массив по структурной позиции и металлогенической специализации относится к Нязепетровскому палладиеносному поясу, состоящему из трех массивов: Нязепетровского, Церковского и Суоямского — миниатюрному аналогу палладиеносного пояса Тагильской зоны, описанного ранее [Волченко и др., 2007].

5.4. Редкие металлы

Незначительные по масштабам проявления редких элементов (ниобия, циркония и др.) в виде геохимических аномалий были выявлены в щелочных сиенитах и связанных с ними метасоматитах восточной части Суоямского массива и на участке «Белый Камень».

В 1960 г. на правом берегу р. Суояма Р.П. Сухожак провел поиски редкометалльного оруденения методом эманионной съемки. В результате была установлена повышенная радиоактивность нефелиновых сиенитов, связанная с присутствием радиоактивного циркона.

В одной точке наблюдался пироксид.

Максимальное количество ниобия (0,01%) и циркония (0,1%) было установлено в альбитизированных сиенитах с радиоактивностью 100 мкр/час.

В рядовых пробах щелочных пород также были обнаружены тантал (0,005%), медь (0,3%), лантан (до 0,02%), олово (0,003%), сумма редких земель (0,022%).

Наиболее распространенными вторичными минералами в щелочных сиенитах являются: альбит, цеолиты, пренит, эпидот, флюорит, карбонат. На участке «Белый Камень» нефелиновые сиениты имеют радиоактивность 10–21 мкр/час. В них отмечаются: барий (0,3%), стронций (до 1,0%), бериллий (0,003%), ниобий (0,006–0,015%), свинец (0,09%), медь (до 0,1%).

Несколько повышенные содержания редких элементов были отмечены в субвулканических трахиандезитах района железнодорожной станции Нязепетровск: ниобия (0,005%), тантала (0,0005%), бериллия (0,005%), циркония (0,02–0,03%).

Таким образом, на всех указанных выше участках значительных скоплений редких элементов не выявлено, что является важным критерием при определении формационной принадлежности развитых здесь щелочных комплексов.

Глава 6. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ НЯЗЕПЕТРОВСКОЙ ЗОНЫ

В истории геологического развития Нязепетровской зоны намечаются следующие этапы: рифтогенный, океанический, островодужный и орогенный.

Развитие описываемой зоны шло в рамках цикла Уилсона в целом довольно близко по времени с Тагильской зоной, что является аргументом в пользу их родства; вполне возможно, что это были части одного целого, хотя имеющиеся довольно скудные данные о возрасте геологических процессов в Нязепетровской зоне говорят о некоторой асинхронности с Тагильской.

Рифтогенный этап, выделяемый по косвенным признакам, происходил в условиях горизонтального растяжения и деструкции континентальной коры в конце кембрия – начале ордовика.

Образование коры «океанического» типа происходило в ордовике в условиях дальнейшего растяжения платформенного кристаллического фундамента с образованием лав толеитовых базальтов (диабазы, спилиты и др.), ассоциирующих с кремнистыми сланцами, а в низах разреза — сланцево-диабазовой толщи с аркозовыми песчаниками.

Спецификой химического состава пород базальтовой формации Нязепетровского района является повышенная железистость, титанистость и калиево-натровая щелочность, что больше характерно для континентальных траппов или щелевых зон начального спрединга типа Красного моря, чем для океанических толеитов.

Масштабы проявления кислых вулканитов в составе базальтовой формации района малы, так же как и размеры встречающихся здесь медноколчеданных рудных тел.

Островодужная стадия охватывает период времени от позднего силура до девона. В этот период в условиях островной дуги образуется мощная толща туфов порфиритов (базальт-андезит-базальтовая формация). Большая часть пород формации сформировалась в морских условиях с перемывом, сортировкой и переотложением пирокластического материала суспензионными потоками.

По химическому составу базальтовые порфириты отвечают островодужным известково-щелочным сериям с низким содержанием титана, повышенным содержанием глинозема, низкой железистостью и умеренным содержанием суммы щелочей.

В осевой части линейно ориентированной с севера на юг вулканической депрессии по фациям грубообломочных туфов картируются вулканические жерловины, в которые внедрились мелкие гипабиссальные массивы габбро-диоритового состава.

Породы базальт-андезит-базальтовой и габбро-диоритовой формаций близки по составу и времени образования, в связи с чем выделяются в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Завершается магматический цикл формированием островодужных комплексов повышенной щелочности: образовались базальт-трахитовая и отчасти комагматичная ей габбро-сиенитовая формации.

В конце девона Нязепетровская зона вступила в орогенный этап, когда сложный по составу жесткий блок магматических пород неоднократно подвергался деформациям сжатия и, в конце концов, приобрел облик тектонической пластины, надвинутой на терригенно-карбонатные отложения континентального склона и шельфа.

Учитывая вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Нязепетровская структурно-формационная зона развивалась по типу расположенной к востоку от нее Тагильской зоны. Геологические разрезы одновозрастных вулканических толщ этих структур подобны, хотя и не идентичны. Интрузивные комплексы также имеют много общего с тагильскими.

2. Присутствие Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы определило мощное проявление тектоники шарьяжно-надвигового типа.

3. Покровно-надвиговые структуры в Нязепетровской зоне начали формироваться, видимо, в девоне после завершения субщелочного магматизма, получили значительное развитие при столкновении островной дуги с континентом в раннем карбоне и окончательный вид приобрели в позднем палеозое при столкновении Восточно-Европейской плиты и Казахстанского континента.

4. В результате частичного раздавливания первичных структур и тектонического скучивания пород разнофациальных зон блок магматических пород Нязепетровского палеобассейна был в итоге надвинут вместе с глубоководными континентально-склоновыми отложениями Бардымского аллохтона на терригенно-карбонатные отложения континентального шельфа.

5. Несмотря на интенсивное проявление разрывной тектоники, современные взаимоотношения пород внутри Нязепетровской зоны близки к тем, которые сформировались в палеозое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе систематизирован к обобщен довольно значительный по объему фактический материал по петрографии, минералогии, петрохимии, геохимии и рудоносности магматических формаций Нязепетровского комплекса, дан сравнительный анализ выделенных магматических формаций с близкими по составу формациями других регионов Урала и платформенных областей.

В истории геологического развития магматизма и тектоники района выделяется четыре основных этапа: рифтовый (кембрий – ранний ордовик), океанический (ордовик), островодужный (ордовик – девон) и коллизионный орогенный (поздний девон – карбон – пермь).

Таким образом, в ордовике – перми Нязепетровская структурно-формационная зона прошла геодинамический цикл Уилсона. Однако геологическая летопись этого цикла сохранилась лишь в виде фрагмента, представленного следующим вертикальным рядом вулканических формаций: базальтовая (спилит-диабазовая), базальт-андезит-базальтовая, габбро-диоритовая, трахибазальт-трахитовая. Параллельно развивались дунит-гарцбургитовый, дунит-пироксенитовый, габбро-диоритовый и габбро-сиенитовый магматические комплексы, из которых первый сходен с фрагментом офиолитовой ассоциации, а последующие — с фрагментами палладиеносной ассоциации расслоенных интрузий Платиноносного пояса.

Орогенный этап восточной части Уфимского амфитеатра характеризуется интенсивными шарьяжными перемещениями и отсутствием здесь продуктов гранитоидного магматизма.

Ведущими полезными ископаемыми Нязепетровского района считаются железо, ванадий, фосфор, медь и золото. Однако этот список неполон. При описании вещественного состава, промышленной ценности и генезиса рудоносных пироксенитов Суроямского массива показано, что это комплексное сырье, содержащее целый спектр извлекаемых элементов — железо, титан, ванадий, фосфор, медь, золото, платиноиды. Прогнозные ресурсы месторождения по главным компонентам весьма велики (см. выше).

Несмотря на то, что описываемый комплекс расположен на западном склоне Урала, он имеет следующие признаки, присущие Тагильской энсиматической дуге и отличающие его от эпиконтинентальных:

- отсутствие редкометалльных карбонатитов и других пород, типичных для УЩКК, в щелочных и ультраосновных массивах;
- пространственное совмещение кремнисто-спилит-диабазовой и дунит-гарцбургитовой формаций, образующих офиолитовую ассоциацию;

- наличие островодужной серии, представленной базальт-андезит-базальтовой и комагматичной ей габбро-диоритовой формациями;
- наличие трахибазальт-трахитовой серии, образующейся на поздней стадии островодужного процесса и аналогичной туринской свите;
- присутствие магматических пород, аналогичных по составу и металлогении фрагменту палладиеносной ферропироксенит-габброноритовой ассоциации Платиноносного пояса Тагильской зоны.

Тем самым еще раз подчеркивается аллохтонный характер Нязепетровской зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамович И.И., Бурдэ А.И., Вознесенский В.Д., Унксов В.А. Геодинамические реконструкции. Л.: Недра, 1989. 278 с.

Ананьева Е.М., Дорофеев В.В., Гороневич Е.Б. Гипербазиты Урала в физических полях // Вопросы разведочной геофизики. Свердловск, 1967. С. 130–143 (Труды / Свердловский горный институт им. В.В. Вахрушева; Вып. 50).

Белковский А.И., Селиверстов Г.Ф. О формационной принадлежности Суоямского щелочно-ультраосновного массива (Средний Урал) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 13. С. 660–663.

Богатиков О.А., Дмитриев И.Д., Рябчиков И.Д. Магмообразование на границе океан – континент // Записки ВМО. 1983. Т. 112, Вып. 2. С. 153–163.

Бородин Л.С. Проблема формаций щелочных пород // Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974. С. 120–157.

Бороздина Г.Н. История геологического развития Тагильской мегазоны Среднего и Южной части Северного Урала в раннем палеозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Екатеринбург, 2006. 22 с.

Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Южного Урала. Екатеринбург: Наука, 1993. 79 с.

Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.

Васильев Ю.Р., Дымкин А.М., Золотухин В.В. и др. Проблемы генезиса магнетитового оруднения в щелочно-ультраосновных комплексах // Генезис оруднения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979. С. 30–47 (Труды / ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 151).

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, 1975. 270 с. (Труды / Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 166).

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С. Палладиеносный пояс Урала // Минералогия Урала–2007: Сборник научных статей. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 9–14.

Гладких В.С., Жук-Почекутов К.А., Леонтьев Л.Н. Редкие элементы в щелочной эффузивной ассоциации Маймеча-Котуйской провинции // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965. С. 91–126.

Грицук А. Н. Петрогеохимические особенности и рудоносность Таловского габбро-гипербазитового массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / МГУ. М., 2003. 25 с.

Додин Д.А., Ланда Э.А., Лашаренков В.Г. Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения М.: ООО «Геоинформцентр», 2003. 409 с.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала к проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 230 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала; Вып. 13. Л., 1967. 336 с.

Ефимова Л.П. Геологическая позиция и возраст Суроямского гипербазитового массива на западном склоне Урала // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 5. С. 1160–1163.

Живкович А.Е., Чехович П.А. Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра. М.: Наука, 1985. 184 с.

Жилин И.В. Состав и структурное положение вулканогенных пород Нязепетровского района // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 269–271.

Жилин И.В. Au-Rt-Pd специализация апатит-титаномagnetитовых руд Суроямского щелочно-ультраосновного массива (Западный склон Урала) // Металлогения древних и современных океанов. Условия рудообразования: Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006 а. С. 214–217.

Жилин И.В., Селиверстов Г.Ф. Петрологические особенности щелочных вулканогенных пород Нязепетровского района // Геология и полезные ископаемые: Тез. / 3-я Уральск. конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971. С. 112.

Жилин И.В., Селиверстов Г.Ф. Трахибазальт-пикритовая ассоциация Нязепетровского района (западный склон Урала) // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197, № 3. С. 686–688.

Жилин И.В., Селиверстов Г.Ф. Палеозойский магматизм юго-восточной части Уфимского амфитеатра (Нязепетровский район) // Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972. С. 180–182 (Труды / ИГГ УНЦ АН СССР; Вып.95).

Жилин И.В., Селиверстов Г.Ф. Щелочной вулканизм Нязепетровского района // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала Уфа, 1973. С. 150–159 (Вопросы геология восточной окраины Русской платформы и Южного Урала; Вып. 21).

Жилин И.В., Селиверстов Г.Ф., Петров В.И. Новые данные о внутреннем строении Нязепетровского антиклинория // Материалы к первой Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967. С. 21.

Жилин И.В., Селиверстов Г.Ф., Петров В.И. Палеозойский магматизм Нязепетровского района // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 15–30 (Труды / ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 106).

Жилин И.В., Фоминых В.Г. Щелочной метасоматоз Суроямского гипербазитового массива на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 465–467.

Жилин И.В., Фоминых В.Г., Селиверстов Г.Ф., Петров В.И. Щелочные породы и метасоматиты Суроямского апатит-титаномagnetитового месторождения // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979. С. 101–111 (Труды / Ильменский государственный заповедник УНЦ АН СССР; Вып. 26).

Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала / Уральская геолого-съемочная экспедиция. Екатеринбург, 2001. 199 с.

Золоев К.К., Рапопорт М.С., Попов Б.А. и др. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981, 256 с.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строения Урала: Дис.... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 254 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 231 с.

Карпинский А.Н. Геологические исследования, проведенные на Урале летом 1883 года // Собр. соч. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1939. С. 15–26.

Краснобаева А.А., Баталова О.В. Некоторые особенности геологического строения земной коры Уральской геосинклинали в районе г. Нязепетровска (по электромагнитным данным) // Тез. докл. / 3-е Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1974. Т. 1. С. 26–27.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.

Малахов И.А. Расчет формул минералов и использование их типохимизма для выявления генетической природы и формационной принадлежности пород: Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. 228 с.

Малахова Л.В. Петрология Тагильского сиенитового массива. Свердловск: ИГ УФАИ СССР, 1966. 140 с.

Миронов Ю.В., Ельнова Е.А., Зорина Ю.Г. Значение и возможности петрохимических исследований для реконструкций обстановок колчеданообразования // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 130–137.

Нейман-Пермякова О.Ф. Геология Нижнесергинского района // Тезисы докладов 17-й сессии МГК. Л., М.: ОНТИ НКТП, 1937. С. 50–51.

Петров Г.А. Геология и минералогия зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 2006. 195 с.

Плохих И.А., Жилин И.В. Петрофизика Суоямского месторождения вкрапленных апатит-титаномagnetитовых руд // Петрофизические исследования: Сборник научных трудов УИФ УрО РАН. Свердловск, 1993. С. 25–43.

Полтавец Ю.А., Сазонов В.Н., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. Закономерности распределения благородных металлов в рудных парагенезисах Волковского габбрового массива (Средний Урал) // Геохимия. 2006. № 2. С. 167–190.

Попов В.С. История формирования Уральского подвижного пояса в свете новых геохронологических данных // Геодинамика подвижных поясов Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 238–242.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 309–342.

Пучков В.Н. Докембрийские офиолиты Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: 12-е чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006 а. С. 121–129.

Пучков В.Н. Очерк минерагии Урала // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006 б. С. 295–322.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Геология аллохтонных батинальных комплексов Уфимского амфи-театра. Свердловск, 1982 а. 61 с.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Нязепетровского района // Ежегодник–1981 / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1982 б. С. 5–8.

Пучков В. Н., Перес-Эстаун А., Браун Д., Альварес-Маррон Х. Краевой складчато-надвиговый пояс орогена: структура и происхождение (на примере Башкирского Урала) // Вестник ОГГГН РАН. 1998. № 1(3), С. 70–99 (электронный журнал в Интернет: <http://www.scgis.ru>).

Ронкин Ю.Л., Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. и др. Sr-Nd систематика гранитоидов Уфалейской зоны (Ю. Урал) // Ежегодник–2005 / ИГГ УНЦ РАН. Екатеринбург, 2006. С. 318–322.

Румянцева Н.А. Вулканические формации Урала — индикаторы геодинамических обстановок // Типы магматизма Урала: Информационные материалы. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1987. С. 46–54.

Румянцева Н.А., Смирнов Ю.Д. Формационный анализ магматических образований западного склона Урала // Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972. С. 9–19.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с.

Селиверстов Г.Ф., Жилин И.В., Петров В.И. Суоямское месторождение ванадий-апатит-титаномагнетитовых руд // Разведка и охрана недр. 1969. № 8. С. 8–11.

Селиверстов Г.Ф., Жилин И.В., Петров В.И. О пологих надвигах на западном склоне Урала // Геотектоника. 1971. № 3. С. 57–61.

Селиверстов Г.Ф., Жилин И.В., Петров В.И., Гоголан А.М. Некоторые вопросы тектоники восточной части Уфимского амфитеатра // Геология и полезные ископаемые Урала: Тез. докл. / 2-я Уральск. конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1969. С. 134.

Селиверстов Г.Ф., Жилин И.В., Петров В.И., Гоголан А.М. О тектоническом покрове в восточной части Уфимского амфитеатра // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190, № 6. С. 1430–1433.

Селиверстов Г.Ф., Жилин И.В., Петров В.И., Гоголан А.М. О возрасте ультрабазитов восточной части Уфимского амфитеатра // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала Уфа, 1973. С. 160–161 (Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала; Вып. 1).

Смирнов Г.А. Уфимский амфитеатр. Т. 1: Стратиграфическое описание. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 173 с.

Смирнов Ю.Д., Боровко Н.Г., Вербицкая Н.Д. и др. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 200 с.

Смирнов В.Н., Бороздина Г.Н., Десятниченко Л.И. и др. О времени раскрытия Уральского палеоокеана (биостратиграфические и геохимические данные) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 6. С. 755–761.

Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначев В.И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. 176 с.

Таланцев А.С. Новые данные о нефелиновых сиенитах Нязепетровского района // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. 3. С. 133–139.

Удовкина Н.Г., Белоусов Г.Е. Платиноиды в гранатовых перидотитах и эклогитах различного генезиса // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. / 4-ая Уральск. петрогр. конф. Т. 2. Свердловск, 1981. С. 173–174.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро П. Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма в свете новых петрологических и геохимических данных // Петрология. 1998. Т. 6, № 5. С. 451–477.

Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967. 63 с.

Фоминых В.Г., Холоднов В.В. Особенности состава апатита в условиях образования титаномагнетитового оруденения Волковского габбрового массива на Среднем Урале // Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 89–97.

Фредерикс Г.Н. Тектоника Уфимского плато // Записки Минер. об-ва. Нов. сер. 1932. Т. 61, Вып. 1. С. 17–21.

Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 2003. 494 с.

Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.

Чурилин Н.С. Базальт-трахитовая формация Урала // Сов. геология. 1969. № 1. С. 93–101.

Шатский Н.С. Очерк тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала // Зап. МОИП. Нов. сер. 1945. Вып. 2 (6). С. 24–28.

Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаев В.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 12–13. С. 21–28.

Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Еремина М.В. Состав титаномагнетита в базитах и ультрабази-
тах Урала. Свердловск, 1965. 98 с. (Труды / Ин-т геологии УФАИ СССР; Вып. 78).

Язева Р.Г. Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов
Уральской эвгеосинклинали. Свердловск. УИЦ АИ СССР, 1985. 64 с.

Brown D., Juhlin C., Tryggvason A., Friberg M., Rybalka A., Puchkov V., and Petrov G. Structural
architecture of the southern and middle Urals foreland from reflection seismic profiles // *Tectonics*. 2006.
Vol. 25. P. 1–5.

Pearce J.A., Peate D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annu.
Rev. Earth Planet. Sci.* 1995. V. 23. P. 251–285.

Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The TiO_2 – K_2O – P_2O_5 diagram: A method of discriminating
between oceanic and non-oceanic basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 24. P. 419–426.

ПРИЛОЖЕНИЯ

**Таблицы химических анализов пород и минералов
Нязепетровской зоны**

Приложение 1
Средние химические составы пород вулканогенных формаций, мас. %.

Порода	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Базальтовая формация													
Базальты высокотитанистые (Л)*	12	46,49	2,53	14,50	4,56	7,58	0,15	6,76	9,44	3,37	0,26	0,19	99,66
Базальты умеренно-титанистые (Л)	13	47,95	1,43	15,39	2,80	8,28	0,16	6,64	8,45	3,55	0,81	0,16	99,53
Кератофиры (С-Д)	1	62,06	0,37	16,00	0,69	3,12	0,08	3,75	4,05	8,07	0,58	0,23	100,84
Липарито-дациты (П)	1	68,40	0,29	12,01	0,41	4,55	0,15	1,70	3,36	5,66	0,33	0,42	98,48
Базальт-андезит-базальтовая формация													
Базальты (Л)	7	48,57	0,74	17,20	3,09	6,83	0,11	6,39	9,94	2,85	0,95	0,18	99,03
Базальты (П)	3	49,75	0,71	16,53	2,36	6,15	0,11	5,75	8,87	3,51	0,44	0,25	98,89
Базальты (С-Д)	5	51,42	1,01	15,77	3,08	7,40	0,20	6,12	6,76	3,78	0,58	0,23	99,60
Андезиты (С-Д)	2	61,55	0,92	14,84	3,21	3,62	0,16	2,66	3,86	5,77	0,20	0,50	99,95
Дациты (С-Д)	2	67,10	0,56	13,70	0,94	5,08	0,14	2,02	2,60	3,92	1,41	0,20	98,73
Липариты (С-Д)	1	77,60	0,28	10,25	0,98	2,75	0,05	5,15	0,53	4,88	0,56	0,10	100,34
Трахибазальт-трахитовая формация													
Трахибазальт-базальты-муджиериты (С-Д)	5	51,24	0,55	15,47	3,57	5,52	0,12	6,25	8,11	4,49	0,30	0,05	99,33
Базальт-пикриты (Э)	6	45,70	0,71	8,45	5,44	5,40	0,18	16,23	12,07	1,06	0,69	0,25	100,16
Трахибазальты (Э)	1	48,13	0,75	13,54	4,48	4,32	0,15	6,66	10,98	1,75	3,43	0,73	99,00
Лимбургиты (С-Д)	1	43,46	0,48	9,50	3,40	7,30	0,18	14,13	12,36	0,55	3,00	0,60	98,84
Трахибазальты (С-Д)	4	47,58	0,86	12,34	4,43	5,71	0,20	7,34	12,40	0,78	5,01	0,62	99,81
Трахиандезиты (С-Д)	7	56,81	0,47	18,27	2,30	3,41	0,27	1,69	3,00	3,59	6,96	0,35	99,25

Примечания: фашии: Л — лавовая, П — пирокластическая, Э — эксплзивная, С-Д — субвулканическая, дайковая; n — количество анализов.

Химические составы пород базальтовой формации, мас. %

№№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	FeO'	f _ж	
																Лавовая фация. Базальты
1	36/2	45,63	2,11	12,44	3,08	9,47	0,12	7,48	10,28	2,68	0,73	0,17	4,83	101,0	12,24	47
2	76/44	45,86	1,88	15,70	1,86	7,59	0,14	5,78	8,46	3,83	0,42	0,18	7,30	99,00	9,29	47
3	15/39	46,10	1,26	17,55	2,60	8,06	0,18	5,64	9,80	3,89	0,04	0,14	4,34	99,60	10,40	52
4	146/54	46,12	2,08	12,26	6,88	7,75	0,18	5,51	10,08	3,00	0,66	0,14	4,78	99,44	13,94	59
5	2902	46,38	0,90	16,33	2,01	6,30	0,18	8,72	11,86	2,38	0,86	—	4,23	100,15	8,11	35
6	7195	46,40	1,40	14,85	1,45	11,47	0,17	8,88	7,43	1,90	0,41	—	3,83	98,19	12,77	45
7	24/105	48,40	1,30	16,43	2,42	9,20	0,19	5,05	5,78	4,80	0,90	0,14	4,24	98,85	11,38	56
8	55/31	48,40	1,44	15,25	2,32	8,73	0,19	7,69	7,14	3,03	1,39	0,09	3,46	99,13	10,82	45
9	916	48,52	0,90	17,14	2,73	7,20	0,18	6,97	10,40	2,14	1,73	—	2,61	100,52	9,66	44
10	3/226	48,96	1,33	13,33	1,67	9,80	0,10	8,21	9,62	3,41	0,30	0,05	2,40	99,18	11,30	43
11	26/116	49,68	1,20	17,48	3,17	8,32	0,21	4,34	7,18	4,80	1,55	0,30	1,80	100,03	11,17	60
12	1/65	49,92	1,31	16,15	2,33	7,56	0,17	6,51	5,90	5,02	1,05	0,17	2,61	98,71	9,66	46
13	7055	53,06	1,50	15,14	3,88	6,07	0,13	5,59	5,90	5,26	0,55	0,21	2,46	100,14	9,56	49
Пирокластическая фация. Туфы липарито-дацитового состава																
14	4741	68,40	0,29	12,01	0,41	4,55	0,15	1,70	3,36	5,66	0,33	0,42	1,20	98,48	4,92	62
Субвулканическая (дайковая) фация. Кератофиры																
15	725	62,06	0,37	16,00	0,69	3,12	0,08	3,75	4,05	8,07	0,58	0,23	1,84	100,84	3,74	35

Примечания: 3612 — среднезернистый диабаз с титан-авгитом; 76/44,5 — спилитовидный гялобазальт; 15/39 — вариолит; 164/54 — спилитовидный диабаз с титан-авгитом; 2902 — диабаз; 7195 — пироксен-плагиоклазовый гялобазальтовый порфирит; 24/105 — гялобазальт; 55/31,2 — палеотрахилит; 916 — пироксен-плагиоклазовый диабазовый порфирит; 3/226 — мелкозернистый диабаз; 26/116 — вариолит; 1/65 — крупнозернистый плагиоклазовый диабазовый порфирит с титан-авгитом; 7055 — плагиоклазовый спилитовидный порфирит с титан-авгитом; 4741 — роговообманково-плагиоклазовый порфирит липарито-дацитового состава; 725 — кератофир

ПРИЛОЖЕНИЕ 3
Химические составы пород базальт-андезит-базальтовой формации, мас. %

№№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	Г.ж	
Лавовая фация. Порфириды базальтового состава															
1	46.31	0.78	17.01	2.46	7.00	0.08	10.70	9.51	3.45	0.16	0.15	2.29	99.90	32	
2	46.94	0.73	13.47	4.33	6.89	0.21	7.40	12.95	1.84	0.66	—	3.24	98.66	46	
3	47.80	0.67	16.21	3.92	6.90	0.09	6.49	10.73	2.64	1.05	0.17	2.49	99.16	47	
4	48.13	0.78	18.94	2.07	8.66	0.08	5.89	9.48	2.36	0.98	0.15	1.80	99.32	50	
5	48.83	1.00	18.95	2.64	6.64	0.08	4.35	10.12	3.39	0.91	0.02	2.17	99.10	53	
6	50.93	0.45	15.13	4.44	5.54	0.12	6.64	10.10	2.49	1.49	0.41	0.16	98.90	45	
7	51.05	0.77	20.60	1.80	6.17	0.12	4.25	6.70	3.70	1.42	0.29	3.10	98.97	56	
Пирокластическая фация. Туфы порфиритов базальтового состава															
8	47.50	0.64	15.36	2.58	6.70	0.06	7.64	11.78	2.77	0.46	0.20	3.23	98.92	40	
9	38/48.5	48.96	0/30.71	16.96	2.84	6.69	0.15	5.84	6.61	4.24	0.61	0.17	4.89	98.67	41
10	105/46.9	52.80	0.78	17.26	1.68	0.13	3.77	9.22	3.52	0.26	0.39	4.23	99.10	40	
Субвулканическая (лайковая) фация. Порфириды базальтового, андезитового, лагитового и порфиры липаритового состава															
11	7130	47.63	1.31	16.89	2.85	9.80	0.22	7.29	5.65	3.98	0.83	0.30	3.63	100.38	50
12	7131a	48.23	0.66	11.52	4.41	5.69	0.13	10.07	15.02	0.87	0.38	0.35	2.83	100.16	35
13	4081	52.96	1.12	18.04	3.31	6.78	0.33	3.06	5.22	5.36	0.24	—	3.54	99.96	65
14	7152	53.40	1.09	16.99	2.23	7.58	0.15	5.41	4.23	4.01	1.34	0.20	2.43	99.06	51
15	7175a	54.90	0.86	15.42	2.61	7.18	0.17	4.77	3.66	4.69	0.13	0.29	3.50	99.18	53
16	4764	61.10	0.89	15.22	2.80	3.15	0.05	3.52	3.13	6.24	0.34	0.32	2.20	98.96	47
17	6622	62.00	0.95	14.46	3.62	4.08	0.26	1.79	4.60	5.30	0.06	0.67	3.22	100.01	70
18	7161	66.30	0.34	14.09	0.69	5.18	0.14	1.53	3.25	3.73	1.46	0.17	1.20	98.08	70
19	7153	67.90	0.78	13.30	1.19	4.99	0.13	2.50	1.96	4.11	1.36	0.22	0.91	99.35	60
20	3113	77.70	0.28	10.25	0.98	2.75	0.05	1.15	0.53	4.88	0.56	0.10	0.92	100.34	63

Примечания: 3332 — пироксеновый порфирит уралитизированный; 4613, 5331, 7148, 7282 — пироксен-плагиоклазовый порфирит; 7288 — пироксен-роговообманковый порфирит; 7140 — плагиоклазовый порфирит с обильными вкраплениями плагиоклаза; 3214, 38/48.5, 105/46.9 — псаммитовый туф плагиоклазового порфирита базальтового состава; 7130 — пироксеновый базальтовый порфирит; 7131a — пироксен-плагиоклазовый диабазовый порфирит; 4081, 7175a — плагиоклазовый порфирит андезит-базальтового состава; 7152 — пироксен-плагиоклазовый порфирит андезито-базальтового состава; 7161, 7153 — плагиоклазовый порфирит дацитового состава; 3113 — плагиоклазовый порфир липаритового состава.

Химические составы пород трахизабалыт-трахитовой формации, мас. %

№№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	F _ж	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Трахизабалыт-базальтовая ассоциация натриевой специализации. Субвулканическая (дайковая) фашия															
Трахизабалыт-базальтовые микропорфириты типа муджиеритов															
1	10055	49,60	0,43	15,30	3,56	5,90	0,08	6,80	9,80	3,45	0,48	0,08	3,78	99,26	43
2	10109	50,12	0,55	15,88	2,23	7,05	0,11	7,50	8,10	3,93	0,17	0,06	3,70	99,40	40
3	10075	50,43	0,58	16,34	3,90	5,16	0,13	5,67	8,95	4,86	0,27	0,02	3,20	99,51	46
4	10106	53,02	0,56	14,53	3,60	5,60	0,16	5,63	6,84	5,27	0,25	–	3,85	99,44	45
5	10072	53,06	0,62	15,29	4,57	3,91	0,12	5,64	6,85	4,96	0,32	–	3,77	99,11	44
Трахизабалыт-пикритовая ассоциация. Фашия эксплозивных брекчий															
Пикритовые и базальт-пикритовые порфириты (из обломков)															
6	3-92	42,89	0,65	7,82	6,06	5,75	0,20	18,81	10,91	0,40	0,17	0,22	5,71	99,59	25
7	3-61	44,95	0,78	8,38	5,78	5,55	0,18	17,39	11,49	0,65	0,90	0,26	3,95	100,26	26
8	3-62	45,06	0,70	8,25	6,36	5,44	0,18	17,03	11,93	0,70	1,00	0,27	3,60	100,52	27
9	3-81	45,48	0,75	8,75	5,27	5,35	0,16	16,22	12,22	1,00	1,00	0,25	3,96	100,41	26
10	3-82	47,34	0,65	7,49	5,22	5,40	0,18	14,19	14,54	1,60	0,31	0,25	3,32	100,49	28
11	3-91	48,49	0,78	10,02	3,96	4,94	0,15	13,79	11,35	2,03	0,75	0,25	3,36	99,87	26
Трахизабальтовые порфириты (обломков)															
12	3-80	48,13	0,75	13,54	4,48	4,32	0,15	6,66	10,98	1,75	3,46	0,73	3,96	99,00	42
Трахизабальт-трахитовая ассоциация калиевой специализации. Фашия субвулканических даек															
Лимбургиты															
13	67/19,7	43,46	0,48	9,50	3,40	7,30	0,18	14,13	12,36	0,55	3,00	0,60	3,88	98,84	30
Трахизабальтовые порфириты															
14	123/47	47,00	0,85	12,37	5,63	3,71	0,21	8,21	12,08	0,42	4,97	0,64	2,26	98,35	38

Трахандезитовые порфиры-трахитовые порфиры																
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
15	39/32	48,68	0,85	12,11	4,68	6,14	0,21	7,00	11,48	1,50	5,40	0,60	1,60	100,25	46	
16	5	47,53	0,80	14,52	5,38	5,24	0,18	6,23	11,58	0,55	5,66	—	2,23	99,90	48	
17	6	47,10	0,95	10,35	4,03	7,75	0,22	7,93	14,36	0,65	4,00	—	2,07	99,41	45	
18	10138	53,84	0,44	17,33	2,90	3,43	0,40	1,84	6,21	3,52	4,80	0,45	3,54	98,70	66	
19	4437	56,54	0,54	19,47	1,36	4,45	0,30	1,73	2,30	4,80	4,40	0,44	2,10	98,43	66	
20	6994	56,76	0,46	17,82	1,74	3,59	0,22	2,22	3,66	3,28	7,65	0,29	1,19	98,88	58	
21	1-64-215	57,74	0,45	18,63	3,23	2,66	0,16	1,23	2,18	4,85	6,59	0,25	0,42	100,08	73	
22	10224	57,75	0,50	17,06	2,18	3,47	0,26	1,43	2,44	2,24	9,32	0,46	2,33	99,44	70	
23	1-65-164	57,12	0,42	18,93	2,55	3,63	0,29	1,81	2,23	2,90	7,66	0,27	1,60	99,41	66	
24	6992	57,92	0,47	18,69	2,04	2,67	0,24	1,58	2,03	3,58	8,28	0,30	2,06	99,86	61	

Примечания: 10055, 10109, 10075 — пироксеновый трахизабальтовый микропорфирит; 10106, 10072 — плагиоклаз-пироксеновый трахизабальт-базальтовый микропорфирит; 3-92, 3-61, 3-62, 3-81, 3-82, 3-91 — оливин-пироксеновые пикритовые и базальт-пикритовые порфиры с крупными и многочисленными вкраплениями пироксена, а также оливина; 3-80 — трахизабальтовый порфирит; 67/19,7 — лимбургит; 123/47, 39/32, 5, 6 — пироксеновый трахизабальтовый порфирит; 10138 — плагиоклазовый андезит-трахитовый порфирит; 4437 — альбитизированный андезит-трахитовый порфирит; 6994, 1-64-215 — плагиоклазовый андезит-трахитовый порфирит; 10224, 1 — 65-164, 6992 — плагиоклазовый трахитовый порфир. $f_{ж}$ — коэффициент железистости: $f_{ж} = 100 \cdot (Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ ат. %. Химические анализы вулканогенных пород выполнены в Ново-Синеглазовской хим. лаборатории ЦГРЭ, 1964, 1965 гг.

Средние содержания петрогенных (мас.%) и малых (г/т) компонентов в породах вулканических формаций

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,66	48,57	61,55	67,10	48,13	56,81	49,50
TiO ₂	1,44	0,74	0,92	0,56	0,75	0,47	1,40
Al ₂ O ₃	15,21	17,20	14,84	13,70	13,54	18,27	15,70
Fe ₂ O ₃	2,72	3,09	3,21	0,94	4,48	2,30	2,27
FeO	8,49	6,83	3,62	5,08	4,32	3,41	8,22
MnO	0,17	0,11	0,16	0,14	0,15	0,27	0,18
MgO	6,83	6,39	2,66	2,02	6,66	1,69	7,71
CaO	8,56	9,94	3,86	2,60	10,98	3,0	11,30
Na ₂ O	3,36	2,85	5,77	3,92	1,75	3,59	2,65
K ₂ O	0,91	0,95	0,20	1,41	3,43	6,96	0,11
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,50	0,20	0,73	0,35	0,15
f _ж	48	47	59	65	42	66	
Rb	27	32	50	25	40	120	1,5
Sr	240	260	340	220	992	1000	129
Ba	100	200	100	200	813	2000	22
Zr	30	45	50	85	88	60	95
V	150	125	150	50	–	100	312
Cr	75	37	30	0	225	сл.	302
Co	30	23	30	10	34	10	41
Ni	40	16	10	10	64	сл.	113
Sc	52	38	52	26	–	сл.	–
Y	43	27	32	40	23	34	33
Sr/Rb	9	8	7	9	25	8	86
Nt/Co	1,3	0,7	0,3	1,0	1,8	–	2,7
n	0	6	10	15	22	20	416

Примечания: 1 — субщелочные толеитовые базальты базальтовой формации; 2–4 — базальт-андезит-базальтовая формация; 2 — базальтовые порфириты лавовой и пирокластической фаций; 3 — андезитовые порфириты субвулканической (дайковой) фации; 4 — дациты дайковой фации; 5–6 — трахибазальт-трахитовая формация; 5 — трахибазальты [Румянцева, 1987], 6 — трахиты; 7 — примитивные толеитовые базальты СОХ [Абрамович и др., 1989], n — количество анализов. Малые компоненты определены количественным спектроскопическим методом в ЦХЛ УТГУ, 1966 г.

**Средние химические составы и содержания
элементов-примесей в базальтах известково-щелочной
и субщелочной (шошонитовой) серий различных блоков
Уральской складчатой системы**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Породообразующие окислы, масс. %							
SiO ₂	51,74	51,70	50,99	48,57	50,30	51,31	47,58
TiO ₂	0,70	0,80	0,76	0,74	0,88	0,96	0,86
Al ₂ O ₃	16,60	17,00	16,79	17,20	17,40	17,23	12,34
Fe ₂ O ₃	3,70	3,35	4,78	3,09	4,77	6,62	4,43
FeO	5,50	7,02	5,60	6,83	5,10	5,74	5,71
MnO	0,13	0,17	0,14	0,11	0,16	0,06	0,20
MgO	5,20	6,73	7,18	6,39	4,42	4,59	7,34
CaO	8,50	9,65	9,73	9,94	6,32	6,22	12,40
Na ₂ O	3,10	2,80	2,81	2,85	3,42	4,74	0,78
K ₂ O	0,94	0,53	1,02	0,95	3,44	2,22	5,01
P ₂ O ₅	–	0,13	0,20	0,18	0,82	0,30	0,62
FeO/MgO	1,70	1,49	1,38	1,50	2,12	2,55	1,32
n	65	123	72	10	30	16	5
Элементы–примеси, г/т							
Rb	17–30	12	5–32	32	26	75	40
Sr	410–700	210	230–650	260	1000	750	992
Ba	235	750	750	200	820	820	813
Zr	73–115	50	95–128	45	63	65	88
V	200	173	205–210	125	–	110	–
Cr	10–127	75	58–75	37	55	34	225
Co	20–30	20	32–45	23	35	15	34
Ni	11–32	31	40–62	16	40	18	64
Y	27	35	22	27	19	25	23
Ni/Co	0,55	1,55	1,50	0,69	1,14	1,20	1,88

Примечания: 1 – базальты именовского комплекса Тагильской мегазоны [Язева, 1985]; 2 – базальты улутауского комплекса позднего живета – раннего франа Учалино-Александринской зоны [Бочкарев, Сурин, 1993]; 3 – базальты нововоронинского комплекса позднего франа [Бочкарев, Сурин, 1993]; 4 – базальты малоуказарского комплекса позднего силура – раннего девона; 5 – трахибазальты ранне-среднедевонского туринского комплекса Тагильской мегазоны [Румянцева, 1987]; 6 – трахибазальты верхнеуральского комплекса раннего фамена [Бочкарев, Сурин, 1993]; 7 – трахибазальты нязинского комплекса среднего девона; n – количество анализов.

Результаты химического анализа вулканитов Нязепетровского района

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
NZ-1	50,55	0,60	17,55	4,20	5,12	0,16	11,36	5,00	1,79	1,10	0,83	1,64	99,98
NZ-2	48,65	0,60	19,24	4,00	5,74	0,16	9,24	7,00	2,25	1,02	0,13	2,08	100,10
NZ-4	47,00	0,72	20,80	3,00	7,18	0,17	9,24	5,40	1,79	1,02	0,99	4,00	100,35
NZ-5	52,10	0,69	15,96	3,40	6,47	0,17	9,24	6,60	1,35	1,88	0,18	1,26	99,30
NZ-6	47,75	0,63	13,30	3,70	7,90	0,18	8,52	10,00	1,80	1,25	0,79	4,00	99,88
NZ-6 в	46,10	0,60	14,14	4,03	6,47	0,15	8,52	9,20	2,24	1,88	1,20	4,94	99,47
NZ-7	47,80	0,80	14,10	3,05	6,25	0,19	12,21	6,60	1,80	2,50	0,79	3,88	99,97
NZ-8	57,65	0,60	19,99	1,30	1,79	0,06	3,40	1,80	4,05	6,48	0,90	1,28	99,30
NZ-9	58,40	0,61	19,30	2,00	1,79	0,06	2,84	2,40	3,47	3,78	1,26	3,64	99,18
NZ-9а	47,00	1,64	14,87	3,38	8,62	0,21	11,36	8,00	1,80	1,00	0,14	2,16	100,18
NZ-10	47,00	0,90	15,36	2,50	7,18	0,31	11,04	8,40	1,80	1,13	0,08	4,08	99,78
NZ-10 в	47,00	1,79	15,06	3,00	9,00	0,21	10,36	7,10	2,24	0,50	0,14	3,00	100,40
NZ-11	48,10	1,79	14,14	2,78	8,62	0,23	10,50	7,40	2,24	1,00	0,74	1,82	99,88
NZ-12	52,00	0,77	18,50	2,81	3,59	0,12	7,10	4,40	4,05	1,25	1,10	3,96	99,69
NZ-12а	48,30	0,75	19,78	2,77	3,23	0,11	8,80	6,20	3,59	1,88	0,16	3,76	100,33
NZ-12в	50,00	1,02	19,36	2,41	3,59	0,10	9,24	4,60	3,59	1,88	0,87	3,02	99,68
NZ-14	49,60	0,80	19,36	2,40	6,49	0,15	9,24	4,60	2,24	1,03	0,87	2,94	99,72
NZ-15	49,40	0,80	18,55	5,46	3,59	0,16	10,50	5,00	1,50	1,88	0,82	1,82	99,47

Примечание: аналитик С.А. Ягулина (хим. лаборатория ИГ УНЦ РАН).

ПРИЛОЖЕНИЕ 8
Результаты нейтронно-активационного анализа вулканитов Нязепетровского района

Обр.	Na %	K %	Rb ppm	Cs ppm	Ca %	Sr ppm	Ba ppm	Sc ppm	Cr ppm	Fe %	Co ppm	Ni ppm	Zn ppm	Se ppm	As ppm	Sb ppm	Th ppm	U ppm	Br ppm	Hf ppm	Zr ppm	Au ppm	Ag ppm
NZ-1	2,47	0,81	27,3	2,6	6,55	960	255	34,3	141,1	6,32	30,0			0,98	6,74	0,57	0,52	1,3	2,47	1,46	9	0,038	2,01
NZ-2	3,47	1,41		3,08	5,08	175	565	37,9	148,1	7,07	34,2	230		5,8	3,03	0,77	0,34	7,51	4,21	1,61	75		4,03
NZ-4	2,62	0,9		1,49	5,92	230	160	38,8	26,9	7,72	34,4	490		6,97	7,73	1,31	0,41	7,34	0,33	2,48	145		
NZ-5	2,42		19,3	2,22	6,39	540	150	37,2	145,5	7,11	32,6	100		2,11	14,6	0,36	4,83	0,8	0,24	1,05	77		
NZ-6	2,33		61,1		5,76	265	315	35,2	480,6	8,19	54,3	290		0,12	0,93	2,43	2,71	7,65		0,6	160		
NZ-6b	2,48		102,7	1,64	4,07	410	510	28,8	542,5	7,64	48,4	410		3,5	1,8	0,27	3,54	4,07		1,88	24		
NZ-7	2,23	4,29			7,48	470	65	41,0	200,5	6,63	31,6	340		0,17	7,92	0,84	2,1	4,13	0,28	0,52	155		
NZ-8	3,85	8,1	49,5	0,43	2,17	1440	1370	3,44	93,6	3,05	11,8	50	30	2,72	6,2	2,18	6,52	9,3	0,12	3,57	33		
NZ-9	3,03	2,61	165,6	1,85	1,62	630	290	14,7	33,0	3,36	9,22		30	0,26	7,22	1,28	6,74	3,66	0,27	3,65	13	0,026	
NZ-9a	2,41			1,19	6,28	650	87	43,9	262,0	8,1	48,6			0,42	3,27	0,15	0,8	5,04		1,12			
NZ-10	1,82		94,6	4,06	6,3	585	335	46,6	388,0	6,17	48,7	1720	40	3,51	19,3	0,85	0,082	11,8	2,6	3,21	99		
NZ-10b	2,26	0,73		0,46	5,73	315	160	43,3	281,3	8,92	46,0	290		0,56	3,3	1,1	0,39	7,17	0,25	2,48	135		1,25
NZ-11	2,67		26,1	1,7	5,52	145	330	47,2	179,8	7,32	44,4			0,94	1,91	1,6	0,8	1,74	0,24	1,21		0,032	7,46
NZ-12	3,63	0,52			3,55	325	170	42,8	68,6	4,4	18,2			4,5	6,44	1,38	1,17	20,0	0,14	1,53	57	0,035	
NZ-12a	3,22	2,24	32,1	1,65	4,51	470	280	40,5	46,8	4,1	16,9	170		1,04	4,48	1,31	0,12	6,44	1,9	2,67			
NZ-12b	2,91	1,85	41,8	4,66	4,77	370	555	41,4	62,0	4,02	17,4	160		0,96	1,02	2,43	0,57	7,76	0,57	0,97			
NZ-14	2,57		56,1	0,95	5,41	230	275	28,7	65,5	6,53	34,0			2,81	2,87	1,07	1,11	4,35	5,67	1,1	150	0,009	
NZ-15	0,36	3,98		1,77	4,05	130	5	30,2	72,2	5,95	24,0	560		3,88	3,28	0,62	0,13	3,26	1,48	0,24	29	0,01	

Примечание: аналитик Д.Ю. Сапожников (хим. лаборатория ГЕОХИ РАН).

Средние химические составы пород интрузивных формаций, мас. %

Порода	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1. Пироксенит-перидотитовый комплекс													
Аполеридотитовые серпентиниты	3	37,40	0,15	1,48	10,00	3,82	0,24	33,96	0,98	0,09	0,17	0,07	99,91
Клинопироксениты	1	46,83	0,11	2,67	1,42	4,26	0,08	17,68	21,42	0,47	0,29	0,09	99,72
Клинопироксениты рудные	31	37,55	1,18	5,01	12,14	7,43	0,18	11,64	18,87	0,51	0,45	1,49	99,27
Верлиты	3	44,00	0,29	2,41	5,89	4,47	0,16	24,40	12,28	0,24	0,18	0,15	100,42
2. Габбро-диоритовый комплекс													
Габбро и габбро-диориты	9	47,3	0,75	13,7	4,70	6,32	0,15	7,76	13,25	2,08	1,72	0,45	99,48
Диориты и кварцевые диориты	4	53,81	0,31	17,69	2,86	4,15	0,09	3,95	6,71	3,81	1,87	0,29	99,18
Граниты	2	71,1	0,13	16,32	0,63	0,92	0,04	0,26	1,34	4,85	3,26	0,03	99,17
3. Габбро-сиенитовый комплекс													
Монцо-габбро	3	53,57	0,31	12,27	2,50	5,44	0,04	8,21	11,91	2,88	1,58	0,23	98,62
Сиенито-диориты	2	56,62	0,53	18,46	2,53	3,67	0,12	2,20	5,52	4,03	4,16	0,25	99,21
Сиениты и нефелиновые сиениты	24	56,21	0,25	20,20	1,29	2,16	0,11	0,72	2,36	5,10	7,76	0,10	98,89
4. Метасоматиты, генетически связанные с щелочным магматизмом													
Клинопироксениты калишпатизированные	8	45,23	0,90	16,36	4,29	6,74	0,19	4,42	10,40	2,87	4,02	0,50	99,23

Примечание: n — количество анализов.

Приложение 10

**Средний нормативный минералогический состав
(по методу CYPW) базальтов различных формационных типов**

Минералы	1	2	3	4	5	6
Кварц	0,00	0,71	0,93	0,00	0,00	0,00
Ортоклаз	5,03	5,67	1,76	4,06	16,89	30,63
Альбит	28,63	22,41	37,38	8,89	0,00	0,85
Анортит	23,62	30,30	21,25	16,30	14,59	13,95
Диопсид	12,73	14,03	12,81	33,00	29,51	32,20
Гиперстен	7,30	10,61	10,45	10,94	0,00	0,00
Оливин	10,61	5,88	3,93	13,11	22,37	5,85
Ильменит	2,72	1,32	1,84	1,36	0,91	1,61
Магнетит	4,06	4,60	5,18	7,89	4,93	6,02
Нефелин	0,68	0,40	0,25	0,00	2,52	3,76
Апатит	0,46	0,46	0,13	0,59	1,41	1,46
n	13	7	5	6	1	4

Примечания: вулканические формации: 1 — базальтовая, 2 — базальт-андезит-базальтовая; 3–6 — трахибазальт-трахитовая, 3 — муджириты, 4 — базальт-пикриты, 5 — лимбургиты, 6 — трахибазальты; n — количество анализов.

Приложение 11

**Химический состав калиевых полевых шпатов из щелочных
цеолит-калишпатовых метасоматитов Суроямского массива,
мас. % (по материалам Л.П. Ефимовой [1971 г.]**

№ пробы	8323/34*	8322/53*	8331/20*
Компоненты			
SiO ₂	59,37	61,28	62,06
Al ₂ O ₃	19,83	19,51	20,06
Fe ₂ O ₃	0,13	0,54	0,25
MgO	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	1,65	1,06	0,89
K ₂ O	12,87	13,90	15,24
Na ₂ O	3,09	1,63	0,64
H ₂ O	0,17	0,10	0,35
п.п.п.	2,77	2,03	0,55
Сумма	99,88	100,05	100,04
Отношение K:Na:Ca	64:23:13	77:14:9	85:5:9
Ng	1,528	1,528	1,528
Np	1,517	1,517	1,517
Ng–Np	0,011	0,011	0,011

Примечания: * — в числителе номер скважины, в знаменателе — глубина отбора пробы, м; н/о — компонент не обнаружен. Анализы выполнены в лаборатории Ильменского заповедника

Химические составы (мас. %) и петрохимические характеристики пород пироксенит-перидотитового комплекса

Компоненты \ Название пород, №№ проб	Апогарцбургитовые серпентиниты			Верлиты серпентинизированные (с клинопироксеном)			Пироксениты безрудные
	148/48	9420	142	149/35	148/40	8287/78	8291/63,1
SiO ₂	37,24	38,26	36,72	43,23	44,22	44,56	48,63
TiO ₂	0,15	0,15	0,14	0,44	0,12	0,33	0,11
Al ₂ O ₃	2,12	1,20	1,11	2,76	2,06	2,42	2,67
Fe ₂ O ₃	9,65	9,27	11,10	7,38	4,98	5,30	1,42
FeO	4,10	2,39	4,96	5,94	3,60	3,86	4,26
MnO	0,23	0,28	0,21	0,19	0,18	0,10	0,08
MgO	34,23	35,80	31,84	21,43	27,70	24,08	17,68
CaO	0,11	0,10	2,73	12,47	9,80	14,58	21,42
Na ₂ O	0,11	0,15	сл.	0,39	0,17	0,15	0,47
K ₂ O	0,45	0,05	сл.	0,38	0,07	0,10	0,29
P ₂ O ₅	0,15	0,07	—	0,07	0,07	0,32	0,09
CO ₂	0,25	сл.	0,35	0,06	0,23	—	0,09
п.п.п.	11,18	12,80	10,07	0,23	7,11	4,60	0,94
Сумма	99,97	100,52	99,23	100,08	100,61	100,58	99,72
M/F	4,7	5,3	4,0	2,8	5,8	4,9	5,5
F _ж	17	14	19	25	14	17	15
f _м	1,64	1,68	1,61	0,98	1,08	0,97	0,64
h	68	78	71	53	55	55	23
FeO'	12,79	8,73	14,95	12,68	8,08	8,63	5,54

Примечания: M/F = MgO / (Fe₂O₃ + FeO + MgO); f_ж = 100 · (Fe₂O₃ + FeO) / (Fe₂O₃ + FeO + MgO) ат. %.; f_м = (Fe₂O₃ + FeO + MgO) / SiO₂; h = 100 · Fe₂O₃ / (Fe₂O₃ + FeO) ат. %; FeO' = FeO + 0,9 · Fe₂O₃; f_ж — железистость породы; f_м — коэффициент основности; h — степень окисленности.

Химические составы (мас. %) и петрохимические характеристики рудных пироксенитов Суоямского и Церковского массивов

Массивы	Суоямский							
№№ скважин и обнажений	33	35	35	36	36	36	36	38
Глубина отбора проб в скв. (м)	62,0–105,5	12,5–107,2	219,0–296,6	12,8–178,0	178,0–268,2	168,2–308,0	308,0–338,0	137,5–158,0
Компоненты								
SiO ₂	38,04	40,42	36,29	40,26	37,08	40,90	36,29	37,00
TiO ₂	1,13	0,92	1,38	1,00	1,11	0,90	1,13	1,11
V ₂ O ₅	0,09	0,07	0,14	0,06	0,12	0,11	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	4,25	2,90	5,11	3,04	3,25	3,36	4,42	4,26
Fe ₂ O ₃	11,74	11,72	12,45	11,93	11,96	12,06	12,70	10,22
FeO	7,41	6,19	7,68	7,24	7,01	6,74	7,21	7,31
MnO	0,29	0,14	0,38	0,15	0,17	0,17	0,28	0,18
MgO	11,35	12,33	9,60	12,11	11,24	12,33	10,26	11,46
CaO	17,88	19,09	18,18	18,33	18,63	18,03	19,24	18,94
Na ₂ O	0,62	0,44	0,68	0,52	0,26	0,55	0,63	0,55
K ₂ O	0,40	0,15	0,36	0,25	0,24	0,40	0,30	0,81
P ₂ O ₅	1,58	0,18	1,65	0,30	1,78	0,32	1,90	2,49
CO ₂	0,10	0,10	0,10	0,40	0,20	0,10	0,10	0,10
S	0,06	0,05	0,06	0,05	0,10	0,05	0,06	0,18
п.п.п.	2,25	1,70	2,02	2,09	3,85	1,78	2,19	2,10
Сумма	97,09	96,25	96,08	97,68	97,20	97,65	96,74	96,84
M/F	1,11	1,31	0,89	1,19	1,12	1,20	0,97	1,22
f _ж	47	43	52	45	47	44	50	45
f _м	0,84	0,80	0,83	0,82	0,85	0,81	0,85	0,84
h	60	63	60	59	60	62	60	56
FeO'	17,98	16,74	18,89	17,98	17,77	17,59	18,64	16,51

Массивы	Су р о я м с к и й							
№№ скважин и обнажений	38	38	44	44	44	46	46	46
Глубина отбора проб в скв. (м)	165,0–182,0	214,8–241,6	241,6–297,3	168,2–308,0	200,00–238,00	2,0–25,0	25,0–76,0	146,0–183,0
Компоненты								
SiO ₂	40,26	40,26	37,08	40,26	35,49	37,72	40,42	40,42
TiO ₂	0,92	0,95	1,31	0,93	1,11	1,13	0,92	0,90
V ₂ O ₅	0,07	0,10	0,12	0,07	0,10	0,08	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	3,73	3,70	3,82	3,67	4,47	3,51	3,15	4,34
Fe ₂ O ₃	11,23	11,58	11,62	10,40	12,82	11,53	11,52	11,70
FeO	6,60	6,60	7,01	8,09	7,17	5,08	6,40	6,70
MnO	0,18	0,19	0,24	0,14	0,23	0,20	0,16	0,17
MgO	12,33	12,33	11,13	12,87	11,02	10,80	12,66	12,22
CaO	18,63	17,88	19,09	18,79	18,94	20,76	18,63	17,73
Na ₂ O	0,62	0,55	0,58	0,34	0,46	0,42	0,47	0,65
K ₂ O	0,55	0,40	0,31	0,11	0,38	0,10	0,28	0,45
P ₂ O ₅	0,62	0,39	2,03	0,75	2,48	3,09	0,42	0,50
CO ₂	0,10	0,10	0,10	0,20	0,20	<0,10	0,20	0,20
S	0,05	0,05	0,13	0,05	0,18	<0,05	<0,05	<0,05
п.п.п.	1,73	2,01	1,97	1,97	2,21	1,94	1,66	1,67
Сумма	97,47	97,04	96,44	98,59	97,08	96,36	96,94	97,69
M/F	1,30	1,26	1,12	1,31	1,04	1,23	1,33	1,25
f _ж	43	44	47	44	50	44	43	44
f _м	0,80	0,81	0,84	0,84	0,90	0,77	0,81	0,80
h	60	61	60	54	54	67	62	61
FeO'	16,71	17,02	15,14	17,45	18,71	15,46	16,77	17,23

Массивы	Су р о я м с к и й							
№№ скважин и обнажений	46	8251	8253	8297	8252	8338	8297	8338
Глубина отбора проб в скв. (м)	183,0–242,0	51	32	74	62	128	77	254
Компоненты								
SiO ₂	37,88	33,59	34,50	35,06	35,46	36,14	36,50	36,88
TiO ₂	1,20	1,21	1,42	1,77	1,38	1,28	1,28	0,96
V ₂ O ₅	0,11	–	–	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	6,39	3,18	3,84	5,25	8,68	9,35	5,69	9,04
Fe ₂ O ₃	10,93	16,53	15,74	15,63	11,90	11,10	9,89	10,02
FeO	7,14	9,12	9,73	10,14	9,37	6,91	8,44	6,57
MnO	0,31	0,10	0,11	0,20	0,15	0,18	0,13	0,14
MgO	10,69	11,94	11,99	10,84	11,33	12,95	13,45	13,66
CaO	17,88	20,52	19,68	18,43	18,04	19,33	20,61	19,03
Na ₂ O	0,83	0,16	0,31	0,27	0,47	1,53	0,47	0,52
K ₂ O	0,65	0,06	0,06	0,05	0,97	1,53	0,47	1,32
P ₂ O ₅	1,44	3,26	2,12	1,33	2,02	0,27	2,30	0,97
CO ₂	0,20	сл.	–	сл.	–	0,36	сл.	0,32
S	<0,05	–	–	–	–	–	–	–
п.п.п.	2,20	0,38	0,23	0,33	0,51	0,40	0,10	0,78
Сумма	97,85	100,05	99,73	99,30	100,28	100,35	99,21	100,21
M/F	1,10	0,9	0,9	0,8	0,9	1,4	1,4	1,5
f _ж	45	53	53	56	50	42	42	39
f _м	0,80	–	–	1,21	0,96	0,92	0,94	0,91
h	58	62	59	58	53	59	51	58
FeO'	16,98	23,99	23,89	24,10	20,08	16,90	17,34	15,59

Массивы	Су р о я м с к и й							Церковский
№№ скважин и обнажений	8292	8255	10429	72676	8284	8290		5396
Глубина отбора проб в скв. (м)	42	42			8,5	39,6	Техно-логич. проба	
Компоненты								
SiO ₂	36,80	36,90	36,99	37,33	37,80	38,60	35,76	41,89
TiO ₂	1,33	1,18	1,37	1,33	1,46	1,19	1,48	1,06
V ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	6,51	5,17	7,36	7,49	8,08	4,08	4,05	8,79
Fe ₂ O ₃	10,56	10,28	12,36	11,27	14,38	14,57	13,92	4,60
FeO	9,61	8,73	5,87	9,10	6,62	8,64	7,66	9,77
MnO	0,16	0,12	0,09	0,23	0,27	0,11	0,11	0,13
MgO	11,05	11,24	11,32	11,02	8,23	13,28	11,86	13,34
CaO	17,74	19,61	21,42	18,43	17,80	18,21	19,78	15,80
Na ₂ O	0,53	0,59	0,48	0,52	1,28	0,35	0,28	1,04
K ₂ O	0,84	0,63	0,05	0,10	1,26	0,25	0,48	0,44
P ₂ O ₅	2,39	3,01	2,03	1,38	1,03	0,17	2,03	1,01
CO ₂	–	0,11	–	сл.	0	0,16	–	–
S	–	–	–	–	–	–	–	–
п.п.п.	1,46	1,33	1,16	2,10	2,40	0,10	1,35	1,23
Сумма	98,98	98,90	98,90	100,48	100,61	99,76	98,76	99,10
M/F	1,0	1,0	1,2	1,0	0,7	1,1	1,1	1,7
f _ж	49	47	46	49	57	48	49	37
f _м	0,90	0,85	0,84	0,87	0,75	0,98	0,97	0,75
h	49	51	66	53	66	60	62	30
FeO'	19,11	17,98	16,99	19,25	19,56	21,75	20,19	13,91

Примечание: анализы выполнены в Полевской хим. лаборатории УПГО, 1986 г.

Нормативный минералогический состав (по методу СУРМ) клинопироксенитов Суоямяского и Церковского массивов

№№ пп	Анортит	Диопсид	Гиперстен	Оливин	Ильменит	Магнетит	Нефелин	Апатит
Пироксениты								
Суоямяский массив								
1	8291/63,1	73,33	0,00	11,40	0,21	2,06	1,96	0,21
Пироксениты рудные								
1. Суоямяский массив								
2	8251/51	46,12	0,00	2,30	2,30	23,97	0,73	7,72
3	8253/38	44,65	0,00	8,22	2,70	22,81	1,42	5,02
4	8297/74	45,56	0,00	6,17	3,36	22,66	1,24	3,15
5	8252/62	29,88	0,00	13,83	2,62	17,25	1,98	4,78
6	Технол. проба	47,75	0,00	5,38	2,81	20,18	1,14	4,81
7	8338/128	18,08	0,00	17,65	2,43	16,09	2,09	0,64
8	8297/77	36,19	0,00	15,52	2,43	14,34	1,60	5,45
9	8338/254	23,66	0,00	17,92	1,82	14,53	2,38	2,30
10	8292/42	43,58	0,00	9,85	2,53	15,31	2,43	5,66
11	8255/42	48,03	0,00	7,85	2,24	14,90	2,53	7,13
12	10429	40,04	0,00	6,74	2,60	15,22	2,16	4,81
13	72676	43,81	0,00	8,76	2,53	16,34	2,38	3,27
14	8284/8,5	44,20	0,00	0,00	2,77	17,96	5,86	2,44
15	8290/39,6	52,86	0,00	7,35	2,26	21,13	1,43	0,40
2. Церковский массив								
16	5396а	43,21	0,00	18,05	2,01	6,67	4,54	2,39

Приложение 15

**Содержания редкоземельных элементов
в разных петрохимических типах перидотитов в структурах
восточного и западного склонов Среднего Урала, г/т**

№ пп	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
1	0,25	0,48	0,0061	0,29	0,10	0,10	0,20
2*	0,60	1,00	0,10	0,70	0,10	0,20 (в сумме)	
№ пп	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Сумма
1	0,039	0,29	0,07	0,25	0,048	0,34	2,59
2*	0,60	0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	4,00
0,6 (в сумме)							

Примечания: 1 — альпинотипный апогарцбургитовый серпентинит Таловского массива (зона ГУР), 2 — железистый апоперидотитовый серпентинит Суоямского массива. * — анализ выполнен в Институте минералогии УрО РАН, 2005 г.

Приложение 16

**Средние содержания (г/т) малых элементов в субщелочных
базальтах Нязепетровской и Тагильской зон [Румянцева, 1987]**

	n	Rb	Sr	Ba	Cr	Ni	Co	Zr	Y	Sr/Rb	Co/Ni
1	22	40	992	813	225	64	34	88	23	25	0,6
2	21	26	1000	820	55	40	35	63	19	38	0,9

Примечания: 1 — трахибазальты трахибазальт-трахитовой формации (Нязинский комплекс); 2 — то же, туринской свиты Центрально-Тагильской зоны; n — количество анализов.

**Содержания петрогенных (масс.%) и редких (г/т) элементов
в типичных образцах клинопироксенитов Платиноносного пояса (1),
Таловского (2) и Суоямского (3) массивов**

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1*	44,11	0,33	2,64	6,12	7,61	0,14	18,21	16,87	0,29	0,06	0,05	2,75	99,18
2	44,96	0,36	2,56	4,08	6,53	0,14	20,92	16,80	0,21	0,10	0,01	3,36	99,73
3*	43,25	0,78	4,67	5,52	6,11	0,23	19,25	16,30	1,20	0,52	0,54	1,50	99,87
	Li	Rb	Be	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
1	0,00	0,00	0,22	72,1	0,20	92,68	547,7	640,0	73,5	186,0	21,73	92,20	10,23
2		27,0		1395,0	255	71,9	480	630	80	220,0			
3	16,95	40,61	0,83	90,24	324,8	56,05	283,9	548,0	59,4	175,0	73,6	120,71	11,33
	Y	Zr	Hf	Mo	Sn	Pb	U	Th	La	Ce	Pr	Nd	Sm
1	9,51	14,37	0,60	0,18	1,40	1,48	0,06	1,80	2,31	5,24	1,15	6,36	2,17
2		115,0	2,33				4,10	0,23	1,60	4,40	0,71	3,92	1,43
3	14,93	36,77	1,16	0,38	3,01	4,86	0,35	2,43	18,58	37,66	5,35	25,39	6,07
	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма РЗЭ			
1	0,63	1,69	0,27	1,87	0,36	0,94	0,12	0,70	0,11	23,92			
2	0,31	2,50	0,37	2,09	0,45	1,24	0,18	0,98	0,16	20,37			
3	1,75	4,36	0,61	2,88	0,56	1,37	0,18	1,19	0,18	106,13			

Примечание: * — данные Г.Б. Ферштатера, 1998 г.

Химический состав железистых перидотитов различных массивов Урала и севера Сибирской платформы, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,40	35,68	37,41	38,10	37,90
TiO ₂	0,15	0,17	0,24	0,05	1,60
Al ₂ O ₃	1,48	1,38	3,82	0,20	2,04
FeO'	12,82	13,96	8,65	10,90	13,49
MnO	0,24	0,12	0,16	0,11	0,19
MgO	33,96	35,54	33,54	34,78	31,54
CaO	0,98	0,31	2,39	0,89	5,39
Na ₂ O	0,09	н.о.	0,03	–	0,23
K ₂ O	0,17	–	0,02	–	0,18
P ₂ O ₅	0,07	–	–	0,02	–
Cr ₂ O ₃	–	0,20	0,79	0,21	–
f _ж	17	18	14	15	19

Примечания: 1 — Суоямский массив; 2, 3 — Сарановский массив, западный склон Урала; 2 — по О.К. Иванову [1990]; 3 — по Ю.Д. Смирнову и др. [1977]; 4 — Аккермановский массив, Оренбургская область, зона ГУР [Варлаков, 1978]; 5 — Гулинский плутон Сибирской платформы [Васильев, Золотухин, 1975].

Приложение 19
Химические составы пород габбро-диоритовой формации, мас. %

№№ пп.	Ц е р к о в с к и й м а с с и в											Сумма	f _ж	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			п.л.п.
Габбро и габбро-диориты														
1	43,24	0,84	15,25	6,56	6,32	0,14	8,31	12,62	1,40	1,78	—	2,52	98,98	45
2	43,70	0,82	12,90	4,91	7,81	0,10	9,14	13,50	1,35	2,04	0,9	2,26	99,12	42
3	45,67	0,51	12,10	4,09	4,64	0,30	7,64	20,51	1,00	0,40	0,31	1,84	99,01	39
4	46,38	0,87	18,56	4,72	6,25	0,16	3,94	9,29	3,20	2,47	0,69	0,36	96,89	60
5	47,40	1,02	11,93	5,08	7,60	0,24	9,31	13,68	2,08	1,10	—	0,32	99,76	42
6	48,94	0,65	17,84	6,17	5,96	0,26	3,66	9,66	3,13	1,32	0,41	2,70	100,70	65
7	53,00	0,66	10,69	2,58	6,48	0,03	10,02	11,63	2,60	1,78	0,30	—	99,77	32
Диориты и кварцевые диориты														
8	52,13	0,06	18,41	3,32	5,26	0,08	3,63	9,41	3,00	0,83	0,28	—	96,41	56
9	52,40	0,42	19,78	2,13	5,48	0,09	3,57	6,90	4,60	1,20	0,24	2,20	99,01	53
10	53,06	0,3	14,88	3,68	2,94	0,07	4,68	5,17	3,50	3,82	0,39	1,02	98,54	44
11	57,62	0,44	17,70	2,30	2,90	0,12	3,92	5,34	4,15	1,64	0,23	2,40	98,77	41
Граниты														
12	69,04	0,15	17,39	0,63	0,72	0,04	н.о.	1,93	5,78	1,84	0,05	1,02	98,59	—
13	73,26	0,11	15,25	—	1,13	0,03	0,51	0,75	3,53	4,69	0,01	0,43	99,75	—

Содержания малых компонентов (г/т) в интрузивных породах габброидного ряда Церковского и Нязепетровского массивов

№№ пп	Порода	Ba	Sr	Zr	Sc	V	Co	Ni
1	Габбро пироксеновое	<100	<100	20	<10	43	17	45
2	Габбро биотит-пироксеновое	<100	100	<30	–	80	20	60
3	Габбро пироксен-амфиболовое	<100	100	<30	<10	70	20	<60
4	Габбро-диорит	300	300	–	н.о.	55	10	<60
5	Диорит роговообманковый	300	300	–	н.о.	60	20	<60
6	Габбро роговообманковое калишпатизированное	220	220	50	<10	70	<10	<60
7	Монзонит	500	600	40	<30	30	150	<60

Примечания: н.о. — не обнаружено. Анализы выполнены химико-спектральным методом в Центральной лаборатории УПГО «Уралгеология».

Химические составы пород габбро-сиенитовой формации, мас. %

Лист 1 из 2

№№ пп	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	п.п.п.	Сумма	f _ж	K _{ар}	
Моно-габбро																	
1	52,13	0,06	18,41	3,32	5,26	0,08	3,63	9,41	3,00	0,83	0,28	—	—	—	96,41	57	—
2	53,00	0,66	10,69	2,58	6,48	0,03	10,02	11,63	2,60	1,78	0,30	—	—	—	99,77	33	—
3	55,58	0,21	7,73	1,60	4,59	0,02	10,99	14,69	2,04	2,14	0,11	—	—	—	99,70	24	—
Сиенито-диориты																	
4	46256	55,62	18,42	3,36	3,59	0,19	1,66	5,35	4,05	4,72	0,36	—	1,22	—	99,16	69	—
5	5301	56,76	18,50	1,71	3,74	0,05	2,74	5,70	4,02	3,60	0,14	—	1,86	—	99,26	52	—
Сиениты и нефелиновые сиениты																	
6	5140	44,19	28,73	0,84	0,67	0,03	0,27	5,31	9,46	1,93	—	—	7,48	—	99,03	74	0,62
7	10708	52,86	22,85	0,51	2,33	0,13	0,88	1,67	5,10	7,90	0,11	сл.	4,46	—	99,06	63	0,75
8	10172	53,12	22,39	0,82	1,11	0,11	0,25	1,40	6,82	7,58	0,04	—	5,36	—	99,22	80	0,87
9	10714	53,50	22,25	0,73	2,05	0,11	0,71	1,36	5,22	8,10	0,13	сл.	4,41	—	98,83	68	0,78
10	2680	53,80	20,24	2,33	1,86	0,18	1,26	4,64	2,74	9,25	—	—	3,21	—	100,21	62	0,72
11	7267a	53,93	19,49	0,84	4,91	0,16	1,92	4,59	0,30	10,70	0,28	сл.	1,59	—	99,13	62	0,63
12	10162	55,18	21,10	1,20	1,51	0,14	н.о.	1,20	5,30	10,00	0,04	—	3,58	—	99,48	—	0,93
13	4686	55,36	17,25	0,53	3,99	0,25	1,27	4,14	0,46	9,32	0,28	сл.	4,60	—	97,77	68	0,67
14	258	55,52	18,73	2,55	4,17	0,25	0,82	3,20	7,68	4,03	0,18	0,88	0,05	—	98,64	82	0,90
15	4064	55,70	20,69	1,69	2,15	0,07	н.о.	1,40	4,06	10,00	0,10	—	3,18	—	99,28	—	0,85
16	259	55,84	19,62	1,44	1,58	0,16	0,12	1,57	7,19	7,16	0,03	0,03	0,18	—	95,12	97	1,00
17	62/29	55,88	21,14	1,12	1,08	0,15	0,20	1,77	10,84	1,57	0,04	0,74	0,03	—	94,91	90	0,93
18	10221	55,92	21,31	0,65	1,67	0,03	0,28	1,65	4,36	10,21	0,05	—	3,44	—	99,67	83	0,86

Приложение 21
Лист 2 из 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
19	8322/19	56,89	0,15	17,86	1,12	2,86	0,04	2,07	3,89	0,73	12,65	0,05	0,11	0,70	99,12	51	0,83
20	260	57,66	0,14	21,02	1,11	1,87	0,11	0,03	0,28	6,82	6,59	0,03	0,40	0,02	96,08	97	0,88
21	62/60	59,54	0,18	20,25	0,48	2,44	0,13	0,04	1,01	7,85	5,30	0,07	0,32	0,07	97,68	97	0,93
22	62/62	59,96	0,33	17,73	3,04	2,30	0,18	0,37	2,41	6,61	4,59	0,10	0,18	0,03	97,83	88	0,88
23	1-65-255	60,86	0,28	18,42	2,38	1,46	0,04	0,28	2,09	6,35	5,35	0,12	—	0,86	98,49	88	0,95
24	62/27	62,50	0,10	17,16	0,64	1,58	0,05	н.о.	1,34	3,10	11,30	0,04	0,62	0,06	98,49	—	0,82
25	77/19	62,63	0,20	17,61	3,41	1,81	0,06	1,42	1,60	5,61	5,56	0,16	—	—	99,07	61	0,86
26	8291/83,4	56,89	0,15	17,86	1,12	2,86	0,04	2,07	3,89	0,73	12,65	0,05	0,11	сл.	98,42	50	0,84
27	5135	58,84	0,04	20,80	0,71	1,14	0,06	0,04	1,58	4,88	8,94	—	—	2,05	99,08	95	0,85
Альбитизированные сиениты																	
28	4847	51,90	0,84	18,73	3,01	3,86	0,22	1,77	5,58	8,24	0,69	0,25	0,001	4,16	99,25	69	0,76
29	4849	54,83	0,75	20,13	1,76	3,07	0,26	1,30	3,39	9,28	0,33	0,07	1,00	3,83	100,00	67	0,77
30	4843а	58,50	0,11	23,14	0,70	0,46	0,02	0,10	0,41	9,88	0,41	0,10	1,00	4,76	99,59	83	0,72
31	2077	63,31	0,14	19,80	1,03	1,17	0,06	0,88	1,76	9,32	1,11	—	—	1,28	98,86	57	0,84

Примечания: коэффициент апатитности ($K_{ап}$) — это отношение в молекулярных количествах суммы щелочей к алюминию, при $K_{ап} < 1$ — миаскитовый ряд, при $K_{ап} > 1$ — апатитовый ряд.

Химические составы калишпатизированных и нефелинизированных пироксенитов Суоямского массива, мас. %

№№ пп	№№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	п.п.п.	Сумма
Калишпатизированные апатит-магнетитовые пироксениты															
1	8282/72,3	41,63	1,09	17,83	4,74	6,26	0,20	4,56	12,33	4,34	0,61	0,50	—	4,80	98,94
2	8284/37,2	42,30	0,93	13,55	3,52	8,44	0,17	6,35	11,83	1,62	5,43	0,51	2,09	2,24	98,98
3	8252/43	42,90	1,23	13,82	7,35	6,83	0,21	5,83	12,78	3,45	1,54	0,64	0,11	1,22	99,06
4	8282/26*	43,87	0,94	16,88	4,87	6,16	0,23	4,32	11,91	3,01	2,65	0,57	0,38	3,60	100,50
5	8296/43	47,10	0,53	18,30	3,88	6,24	0,13	3,56	9,10	2,65	5,07	0,58	сл.	1,80	98,94
6	8291/26	47,96	0,78	16,91	4,49	4,98	0,17	4,43	8,16	3,25	5,77	0,35	сл.	1,96	99,21
7	8291/46,5	47,96	0,73	17,69	2,03	7,37	0,18	2,95	8,68	1,50	6,25	0,36	0,77	2,53	99,00
8	8284/54	48,10	0,93	15,88	3,40	7,69	0,23	3,38	8,48	3,13	4,83	0,46	0,22	2,50	99,23
Калишпатизированные оливинсодержащие пироксениты															
9	8291/77	45,10	0,44	7,91	4,90	7,31	0,12	15,16	12,88	0,79	2,85	0,46	сл.	1,33	99,25
Нефелинизированные пироксениты															
10	8257/32	42,72	0,55	8,60	6,63	6,83	0,16	13,80	13,00	2,09	2,32	0,6	0,22	2,08	99,46
11	8258/58	43,33	0,66	7,31	6,61	8,22	0,13	12,41	15,70	1,31	2,29	0,50	—	1,30	99,77
12	8257/25**	44,25	0,78	8,17	6,36	7,12	0,19	10,80	13,94	1,90	2,44	0,62	0,19	2,12	98,88

Примечания: * Cr₂O₃ — 0,006%, V₂O₅ — 0,09%, Ni — 0,01%, Co — 0,004%, BaO — 1,0%; ** Cr₂O₃ — 0,07%, V₂O₅ — 0,05%, Ni — 0,03%, Co — 0,007%, BaO — 0,08%. Химические анализы интрузивных пород выполнены в Ново-Синеглазовской хим. лаборатории ЦГРЭ, 1964, 1965 гг.

**Средний нормативный минералогический состав
(по методу CYPW) интрузивных пород и метасоматитов
Нязепетровского ареала**

	1	2	3	4	5	6	7
Кварц	–	–	0,16	5,61	27,96	0,35	0,00
Ортоклаз	–	–	10,13	11,06	19,29	45,97	21,86
Альбит	–	–	12,50	32,24	29,20	23,73	6,31
Анортит	4,49	13,35	23,51	25,64	6,45	8,00	20,04
Диопсид	73,33	41,10	31,14	4,65	0,00	1,56	20,53
Гиперстен	0,00	0,00	2,56	11,27	1,92	0,66	0,00
Оливин	11,40	9,42	6,31	0,00	0,00	1,94	6,37
Ильменит	0,21	2,53	1,43	0,59	0,24	0,95	1,70
Магнетит	2,06	18,05	6,82	4,14	0,45	1,76	6,21
Нефелин	1,96	2,10	3,23	0,00	0,00	8,75	9,63
Апатит	0,21	2,10	0,83	0,67	0,07	0,18	1,18
n	1	14	9	4	2	22	8

Примечания: 1 — клинопироксениты; 2 — клинопироксениты рудные (апатит-флогопит-титаномагнетитовые); 3 — габбро и габбро-диориты; 4 — диориты и кварцевые диориты; 5 — граниты; 6 — сиениты и нефелиновые сиениты; 7 — калишпатизированные клинопироксениты; n — количество анализов.

**Средние химические составы (мас. %) клинопироксенов из магматических пород
различных формационных типов Нязепетровского района**

№№ пп	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	h	En	Fs	Wo
1	4	47,97	1,33	4,78	2,07	9,70	0,34	14,45	16,81	0,54	0,06	31	16	44,0	20,0	36,0
2	2	51,33	0,39	4,02	2,80	4,70	0,12	15,00	19,57	0,35	0,19	22	37	45,2	12,5	42,3
3	5	48,62	0,50	4,87	4,04	4,63	0,19	13,89	21,28	0,26	0,11	25	47	41,0	14,0	45,0
4	2	47,83	0,42	5,85	3,64	5,23	0,14	14,95	18,83	0,51	0,08	24	39	45,0	14,4	40,6
5	8	49,70	0,65	3,01	3,77	2,93	0,12	14,43	23,16	0,48	0,01	20	54	41,0	11,0	48,0
6	1	51,09	0,42	2,26	3,74	2,64	0,10	15,69	22,57	0,49	0,01	18	56	44,0	10,0	46,0
7*	1	46,54	0,95	5,77	5,89	4,73	0,33	11,22	21,71	1,05	0,04	34	53	35,0	17,0	48,0

Примечания: 1–4 — вкрапленники пироксена из вулканических пород по комплексам: 1 — базальтовая; 2 — базальт-андезит-базальтовая; 3, 4 — трахибазальт-трахитовая (3 — трахибазальт, 4 — пикрит); 5–7 — породообразующий клинопироксен из пород дунит-клинопироксеновой формации Суоямского массива: 5 — рудный клинопироксенит; 6 — верлит; 7 — клинопироксенит калишпатизированный. F — железистость в ат. %, h — степень окисления железа в %, n — количество анализов. * Определены также: Cr₂O₃ — 0,04; NiO — 0,01; Co — 0,005; V₂O₅ — 0,105; P₂O₅ — 0,305 и Ba — сл. (данные Л.П. Ефимовой [1971 г.]).

**Химические составы (мас. %) и термодинамические параметры формирования
пироксенов из пироксенитов Суоямского массива**

Компоненты, параметры	153/83	8251/10	8283/36	103/68	103/45	8337/114	104/97	8337/240	149/35
SiO ₂	48,79	51,26	50,30	50,16	50,20	50,12	48,10	48,68	51,09
TiO ₂	0,67	0,60	0,57	0,55	0,65	0,60	0,85	0,73	0,42
Al ₂ O ₃	4,35	3,50	2,49	2,91	3,78	3,25	5,05	4,73	2,26
Fe ₂ O ₃	4,48	2,63	2,90	3,86	3,61	3,52	4,80	4,34	3,74
FeO	1,70	2,16	2,30	3,64	2,62	3,12	3,71	4,15	2,64
MnO	0,08	0,08	0,08	0,12	0,08	0,11	0,18	0,19	0,10
MgO	14,53	15,38	15,68	13,86	15,17	14,50	13,19	13,11	15,69
CaO	23,55	22,48	23,80	23,19	23,32	23,41	22,69	22,80	22,57
K ₂ O	0,04	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,04	н.о.	0,02
Na ₂ O	0,37	0,30	0,30	0,73	0,39	0,50	0,59	0,63	0,49
п.п.п.	0,54	0,90	0,79	0,54	0,41	0,46	0,68	0,50	0,94
Cr ₂ O ₃	сл.	0,16	сл.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	—
V ₂ O ₅	0,02	—	—	сл.	сл.	0,05	0,05	0,05	—
Сумма	99,12	99,45	99,21	99,57	100,26	99,64	99,63	99,91	99,96
F _ж	18	14	15	22	18	20	23	26	18
φ	46,2	51,6	52,94	52,0	58,7	50,6	53,6	48,2	55,4
Al ^{VI} /Al ^{IV} расч.	0,20	0,50	0	0,08	0,14	0,08	0,16	0,17	0
100·Ca/(Ca+Mg)	53,89	51,15	51,91	54,71	52,57	53,71	55,16	55,46	50,85
T°C	780	850	830	760	815	790	750	745	860
Al ^{VI} /Al ^{IV} привед.	0	0,10	0	0	0	0	0	0	0
P, кбар	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Примечания: в числителе — номера скважин, в знаменателе — глубина отбора проб. Пироксен отобран из рудных пегматитовых пироксенитов, а в одном случае (скв. 149, гл. 35 м) — из перидотитов. Анализы выполнены в Центральной хим. лаборатории УГТУ, 1972 г.

**Содержание элементов-примесей в магнетитах из пород
различных формационных типов Нязепетровского ареала, мас. %**

Лист 1 из 2

№№ лп	Порода	Перидотит-клинопироксенитовый комплекс, Суоямяский массив									
		TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	CoO	MgO	Al ₂ O ₃		
1	2	4	5	6	7	8	9	10	11		
1	149/35	Перидотит	1,11	0,16	1,00	0,36	—	—	—	—	—
Суоямяский массив											
2	150/31,5	Пироксенит рудный	2,82	0,70	0,09	0,39	0,03	0,02	—	—	—
3	8297/109	Пироксенит рудный	0,50	0,21	0,10	0,21	0,06	0,017	—	—	—
4	8336/71	Пироксенит рудный	0,80	0,29	сл.	0,11	0,02	0,018	0,49	0,42	—
5	8336/82	Пироксенит рудный	1,42	0,24	0,01	0,16	0,03	0,019	1,02	0,75	—
6	8336/114	Пироксенит рудный	1,05	0,28	сл.	0,08	0,03	0,019	0,77	0,76	—
7	8336/130	Пироксенит рудный	1,20	0,22	сл.	0,10	0,03	0,017	1,18	0,65	—
8	8337/114	Пироксенит рудный	1,20	0,23	0,01	0,10	—	0,016	1,22	0,65	—
9	104/97	Пироксенит рудный	1,47	0,40	сл.	0,21	0,01	0,018	1,10	0,80	—
10	105/175	Пироксенит рудный	1,78	0,26	сл.	0,18	0,03	0,019	1,06	1,78	—
11	105/159	Пироксенит рудный	1,38	0,26	0,64	0,12	0,03	0,017	0,85	0,64	—
12	8257/25	Пироксенит нефелинизированный	1,64	0,31	0,61	0,39	0,12	0,016	—	—	—
13	8282/26	Пироксенит калишлатизированный	1,47	0,38	0,13	0,41	0,03	0,015	—	—	—
14	6/138,3	Пироксенит рудный	1,59	0,32	0,06	0,18	—	—	1,85	2,50	—
15	6/258,4	Пироксенит рудный	2,30	0,78	0,07	0,66	—	—	1,07	3,09	—
16	7/171,4	Пироксенит рудный	1,52	0,38	0,04	0,18	—	—	1,70	1,65	—
17	7/255	Пироксенит рудный	1,45	0,32	0,04	0,17	—	—	2,10	1,86	—
18	Технолог. проба	Пироксенит рудный	1,62	0,30	—	0,19	—	0,1	1,00	0,38	—
Нязепетровский массив											
19	2696	Пироксенит рудный	2,00	0,52	0,09	0,23	0,03	0,016	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
			Церковский массив								
20	5394	Пироксенит рудный	1,30	0,60	0,45	0,095	0,05	0,005	1,16	–	
21	5394a	Пироксенит рудный	1,11	0,91	0,32	0,06	0,08	0,012	–	–	
		Габбро-диоритовая формация, Нязепетровский массив									
22	2543	Габбро роговообманково-пироксеновое	1,09	0,50	0,13	0,092	0,02	0,01	0,84	–	
23	6604	Габбро роговообманковое	1,26	0,67	0,18	0,52	0,03	0,01	1,10	–	
		Церковский массив									
24	4448	Габбро роговообманковое	2,00	0,83	0,38	0,089	0,05	0,012	1,02	–	
		Габбро-сиенитовая формация, Суроямский массив									
25	4847	Сиенит альбитизированный	0,68	0,46	0,16	0,508	0,06	0,005	1,48	–	

Средние содержания (в $10^{-3}\%$) малых элементов в клинопироксенитах
Суроямского массива (по материалам Миасской ГРП)

Порода	Кол-во анализов	Cr	Co	Ni	Mn	Cu	Zn	Pb	Ba	Sr	Ge
Магнетитовые клинопироксениты	400	5,9	6,1	15,7	83	5	8,8	0,15	19,3	13,9	0,15
Апатит-магнетитовые клинопироксениты	396	7,0	6,3	11,3	85	52	10,0	0,21	19,4	16,8	0,18

Химический состав магнезиально-железистых слюд и акцессорных хромшпиннелидов из ультраосновных и щелочных пород Суоямского массива, мас. %

№№ пп	№№ анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Сумма	F
Флогопит														
1	150/31,5	37,5	2,50	15,89	2,45	5,52	0,08	22,98	0,11	0,73	8,30		99,96	16
2	24п	40,96	0,86	13,25	4,44	6,39		25,56		0,61	8,16	0,88	100,11	17
3	246	41,92	1,04	12,59		5,18		24,51			9,93	0,60	95,77	11
4	24г	40,06	2,05	15,36		3,90		24,15			9,92	0,39	95,83	8
5	24л	37,32	5,62	15,61		12,55		15,54	0,29		10,05		96,98	31
6	24с	38,81	3,92	16,17		9,01		18,89			9,62		96,42	21
Биотит														
7	24м	36,30	6,02	15,50		13,90	0,44	14,99		0,61	9,46		97,22	34
8	24и	36,21	6,77	15,08		16,71	0,88	11,92	0,35		9,14		97,06	44
Хроммагнетит														
FeO/Fe ₂ O ₃														
9	24п	0,35	0,43	0,98	55,98	26,91	0,84	2,83				11,31	99,63	0,48
10	246-1	0,65	0,39	0,84	61,07	28,90		2,25				5,52	99,62	0,47
11	246-2	0,48	0,43	0,61	59,32	29,80		1,52				7,46	99,62	0,50
Железистая хромшпинель														
12	29/278	0,00	0,48	8,18	59,26			6,50	0,16	0,00	0,00	24,74	99,94	
13	29/278-1	0,00	0,55	8,36	59,24			6,54	0,06	0,00	0,00	24,46	99,93	

Примечания: породы: 24п и 246, 29/278 — серпентиниты; 150/31,5, 24г, 24с — клинопироксениты апатит-флогопит-магнетитовые; 24м, л — калишпатизированные клинопироксениты; 24и — щелочные слениты; 24п, 246-1 и 246-2 — аперидитовые серпентиниты. Анализы слюд выполнены во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на микрозонде Сатеса, аналитик О.А. Яковлева, а хромшпиннелидов — в ИМин УрО РАН (г. Миасс) на микрозонде JEOL-733, аналитик Е.И. Чурин. F — железистость, ат. %.

**Состав (масс. %) аксессуарных хромшпинелидов
из перидотитов Суроямского и дунитов Вересовоборского
(Платиноносный пояс) массивов**

Компоненты	Массивы, №№ проб	Вересовоборский		Суроямский	
		472*	2367	29/278	29/278-1
TiO ₂		0,71	0,56	0,48	0,53
Al ₂ O ₃		6,69	3,90	8,18	8,36
Cr ₂ O ₃		25,84	24,45	24,74	24,46
Fe ₂ O ₃		37,37	38,56	35,26	35,26
FeO		25,39	23,95	24,00	23,98
MnO		0,45	0,72	0,62	0,72
MgO		5,25	5,30	6,50	6,54
Сумма		101,90	97,44	99,94	99,93
Основные расчетные параметры					
Железистость, f		73,1	71,9	67,5	67,5
Хромистость, φ		71,4	80,9	66,9	66,2

Примечания: * анализ 472 пересчитан на минимальный состав (%): магнетит — 48,6; хромит — 22,5; шпинель — 14,0; магнохромит — 12,9; ульвошпинель — 1,8 [Малахов, 2002]. Анализы 29/278 и 29/278-1 выполнены в ИМин УрОРАН.

ПРИЛОЖЕНИЕ 30

**Химические составы титаномагнетитовых концентратов из рудных пироксенитов
Суоямского массива, мас. %**

№№ пп	№№ анализов	Сважина	Интервал отробования (м)	SiO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	п.п.п.	Сумма
1	238	C-36	168,2– 308,0	4,40	1,46	0,347	1,41	58,44	28,81	2,14	2,22	0,24	<0,10	0,20	0,05	<0,05	0,10	0,86	100,577
2	266	C-44	65,8– 125,4	3,83	1,76	0,276	1,30	59,50	28,10	1,93	2,45	0,21	<0,10	0,20	0,09	<0,05	0,10	1,07	100,716
3	269	C-44	200,0– 238,0	6,34	2,26	0,42	1,86	55,52	25,95	3,84	2,59	0,34	<0,10	0,19	0,40	<0,05	0,10	1,16	100,87
4	279	C-60	70,0– 195,0	4,40	1,66	0,298	1,29	58,70	27,57	2,50	2,58	0,20	<0,10	0,20	0,27	<0,05	0,10	1,12	100,788

**Химический состав (масс. %) флогопит-биотита
и расчет его формулы по кислородному методу**

Оксиды	Содержания в весовых процентах	Молекулярные количества	Атомные количества		Коэффициенты
			анионов	катионов	
SiO ₂	37,50	6241	12482	6241	2,688
TiO ₂	2,50	0313	626	313	0,135
Al ₂ O ₃	15,89	1559	4677	3118	1,343
Fe ₂ O ₃	2,45	0153	459	306	0,132
FeO	5,52	0,768	768	768	0,331
MnO	0,08	0011	11	11	0,005
CaO	0,11	0020	20	20	0,008
MgO	22,92	5699	5699	5699	2,454
Na ₂ O	0,73	0118	118	236	0,101
K ₂ O	8,30	0881	881	1762	0,759
P ₂ O ₅	0,08	–	–	–	–
H ₂ O ¹	3,82	2120	2120	4240	1,826
Сумма	99,96		27861		

Примечания: Расчетный фактор = 27861/12 = 2322. Формула флогопит-биотита: $(K_{0,76} Na_{0,10} Ca_{0,01})_{0,87} \cdot (Mg_{2,45} Fe^{2+}_{0,13} Al_{0,03} Mn_{0,01})_{3,08} \cdot ((Si_{2,69} Al_{1,31})_{4,0} O_{10,0}) \cdot (OH_{1,83} O_{0,17})_{2,00} \cdot Nm = 0,6155 \pm 0,0015$. Железистость 16 ат. %. Место взятия образца: Суоямский массив, скв. 150, гл. 31,5 м. Анализ выполнен ЦЛ УПГО «Уралгеология».

Содержание двуокиси титана и пятиокиси ванадия (мас. %) в титаномагнетитовых концентратах малообъемных технологических проб Суоямского месторождения, отобранных из рудных пироксенитов

Лист 1 из 7

№№ проб	№№ скважины	Глубина отбора проб		Содержание	
		от	до	TiO ₂	V ₂ O ₅
1	2	3	4	5	6
1	3	26,00	43,00	3,14	0,58
2	3	43,00	61,00	2,64	0,56
3	3	61,00	73,30	2,40	0,38
Среднее по скважине 3				2,73	0,51
4	4	23,60	27,00	1,46	0,36
5	4	77,20	82,10	1,92	0,27
6	4	133,70	138,0	2,68	0,49
7	4	149,00	153,0	1,72	0,36
8	4	153,00	156,7	2,56	0,48
9	4	156,70	162,0	2,12	0,27
Среднее по скважине 4				2,08	0,37
10	5	17,30	21,90	1,65	0,19
11	5	21,90	26,00	1,40	0,22
12	5	81,80	86,40	2,13	0,32
13	5	152,6	156,80	2,23	0,25
14	5	200,0	206,40	2,80	0,54
15	5	212,7	216,70	2,60	0,52
Среднее по скважине 5				2,14	0,34
16	6	6,50	11,00	1,95	0,23
17	6	22,00	25,00	1,79	0,21
18	6	35,00	40,00	1,79	0,21
19	6	49,00	53,00	1,73	0,18
20	6	63,00	67,00	1,89	0,16
21	6	77,00	83,00	1,59	0,17
22	6	90,00	96,00	1,57	0,18
23	6	106,0	110,0	1,49	0,15
24	6	120,4	124,0	1,37	0,14
25	6	124,4	126,4	1,50	0,18
26	6	138,3	143,0	1,92	0,20
27	6	148,5	152,0	1,54	0,21
28	6	165,0	169,0	1,87	0,25

ПРИЛОЖЕНИЕ 32

Лист 2 из 7

1	2	3	4	5	6
29	6	179,0	183,0	1,87	0,21
30	6	191,4	195,0	1,60	0,20
31	6	204,5	209,2	2,11	0,23
32	6	229,6	235,0	2,11	0,31
33	6	258,4	262,4	3,34	0,37
34	6	275,8	279,8	1,76	0,28
35	6	283,2	283,2	2,04	0,37
36	6	301,2	305,0	2,29	0,43
Среднее по скважине 6				1,82	0,23
37	7	10,0	16,5	1,63	0,24
38	7	16,5	21,4	1,81	0,28
39	7	34,6	46,8	1,81	0,38
40	7	46,8	48,0	1,34	0,37
41	7	48,0	53,0	1,70	0,25
42	7	53,0	62,8	1,87	0,27
43	7	62,8	66,4	2,02	0,29
44	7	77,0	83,0	2,22	0,27
45	7	101,0	107,0	2,05	0,24
46	7	126,4	130,4	1,92	0,25
47	7	159,3	164,3	2,05	0,25
48	7	177,2	190,0	1,92	0,19
49	7	198,7	207,0	1,63	0,15
50	7	224,5	231,0	1,82	0,15
51	7	243,0	255,0	1,76	0,15
52	7	259,2	266,0	1,86	0,19
53	7	270,4	280,0	2,10	0,17
54	7	285,4	295,3	2,05	0,09
55	7	301,0	305,0	1,92	0,14
56	7	305,0	310,0	1,98	0,20
Среднее по скважине 7				1,87	0,23
57	8	15,0	21,0	1,57	0,32
58	8	21,0	27,3	1,50	0,39
59	8	32,0	38,5	2,11	0,39
60	8	38,5	41,6	1,70	0,30
61	8	50,2	59,4	1,81	0,34
62	8	59,4	68,0	1,54	0,33
63	8	82,0	92,4	2,05	0,34

1	2	3	4	5	6
64	8	96,8	104,0	1,92	0,37
65	8	114,8	121,0	2,29	0,39
66	8	121,0	130,0	2,48	0,40
67	8	143,5	150,0	2,50	0,35
68	8	150,0	156,6	2,21	0,37
69	8	185,2	190,7	1,84	0,03
70	8	221,1	227,2	1,84	0,29
71	8	239,4	246,4	1,86	0,23
72	8	248,5	254,5	1,78	0,24
Среднее по скважине 8				1,94	0,37
73	9	86,0	92,0	1,79	0,50
74	9	103,5	111,4	1,98	0,33
75	9	125,0	131,4	2,00	0,52
76	9	131,4	137,8	1,92	0,54
77	9	157,0	163,0	2,86	0,63
78	9	179,7	183,0	2,28	0,64
79	9	194,0	199,5	2,32	0,56
80	9	224,0	230,0	2,50	0,52
81	9	240,0	249,0	2,00	0,54
82	9	263,4	268,3	2,37	0,58
83	9	282,0	287,5	1,77	0,44
Среднее по скважине 9				2,07	0,53
84	10	26,0	31,6	2,03	0,35
85	10	40,0	46,3	2,60	0,44
86	10	55,0	61,5	2,42	0,38
87	10	61,5	67,0	2,30	0,50
88	10	92,0	98,5	2,27	0,46
89	10	98,5	102,	2,03	0,52
90	10	129,0	133,2	2,15	0,25
91	10	151,2	157,2	2,33	0,46
92	10	172,6	178,8	2,05	0,36
93	10	190,0	195,9	1,84	0,32
94	10	221,5	230,0	2,33	0,40
95	10	230,0	235,5	2,77	0,38
96	10	252,0	259,8	2,00	0,32
97	10	290,0	296,0	2,07	0,38
Среднее по скважине 10				2,23	0,39

ПРИЛОЖЕНИЕ 32

Лист 4 из 7

1	2	3	4	5	6
98	11	144,0	150,0	1,86	0,46
99	23	13,8	19,4	2,02	0,25
100	23	25,0	27,9	1,68	0,31
101	23	35,9	42,8	1,18	0,35
102	23	59,3	65,0	2,10	0,22
103	23	79,0	83,5	3,01	0,35
104	23	109,3	113,2	2,58	0,58
Среднее по скважине 23				2,10	0,34
105	24	7,0	17,0	1,41	0,17
106	24	17,0	21,0	1,33	0,17
107	24	29,6	42,5	1,42	0,16
108	24	42,5	57,9	1,09	0,16
109	24	57,9	77,4	1,41	0,15
110	24	85,2	100,5	1,20	0,15
111	24	106,8	119,2	1,54	0,16
112	24	119,2	131,4	1,95	0,32
113	24	135,9	152,7	1,84	0,22
114	24	156,8	161,3	2,51	0,25
115	24	178,0	202,2	2,50	0,62
116	24	202,2	219,9	2,26	0,48
117	24	219,9	238,6	2,45	0,50
118	24	239,6	257,0	2,02	0,25
Среднее по скважине 24				1,78	0,27
119	25	55,4	68,0	2,02	0,18
120	25	68,0	84,0	1,71	0,21
121	25	85,5	102,0	1,81	0,20
122	25	102,0	120,0	1,76	0,21
123	25	120,0	144,2	1,89	0,18
124	25	144,2	173,7	1,89	0,18
125	25	84,0	85,5	1,55	0,23
126	25	173,7	186,9	1,87	0,25
127	25	186,9	200,5	1,76	0,24
128	25	224,2	235,4	1,73	0,17
129	25	235,4	255,6	1,71	0,31
130	25	255,6	271,6	2,15	0,47
131	25	286,4	304,5	1,93	0,16
Среднее по скважине 25				1,83	0,23

1	2	3	4	5	6
142	26	198,5	215,5	1,66	0,23
143	26	215,5	231,5	1,60	0,18
144	26	251,0	266,9	1,65	0,17
145	26	272,8	303,1	1,57	0,22
Среднее по скважине 26				1,73	0,25
146	27	28,7	53,0	1,33	0,36
147	27	53,0	67,3	1,45	0,30
148	27	67,3	87,6	1,64	0,34
149	27	87,6	95,7	1,43	0,32
150	27	99,4	111,8	1,37	0,44
151	27	114,5	133,7	1,32	0,40
152	27	133,7	146,0	1,40	0,42
153	27	146,0	160,0	1,52	0,42
154	27	160,0	169,8	1,95	0,43
155	27	169,8	185,3	2,14	0,56
156	27	189,7	197,0	1,63	0,42
157	27	198,8	216,0	2,03	0,50
158	27	216,0	239,1	1,35	0,58
159	27	239,1	254,2	2,22	0,70
160	27	254,2	270,0	1,95	0,72
161	27	270,0	278,4	2,62	0,50
162	27	278,4	288,4	2,35	0,62
163	27	288,4	307,0	2,21	0,48
Среднее по скважине 27				1,77	0,47
164	33	20,0	62,0	1,66	0,34
165	33	62,0	105,5	2,35	0,56
Среднее по скважине 33				2,00	0,45
166	34	1,0	117,0	2,28	0,50
167	34	142,2	253,0	2,08	0,40
Среднее по скважине 34				2,18	0,45
168	35	12,5	107,2	1,69	0,27
169	35	107,2	190,0	2,18	0,42
170	35	219,0	296,6	2,56	0,57
Среднее по скважине 35				2,14	0,42
171	36	12,8	178,0	1,60	0,30
172	36	178,0	268,2	2,19	0,48
173	36	168,0	308,0	1,61	0,35

ПРИЛОЖЕНИЕ 32

Лист 6 из 7

1	2	3	4	5	6
174	36	308,0	338,0	1,92	0,51
Среднее по скважине 36				1,84	0,41
175	37	117,4	176,0	1,72	0,28
176	37	176,0	257,8	2,02	0,42
177	37	257,8	299,3	1,59	0,34
Среднее по скважине 37				1,78	0,35
178	38	102,0	119,0	1,45	0,44
179	38	137,5	158,0	1,62	0,37
180	38	165,0	182,0	1,66	0,28
181	38	214,8	241,6	1,91	0,36
182	38	241,6	297,3	2,13	0,56
Среднее по скважине 38				1,75	0,40
183	43	34,2	120,5	2,35	0,48
184	43	35,5	76,0	1,92	0,32
185	43	76,0	120,0	2,06	0,26
186	43	120,0	194,0	2,28	0,48
Среднее по скважине 43				2,08	0,35
187	44	7,0	40,0	1,75	0,19
188	44	40,0	65,8	1,86	0,67
189	44	65,8	125,4	1,85	0,28
190	44	125,4	153,0	1,95	0,38
191	44	153,0	200,0	1,79	0,25
192	44	200,0	238,0	2,31	0,42
Среднее по скважине 44				1,92	0,37
193	45	1,0	34,7	1,90	0,36
194	45	34,7	174,0	1,95	0,42
195	45	174,0	203,0	1,59	0,29
196	45	203,0	246,0	1,16	0,71
Среднее по скважине 45				1,65	0,45
197	46	20	25,0	2,31	0,42
198	46	25,0	76,6	1,86	0,29
199	46	76,6	108,6	2,02	0,41
200	46	146,0	183,0	1,66	0,26
201	46	183,0	242,0	2,22	0,43
Среднее по скважине 46				2,01	0,36
202	47	49,0	84,0	1,63	0,26
203	47	106,4	140,0	1,89	0,74

1	2	3	4	5	6
Среднее по скважине 47				1,76	0,50
218	62	201,0	231,0	1,96	0,21
219	62	231,0	246,0	1,96	0,18
220	62	256,0	291,0	2,02	0,25
Среднее по скважине 62				1,98	0,21
Среднее содержание по 220 анализам				1,99	0,36

Примечание: Анализы приведены по материалам Миасской ГРП, (Ю.Н. Павленин, И.В. Жилин 1986 г.).

Химический состав, мас. % и выход титаномагнетитового концентрата из габбро Нязепетровского района (по Д.С. Штейнбергу и др. [1965])

№№ пп	Компонент		Выход в %	
	TiO ₂	V ₂ O ₅	Магнитной фракции	Титаномагнетита
1	0,84	0,48	1,1	1,1
2	0,86	0,56	1,2	1,2
3	2,48	0,52	3,2	2,8
4	3,01	0,40	4,2	3,9
5	0,70	0,50	0,9	0,8
6	2,67	1,00	4,2	3,9
7	1,55	0,56	6,6	5,9
8	2,75	0,56	9,2	7,4

Примечания: 1 — уралит-соссюритовое габбро, в 2,5 км на северо-восток от высоты 414 м; 2 — габбро мелкозернистое, в 2,5 км на северо-восток от высоты 414,2 м; 3 — габбро мелкозернистое соссюритизированное, в 3,0 км на северо-восток от высоты 414,2 м; 4 — габбро мелкозернистое соссюритизированное, в 3,2 км на восток от высоты 414,2 м; 5 — габбро мелкозернистое уралит-соссюритизированное, в 2,5 км на северо-восток от высоты 381,9 м; 6 — габбро крупнозернистое соссюритизированное, в 2 км на север от высоты 381,9 м; 7 — габбро мелкозернистое уралит-соссюритизированное, в 2 км на юг от высоты 414,2 м; 8 — габбро мелкозернистое соссюритизированное, в 2 км к северо-западу от д. Мартыново.

**Химический состав (мас. %) апатитов из пегматоидных рудных пироксенитов
Суоямского массива**

№№ пп	№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	ВзО	п.п.п.	Сумма
1	8336/71	0,32	0,04	0,52	сл.	0,25	0,14	0,02	53,84	0,96	н.о.	0,18	0,03	40,0	сл.	0,66	96,96
2	8337/114	0,72	0,03	0,52	сл.	0,35	0,14	0,02	53,37	0,72	н.о.	0,12	0,03	39,80	сл.	0,62	96,44
3	104/97	0,12	0,04	0,52	сл.	0,47	0,14	0,02	53,74	0,64	н.о.	0,10	0,03	40,12	сл.	0,74	96,68
4	105/175	0,44	0,03	0,52	сл.	0,20	0,14	0,02	53,14	0,52	0,07	0,15	0,04	40,79	сл.	0,54	96,60

Примечание: Анализы заимствованы из материалов Л.П. Ефимовой [1971 г.].

**Содержания и количественные соотношения РЗЭ в апатитах из пироксенитов
Суоямского массива**

№№ пп	№№ проб	Сумма РЗЭ, мас. %	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Yb+Tb	Dy	Ho	Er
			Содержания в относительных %									
1	8337/144	0,24	16,1	34,8	4,9	22,3	4,6	5,7	5,9	2,5	1,3	1,8
2	104/101	0,33	16,9	36,6	5,1	21,6	4,5	4,7	6,4	2,3	1,2	1,2
3	105/175	0,23	16,5	32,7	4,9	22,5	5,0	5,6	6,5	3,0	1,7	1,3

Примечание: Анализы заимствованы из материалов Л.П. Ефимовой [1971 г.].

**Содержание РЗЭ (г/т) и галогенов (мас. %) в апатитах из рудоносных пород
Суоямского и Волковского массивов**

№№ п/п	№№ проб	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Yb+Y	Dy	Ho	Er	Сумма	F	Cl
1. Суоямский массив (пироксениты апатит-магнетитовые)														
1	8337/114	387	836	118	536	110	137	142	60	31	43	2400	1,9	0,2
2	104/101	556	1206	167	711	147	150	210	73	40	40	3300		
3	105/175	381	753	113	519	116	130	150	69	39	30	2300		
2. Волковский массив (габбро рудное)														
4	8	926	624	593	411	363	334	200	169,0	12	110	3909	1,02	0,56
5	11	628	519	567	258	626	213	138	90	12	51	3162	0,78	0,50

Примечания: Суоямский массив: анализы заимствованы из материалов Л.П. Ефимовой [1971 г.]. Волковский массив: анализы РЗЭ выполнены прямым спектральным методом Л.И. Коленко, ИГГ УрОАН СССР [Фоминных, Холоднов, 1992].

Содержание благородных металлов в горных породах и рудах Суроямского массива

№№ пп	№ проб лабор.	№ проб заказчика	Наименование материала проб	Содержание, мг/т				
				Pt	Pd	Rh	Ir	Au
1	1ВКр-07	06-4	Апатитовые клинопироксениты р/з и порфириовидные флогопитсогл. амф. с акцессорной вкр. сульфидов	20	45	<5	<10	30
2	2В-07	27/44, 64, 104, 114, 205	Магнетитовые клинопироксениты различных текстурных типов м-с/з и р/з с вкрапленностью и пятнообразными выд. флогопита, апатитсогл. с акц. вкр. сульфидов	30	125	<5	<10	40
3	3В-07	26/147, 72	Магнетитовые клинопироксениты апатитсодержащие м-с/з и р/з с акц. вкр. сульфидов	20	20	<5	<10	30
4	4В-07	34/14, 56, 63	Магнетит-апатитовые клинопироксениты м-с/з и р/з флогопитсогл. с вкрапленностью и прожилками сульфидов	40	130	<5	<10	15
5	5В-07	25/73-98	Магнетитовые клинопироксениты м-с/з и р/з, апатитсогл. с вкр. флогопита и акц. вкр. сульфидов	20	10	<5	<10	10
6	6В-07	35/140	Апатит-магнетитовые клинопироксениты с-р/з с вкр. и гнездами флогопита	35	40	<5	<10	45
7	7В-07	36/186-263	Магнетитовые клинопироксениты апатит и флогопитсогл. с акц. вкр. сульфидов	20	25	<5	<10	15
8	8В-07	59/210-256	Магнетитовые клинопироксениты с/з и р/з с апатитом и флогопитом в виде вкрапленности и сгустков с сульфидными в виде вкр. и тонких просечек	50	50	<5	<10	50
9	9В-07	45/86-96	Магнетитовые клинопироксениты с/з-р/з и пегматоидные с пятнообразными скоплениями магнетита, апатита и флогопита	30	40	<5	<10	45
10	10В-07	Sur-8гг. шурф - шахта	Магнетитовые клинопироксениты апатит и флогопитсодержащие с зеркалами скоплениями и редкой вкр. сульфидов	50	90	<5	<10	60
11	11В-07	62/187-197	Магнетитовые клинопироксениты апатитсогл. м-с/з с акц. вкр. сульфидов	10	10	<5	<10	10
12	12В-07	60/248	Клинопироксениты магнетит и апатитсодерж. м-с/з с вкр. и пятнообразными сгустками флогопита	10	10	<5	<10	10
13	13В-07	скв. 44	Магнетитовые клинопироксениты апатит-флогопитсодержащие р/з и м-с/з с обильной вкр. и тонкими прожилками различных сульфидов	10	50	<5	<10	30

Примечания: содержание Os и Ru по данным спектро-фотометрических определений (мг/т): с. 4 — 10; 40, с. 3 — 20; 60, с. 7а — 10; 80, с. 8 — <5; 40, с. 28 — 20; 120. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и комбинированным методами.

**Содержание благородных металлов в продуктах обогащения
руд и горных пород Суоямского массива, а также
в обогащенных фракциях сосуществующих минералов**

№№ пп	№ проб лаборат.	№ проб заказчика	Наименование материала проб	Содержание, мг/т				
				Pt	Pd	Rh	Ir	Au
1	1ВКр-07	06-4	I концентрат (магнетитовый клинопироксенит)	30	40	<5	<10	30
2	1ВКр-07	06-4	II концентрат (магнетитовый клинопироксенит)	20	55	<5	<10	20
3	1ВКр-07	06-4	I промпродукт (клинопироксен, магнетит, примеси)	60	90	8	<10	50
4	1ВКр-07	06-4	II промпродукт (клинопироксен, магнетит, примеси)	20	45	<5	<10	20
5	1ВКр-07	06-4	Шламы (клинопироксен, магнетит, примеси)	10	40	<5	<10	20
6	1ВКр-07	06-4	Обогащенная фракция титаномагнетита	15	50	<5	<10	30
7	1ВКр-07	06-4	Обогащенная фракция флогопита	10	10	<5	<10	10
8	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция клинопироксена	20	20	<5	<10	20
9	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция клинопироксена	10	10	<5	<10	10
10	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция апатита	10	15	<5	<10	10
11	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция хлорита	10	15	<5	<10	10
12	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция сульфидов (коллективный сульфидный к-т)	1700	4000	<5	<10	900

Примечания: в связи с сульфидной минерализацией в пробах 1ВКр, 4В-07 и 13В-07 выявлены предположительно платинометалльные фазы размером 5×10, 10×20, до 30×30 мкм. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и комбинированным методами.

Содержание рудообразующих компонентов (мас. %) и ЭПГ (г/т) в апатит-титаномагнетитовых пироксенитах Суоямского массива (скважина 7а)

Глубина (м)		Fe вал	Fe маг	TiO ₂	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	Pd	Pt	Cu
от	до	1	2	3	4	5	6	7	8
21,4	25,0	14,88	10,0	1,24	0,06	2,60	0,098	0,02	0,10
25,0	30,6	13,10	8,36	1,16	0,07	3,22	0,10	0,02	0,08
30,6	34,6	12,42	6,52	1,12	0,07	1,97	0,06	0,02	0,07
34,6	40,0	14,20	9,15	1,32	0,08	3,25	0,03	н.о.	0,10
40,0	46,8	14,74	8,50	1,32	0,07	3,37	0,12	0,038	0,05
46,8	48,0	13,68	8,70	1,32	0,06	3,61	0,11	0,038	0,05
48,0	53,0	13,45	8,90	1,20	0,06	4,14	0,063	н.о.	0,05
53,0	62,8	13,85	9,50	1,32	0,07	3,09	0,091	н.о.	0,05
66,4	68,0	15,97	11,33	1,44	0,10	2,75	0,029	н.о.	0,18
72,0	77,0	14,40	10,00	1,28	0,07	3,01	0,29	0,072	0,06
77,0	83,0	15,42	10,80	1,32	0,07	3,07	0,70	0,11	0,06
83,0	89,5	15,42	11,15	1,36	0,07	2,64	0,12	0,038	0,09
89,5	92,3	19,93	16,10	1,72	0,09	4,80	0,12	0,03	0,13
92,3	96,0	21,43	17,24	1,84	0,10	4,56	0,017	н.о.	0,09

Примечание: платина и палладий определены спектрографически в Полевской лаборатории, другие компоненты — в Синеглазовской хим. лаборатории ЧГРЭ, 1983 г.

Содержание платиноидов (г/т) в апатит-титаномагнетитовых рудах и концентратах малообъемных технологических проб Суроямского массива

№№ пп	№№ скважин	Глубина (м.)		Содержание	
		от	до	Pt	Pd
Исходная руда					
1	36	12,8	178,0	н.о.	н.о.
2	36	178,0	268,2	н.о.	0,024
3	36	168,2	308,0	н.о.	н.о.
4	36	308,0	338,0	н.о.	0,020
5	35	12,5	107,2	н.о.	н.о.
6	35	219,0	296,6	н.о.	0,020
7	33	20,0	62,0	н.о.	0,040
8	33	62,0	105,5	н.о.	0,040
9	38	137,5	158,0	0,04	0,079
10	38	165,0	182,0	н.о.	н.о.
11	38	214,8	241,6	н.о.	н.о.
12	38	241,6	297,3	н.о.	0,040
13	46	2,0	25,0	0,048	0,074
14	46	25,0	76,6	н.о.	0,040
15	46	76,6	108,6	0,053	н.о.
16	46	146,0	183,0	н.о.	н.о.
17	46	183,0	242,0	н.о.	0,040
18	44	65,8	125,4	н.о.	0,040
19	44	200,0	238,0	н.о.	0,089
20	60	70,0	195,0	н.о.	0,069
Титаномагнетитовый концентрат					
21	36	168,2	308,0	0,04	н.о.
22	44	65,8	125,4	н.о.	0,040
23	44	200,0	238,0	н.о.	0,040
24	60	70,0	195,0	н.о.	0,070

**Содержание платиноидов (г/т) в концентратах
и хвостах малообъемных технологических проб
апатит-титаномагнетитовых руд Суроямского массива**

№№ пп	№№ скважины	Глубина (м)		Содержание	
		от	до	Pt	Pd
Титаномагнетитовый концентрат					
1	61	23,0	299,8	н.о.	0,051
2	59	12,0	216,0	< 0,04	н.о.
3	59	216,0	271,0	н.о.	0,071
4	59	271,0	301,0	< 0,04	< 0,04
5	58	30,0	199,0	н.о.	н.о.
6	58	199,0	225,0	н.о.	н.о.
7	58	225,0	259,0	н.о.	н.о.
8	58	259,0	304,0	н.о.	< 0,04
9	62	201,0	231,0	н.о.	0,052
10	62	321,0	246,0	< 0,04	< 0,04
11	62	256,0	291,0	н.о.	0,078
Апатитовый концентрат					
12	36	178,0	268,2	0,04	0,120
13	36	308,0	338,0	н.о.	н.о.
14	38	241,6	297,3	н.о.	0,076
15	46	2,0	25,0	0,12	0,530
16	46	76,6	108,6	0,05	0,710
17	46	183,0	242,0	н.о.	0,040
18	44	200,0	238,0	н.о.	0,230
Хвосты					
19	36	178,0	268,2	н.о.	0,04
20	36	308,0	338,0	н.о.	н.о.
21	38	241,6	297,3	н.о.	н.о.
22	46	2,0	25,0	0,04	0,050
23	46	76,6	108,6	н.о.	0,040
24	46	183,6	242,0	н.о.	н.о.
25	44	200,0	238,0	н.о.	0,040

Примечание: н.о. — не обнаружено. Анализы выполнены спектрофотометрическим способом в ЦЛ ПГО «Уралгеология».

Среднее содержание петрогенных (мас. %), редкоземельных и литофильных (г/т) элементов в породах офиолитовой ассоциации северной части Вознесенско-Присакмарской зоны ГУГР (Таловский массив западного борта Магнитогорского прогиба)

№№ п/п	SiO ₂ *	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1(29)	39,74	0,04	1,08	5,58	2,48	0,12	38,77	0,45	0,10	0,05	0,03
2(46)	36,81	0,02	1,04	5,53	4,89	0,14	41,55	0,74	0,08	0,05	0,015
3(3)	43,33	0,17	2,47	5,13	5,46	0,15	29,01	7,09	0,15	0,08	0,10
4(10)	48,92	0,17	2,47	2,53	4,46	0,12	19,56	18,12	0,32	0,07	0,05
5(8)	46,12	0,19	16,46	2,08	4,13	0,10	11,11	15,64	1,16	0,30	0,019
	La**	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	0,25	0,48	0,061	0,29	0,10	0,10	0,20	0,039	0,29	0,07	0,25
2	0,90	1,09	0,077	0,18	0,029	0,16	0,06	0,011	0,08	0,023	0,085
3	0,41	1,18	0,22	1,42	0,62	0,44	1,10	0,19	1,24	0,31	0,92
4	1,60	4,40	0,71	3,92	1,43	0,31	2,50	0,37	2,09	0,45	1,24
5	1,59	4,51	0,77	4,53	1,83	1,16	2,70	0,42	2,50	4,51	1,51
	Tm	Yb	Σ PЗЭ	Rb	Sr						
1	0,048	0,34	2,59								
2	0,017	0,027	2,86	34,0	215,0						
3	0,16	0,62	9,30	36,3	518,0						
4	0,18	0,98	20,37	27,8	1395,0						
5	0,24	1,28	23,77	21,2	1487,0						

Примечания: дунит-гарцбургитовая формация: 1 — серпентиниты апогарцбургитовые; габбро-пироксенит-дунитовый комплекс: 2 — дуниты серпентинизированные, 3 — верлиты, 4 — пироксениты, 5 — габбро высокоизвестковистое. Железистость пород (ат. %): апогарцбургитовые серпентиниты — 9,7; дуниты — 11,7; верлиты — 16,3; пироксениты — 17,9; габбро — 23,4. 1(29) — в скобках количество анализов. * Анализы петрогенных элементов выполнены в Полевской хим. лаборатории. ** Анализы редкоземельных и литофильных элементов выполнены химико-спектральным методом в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Качество концентратов по различным типам руд

№№ пп	Тип руды	Состав концентрата	№№ проб	Выход %	Содержание в %								
					Fe общ.	Fe маг.	TiO ₂	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	P	SiO ₂	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	к.о.
1	Титаномагнетитовый	Титаномагнетитовый	Проба 1 (технологическая) Суражского м-ния	15.74–	62.6–	1.77–	0.28	0.10	0.044		4.10	0.84	
				16.75	62.33	1.90							
			Малообъемные пробы Суражского м-ния	16.72	61.82	1.77	0.20	0.05					
				13.50	61.3	2.74	0.54						
2	Апатит-титаномагнетитовый	Апатитовый	Проба 1 (технологическая). Суражское м-ние	16.39	60.69	3.27	0.66						
				1.92–				22.23–					
			2.85				26.0						
			Проба 2 (технологическая) Суражского м-ния	11.57–	64.82–	1.45–	0.22	0.141–	0.062–	3.28–			
13.21	65.15	2.02			1.158	0.064	4.48						
		Апатитовый	Малообъемные пробы Суражского м-ния	14.70	59.46	2.0	0.39	0.22	0.097				
				2.26–				33.20–	14.50–				
			Проба 2 (технологическая)	2.48				37.23	16.26				

**Плотность, магнитная восприимчивость и поляризуемость
горных пород Суроямского ультраосновного массива
и вмещающих пород [Плохих, Жилин, 1993]**

№№ пп	Порода	Плотность, г/см ³		Магнитная вос- приимчивость, 10 ⁻³ ед. СИ		Поляризуе- мость, %	
		К-во обр.	Сред- няя	К-во обр.	Сред- няя	К-во обр.	Сред- няя
1	Сиениты нефелиновые	50	2,60	14	13,23	59	0,86
2	Габбро	2	3,10	32	66,0	2	0,40
3	Пироксениты все	1712	3,28	1545	230	753	5,44
	В том числе: Пироксениты апатит- магнетитовые	440	3,45	483	323	384	6,80
	Полевошпатовые пироксениты (шонкиниты)	61	2,98	62	75,8	53	1,81
	Интенсивно калишпатизированные пироксениты	4	2,85	2	5,49	3	1,41
	Измененные пироксениты с амфибо- лом, гранатом, хлоритом, цеолитом	62	3,25	72	162	61	2,14
	Оливиновые пироксениты и верлиты серпентинизированные	9	2,82	12	27,5	11	2,54
	Пироксениты нефелинизированные	33	3,00	33	37,7	33	0,95
4	Перидотиты частично серпентинизированные	36	3,11	35	4,61	35	0,81
5	Серпентиниты	9	2,69	120	57,1	108	2,65
6	Пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфириты	12	2,85	13	0,578	17	1,20
7	Диабазы	50	2,73	80	9,28	48	0,89
8	Туфы нерасчлененные	95	2,81	51	2,45	77	2,15
9	Кремнистые породы	61	2,72	41	0,28	31	0,34
10	Известняки	45	2,68	45	0	38	0,66
11	Песчаники полимиктовые	27	2,59	27	0,36	27	1,00

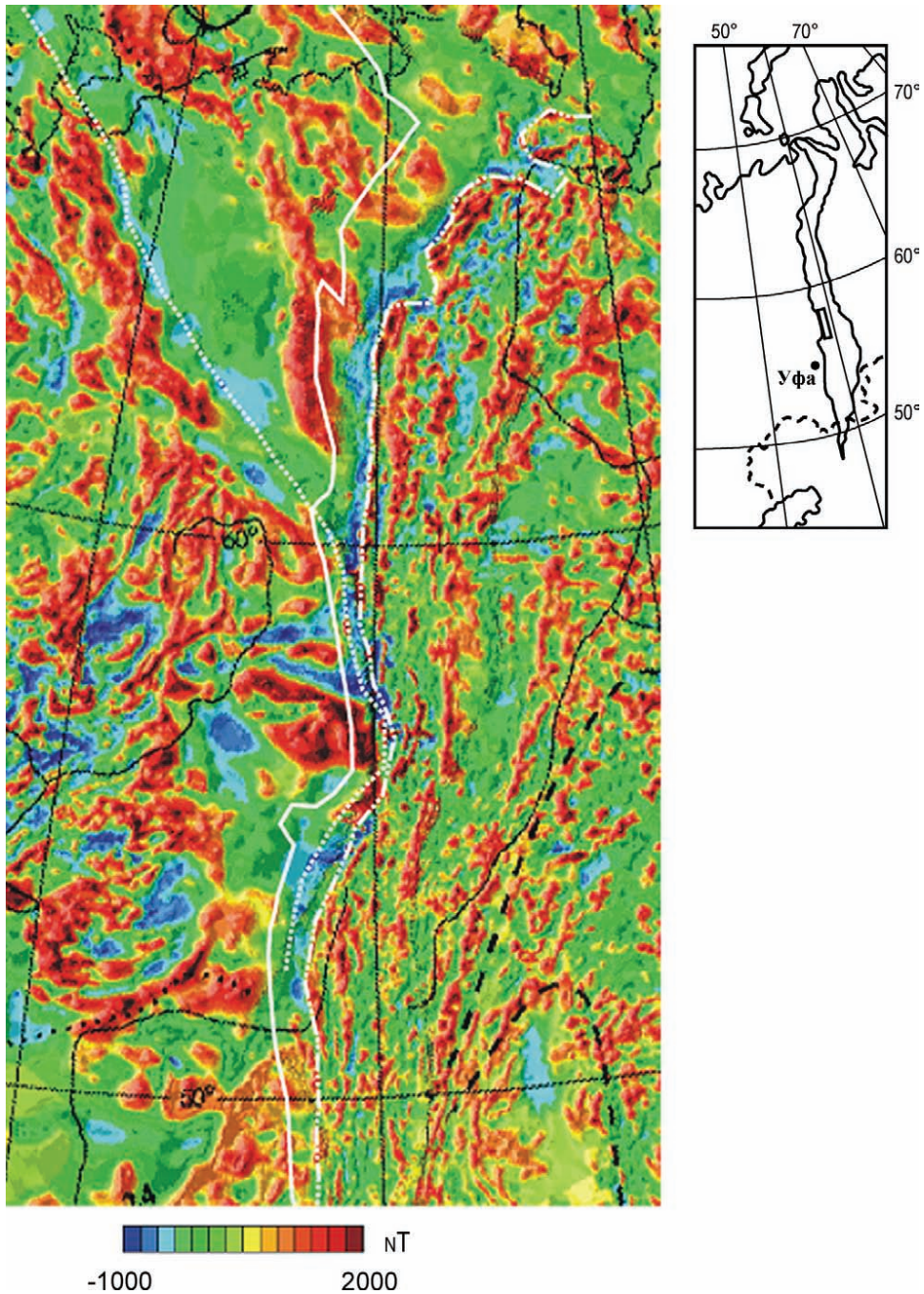


Фото 1. Схема магнитных аномалий Урало-Тиманского подвижного пояса

Сплошная линия — западная граница складчатых деформаций уралид, точки с пунктиром — Главный Уральский Разлом; пунктир — западная граница складчатых деформаций тиманид. Врезка — географическое положение изученного района (прямоугольник)

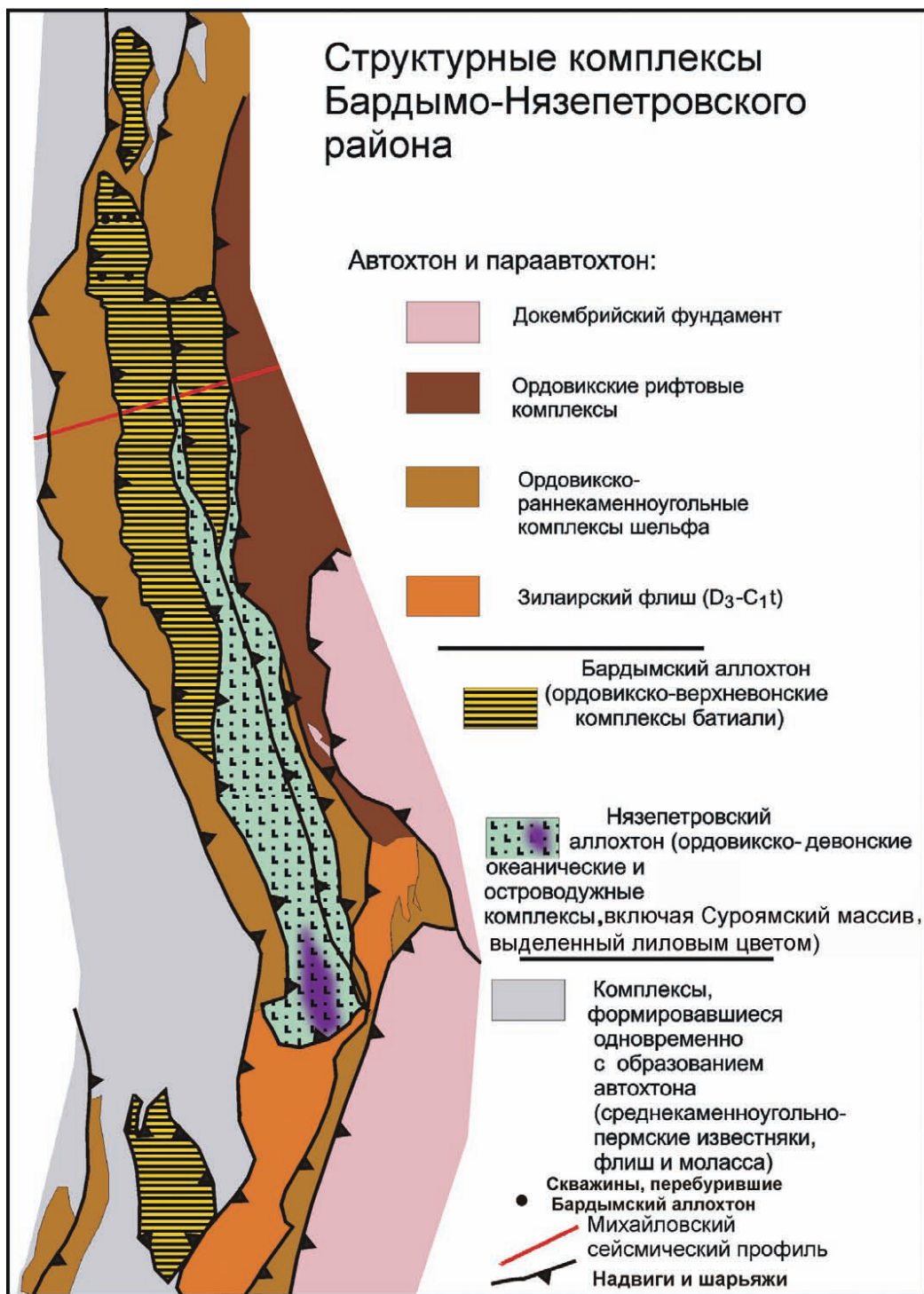


Фото 2. Тектоническая схема района Бардымско-Нязепетровского аллохтона

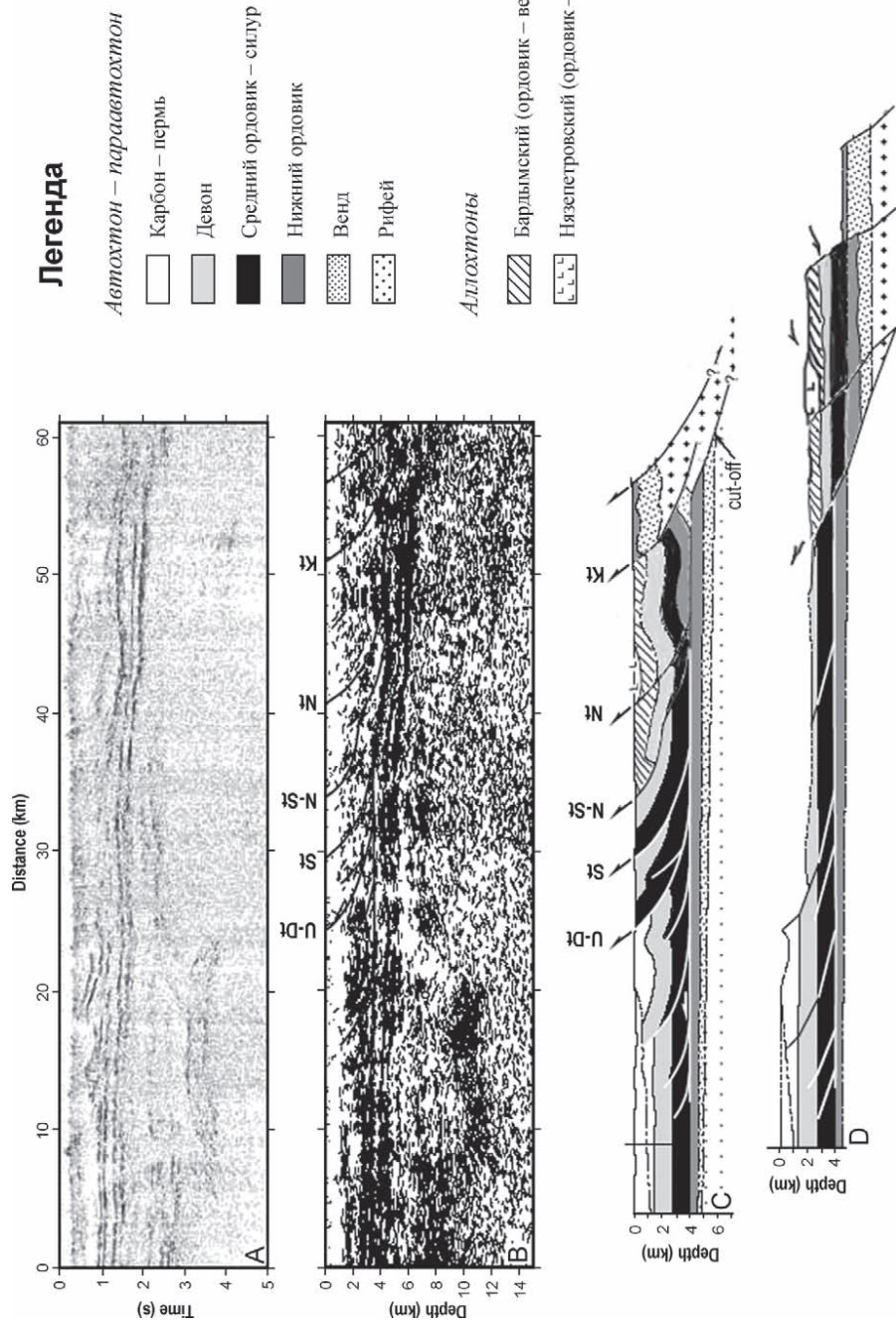


Фото 3. (А) Немигрированный разрез Михайловского сейсмического профиля. (В) Мигрированный разрез по профилю. (С) Сбалансированный геологический разрез по профилю: U-Dt, Уфимско-Демидовский надвиг; St, Сергинский надвиг; N-St, Нижнесергинский надвиг; Nt, Нязелетровский надвиг; Kt, Коноваловский надвиг. (D) Реконструированный разрез по Михайловскому профилю [Brown et al., 2006], с последующей корректировкой В.Н. Пучкова



Фото 4. Тело серпентинитов, маркирующее западный контакт Нязепетровского аллохтона с шельфовым комплексом, непосредственно западнее ж/д моста через р. Уфу в районе г. Нязепетровска. Внутри серпентинитов видна пологая зона дробления



Фото 5. Подушечные лавы базальтов сланцево-диабазовой толщи. Обнажение 4795 на левом берегу р. Уфы

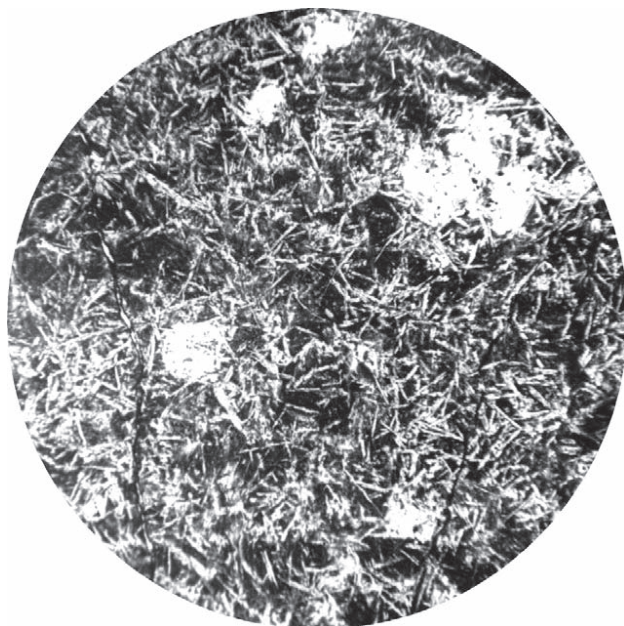


Фото 6. Спилитовидный миндалекаменный диабаз с микролитами титан-авгита в основной массе. Шлиф 8329/31. Увеличение 15^x. При одном николе

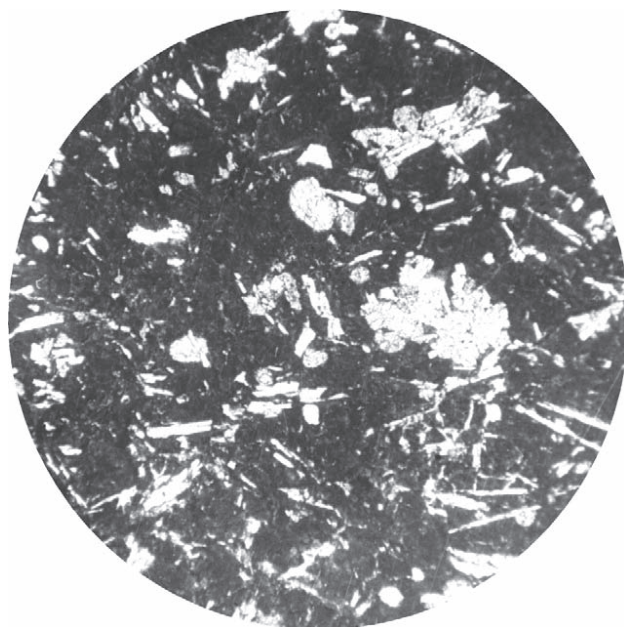


Фото 7. Базальтовый микропорфирит с витрофировой структурой основной массы. Шлиф 2724. Увеличение 15^x. При одном николе



Фото 8. Кремнистый сланец (сланцево-диабазовая толща), смятый в мелкие складки. Обнажение 4840 на правом берегу р. Уфы у Ильинского лесопункта

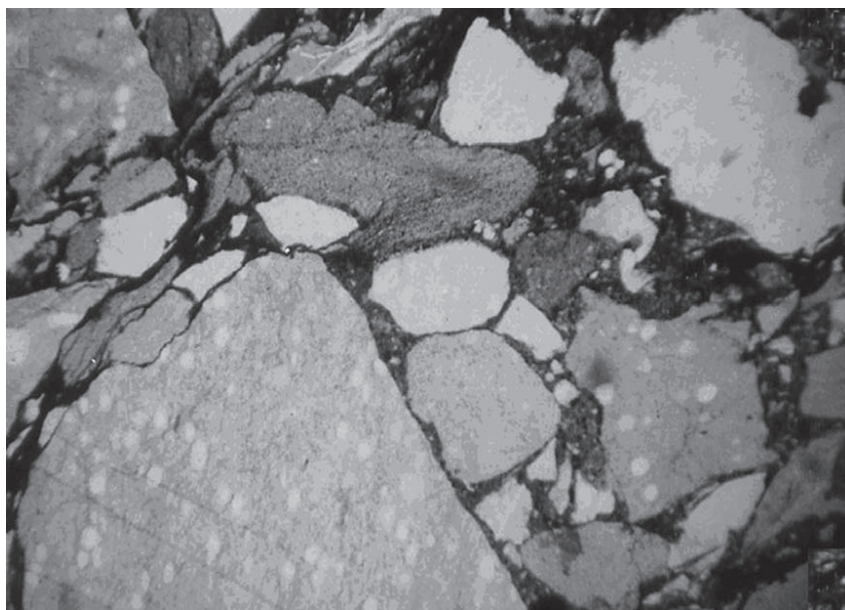


Фото 9. Кремнистый песчаник гетерокластический с угловатыми обломками радиоляриевых сланцев (сланцево-диабазовая толща). Долина р. Уфы. Шлиф 16/24.4. Увеличение 24^x. При одном никеле



Фото 10. Скальные обнажения вулканогенных пород порфирито-туфовой толщи на правом берегу р. Уфы («Соколиная гора»); в настоящее время — на берегу водохранилища

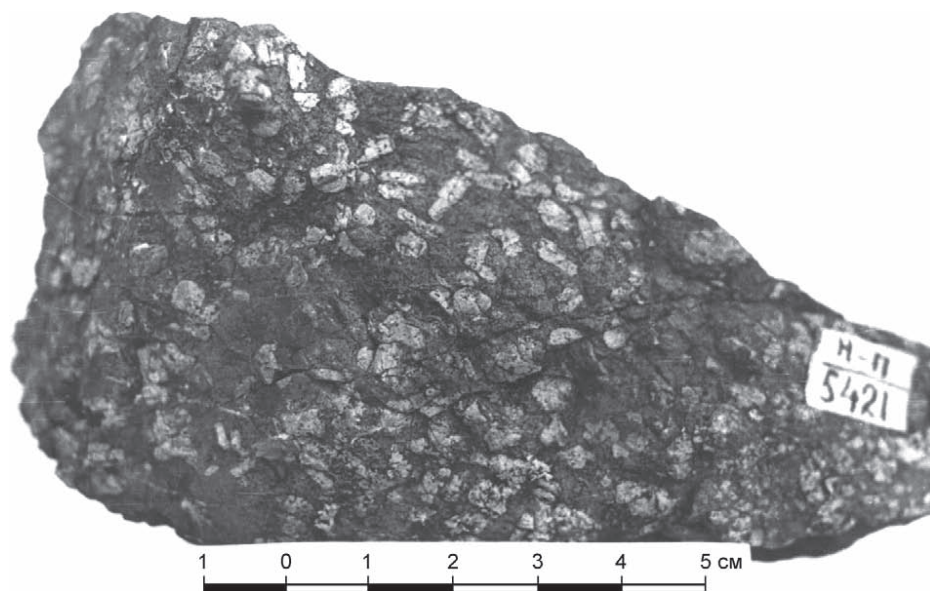


Фото 11. Плагиоклазовый порфирит базальтового состава с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Образец из обнажения, расположенного на левом берегу р. Уфы в 800 м выше устья р. Церковки

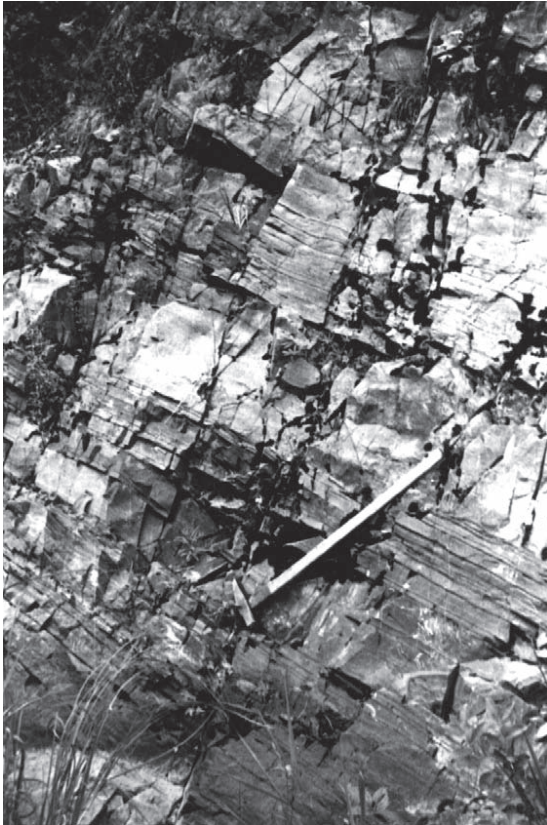


Фото 12. Ритмично-слоистые туффиты порфирито-туфовой толщи. Обнажение на правом берегу р. Большой Указар при впадении в р. Уфу
а (вверху) — общий вид, б (внизу) — деталь обнажения

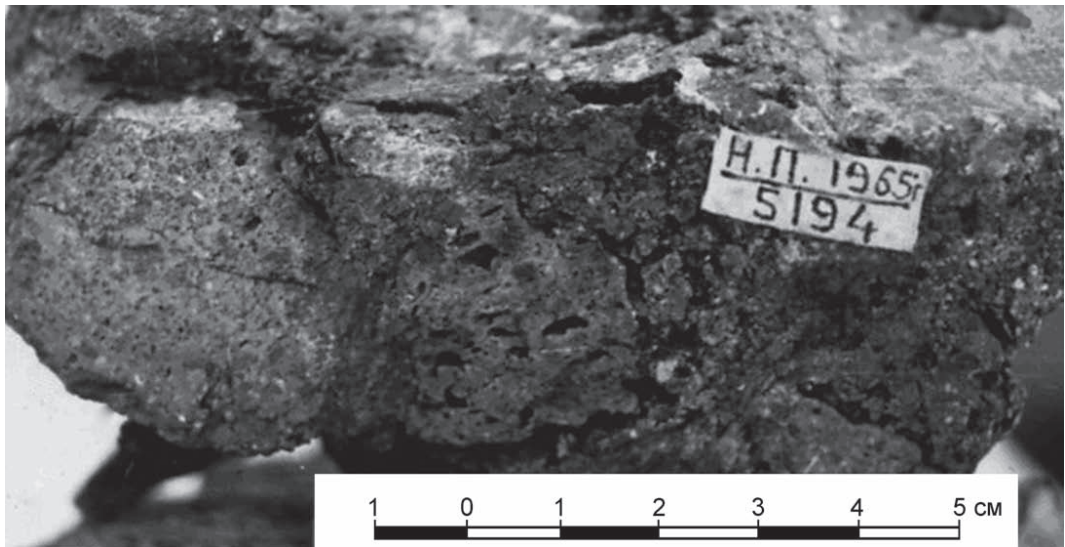


Фото 13. Лапиллиевый туф пироксен-плагиоклазового порфирита базальтового состава. Левый берег р. Нязи, к северу от г. Нязепетровска. Образец из обнажения 5194

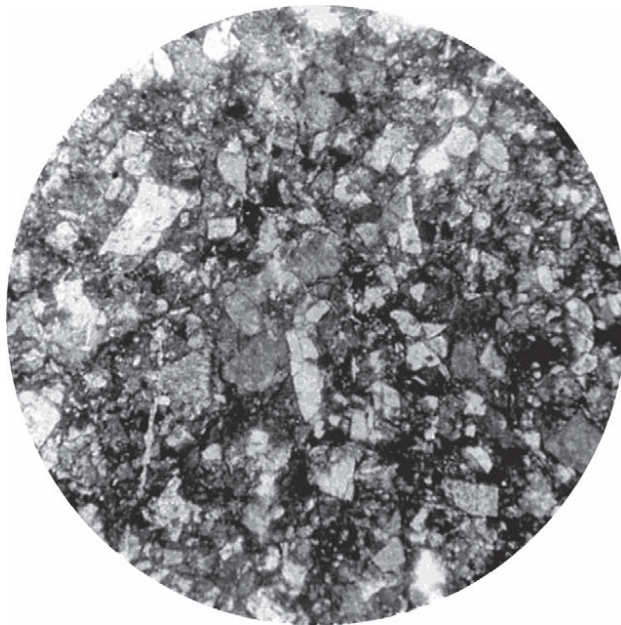


Фото 14. Псаммитовый туф основного состава (порфирито-туфовая толща). Шлиф 4355. Увеличение 15^x. При одном николе



Фото 15. Плагиоклазовый порфирит андезито-дацитового состава, субвулканическая (дайковая) фация. Шлиф 6662. Увеличение 15^x. Николи скрещены



Фото 16. Крупная глыба — ксенолит (правая часть снимка) тонкослоистых туфов порфирито-туфовой толщи среди эруптивной брекчии трахибазальт-пикритового состава. Обнажение расположено на правом берегу р. Уфы у юго-западной окраины г. Нязепетровска

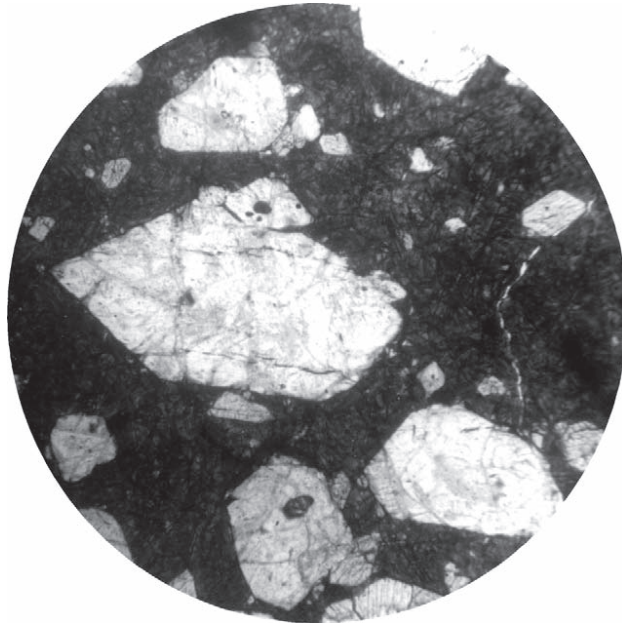


Фото 17. Пикритовый порфирит с вкраплениями пироксена и оливина. Основная масса породы витрофирова с дендритовыми микролитами пироксена. Шлиф 3–61. Увеличение 64^x. При одном николе

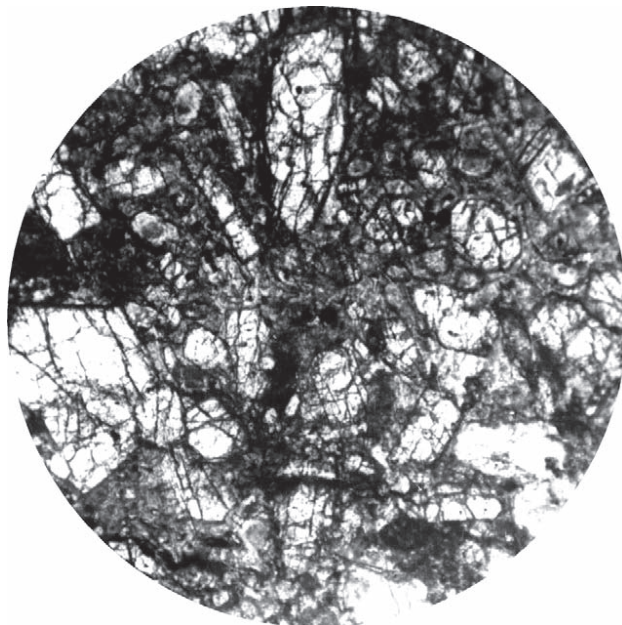


Фото 18. Лимбургит. Шлиф 69/19.7. Увеличение 15^x. При одном николе

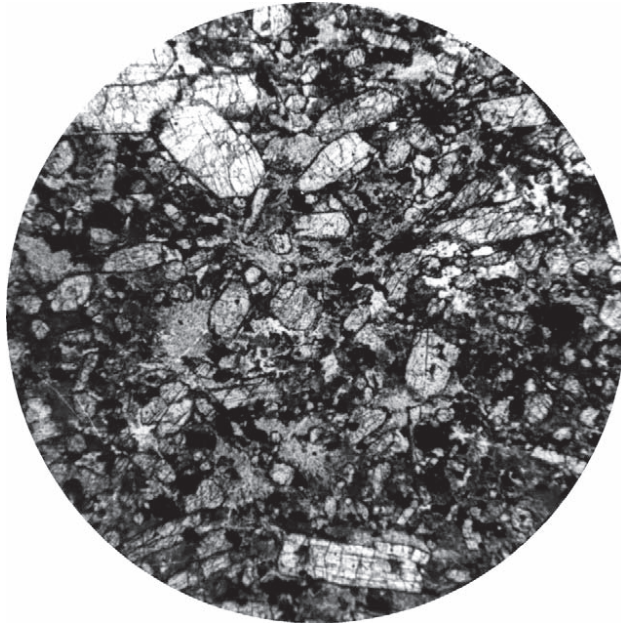


Фото 19. Пироксеновый трахибазальтовый порфирит с сериальной порфировой структурой. Шлиф 39/32. Увеличение $15\times$. При одном николе

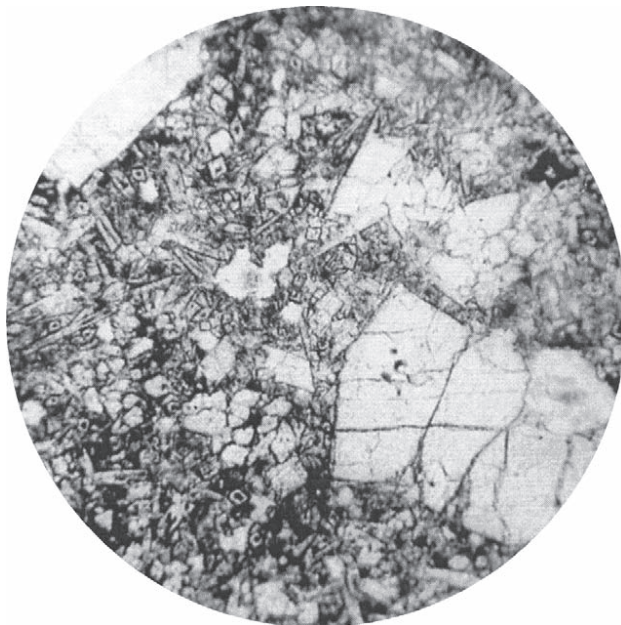


Фото 20. Пикрит-базальтовый порфирит с гипокристаллической основной массой. Микролиты пироксена призматические. Шлиф 3-91. Увеличение $15\times$. При одном николе

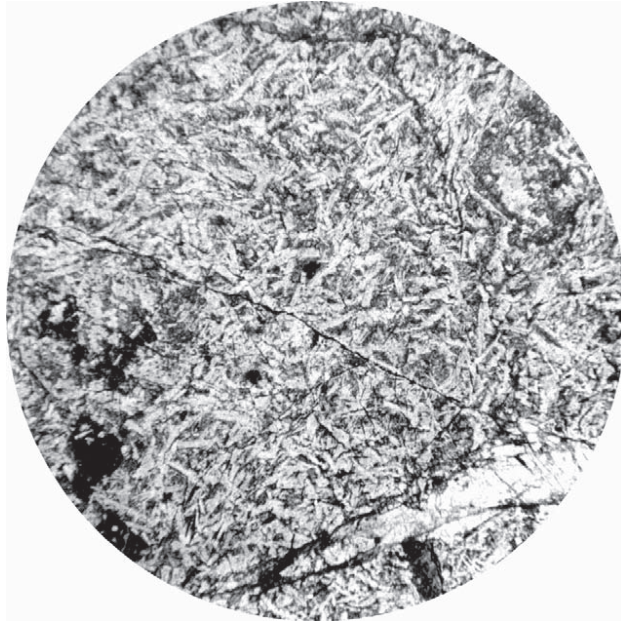


Фото 21. Трахитовый порфир с вкрапленниками эпидотизированного плагиоклаза и хлоритизированного пироксена. Шлиф 6800. Увеличение 15^x. При одном николе



Фото 22. Серпентинит лизардитовый с петельчатой структурой. Северная часть Суоямского массива. Шлиф 4817. Увеличение 64^x. Николы скрещены

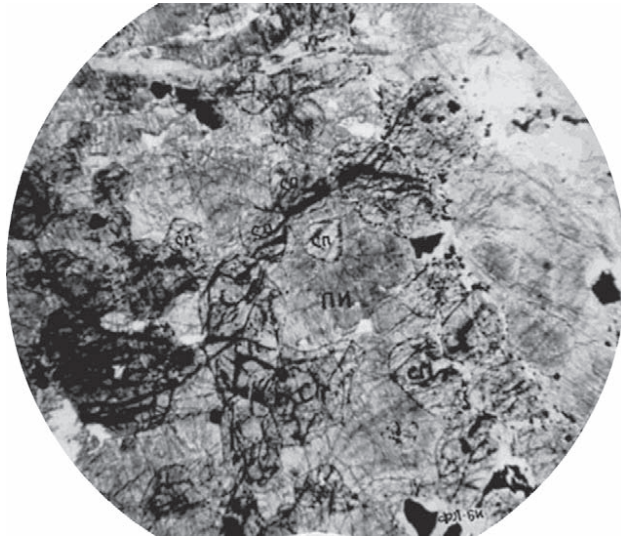


Фото 23. Перидотит серпентинизированный с пойкилитовой структурой. Серпентинизированный оливин (сп) образует пойкилитовые вроски в пироксене (пи). Прохоровско-Нязепетровский разлом. Шлиф 8310/32.5. Увеличение 16^x. При одном никеле

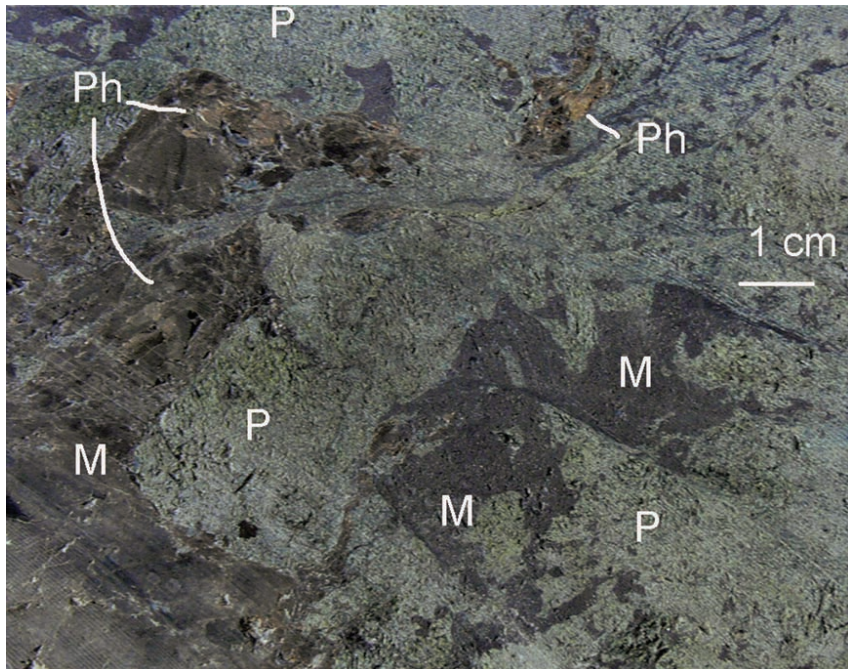


Фото 24. Пегматоидный пироксенит на мокром срезе керна скважины 25, глубина 79 м
P — пироксен, M — магнетит, Ph — флогопит

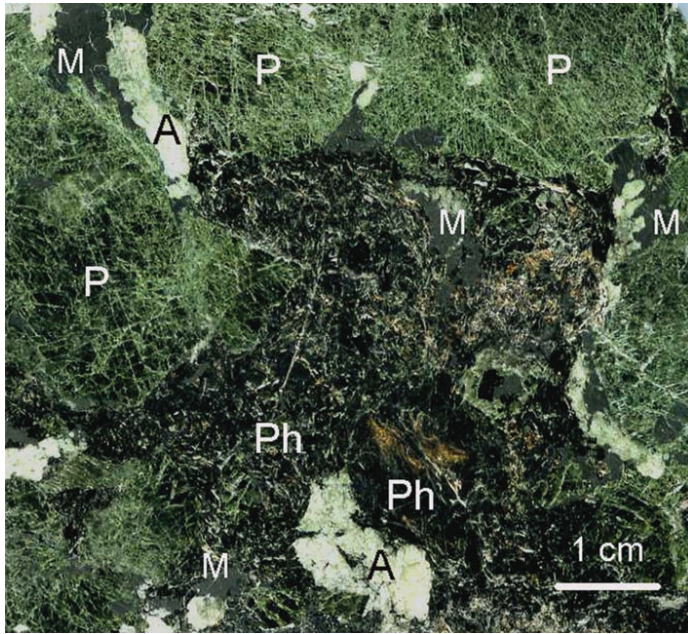


Фото 25. Пегматоидный пироксенит. Новая скважина Сур-201, глубина 95,4 м. Яркость изображения достигнута сканированием приполированного среза зерна
P — пироксен, M — магнетит, A — апатит, Ph — флогопит

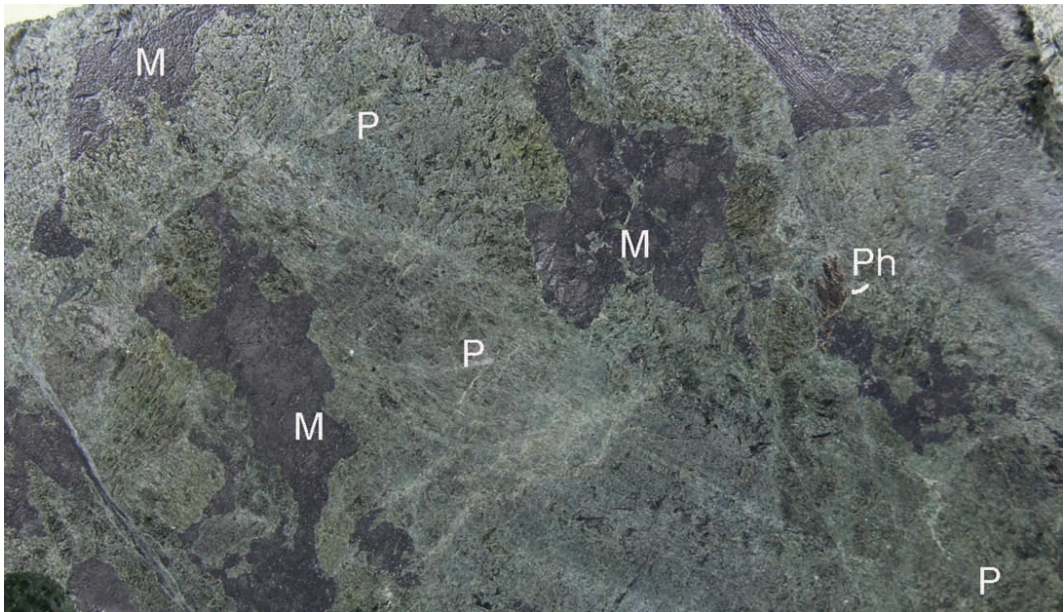


Фото 26. Полосчатый пегматоидный пироксенит. Срез зерна скв. 59, глубина 126 м. Обозначения те же, что на рис. 18

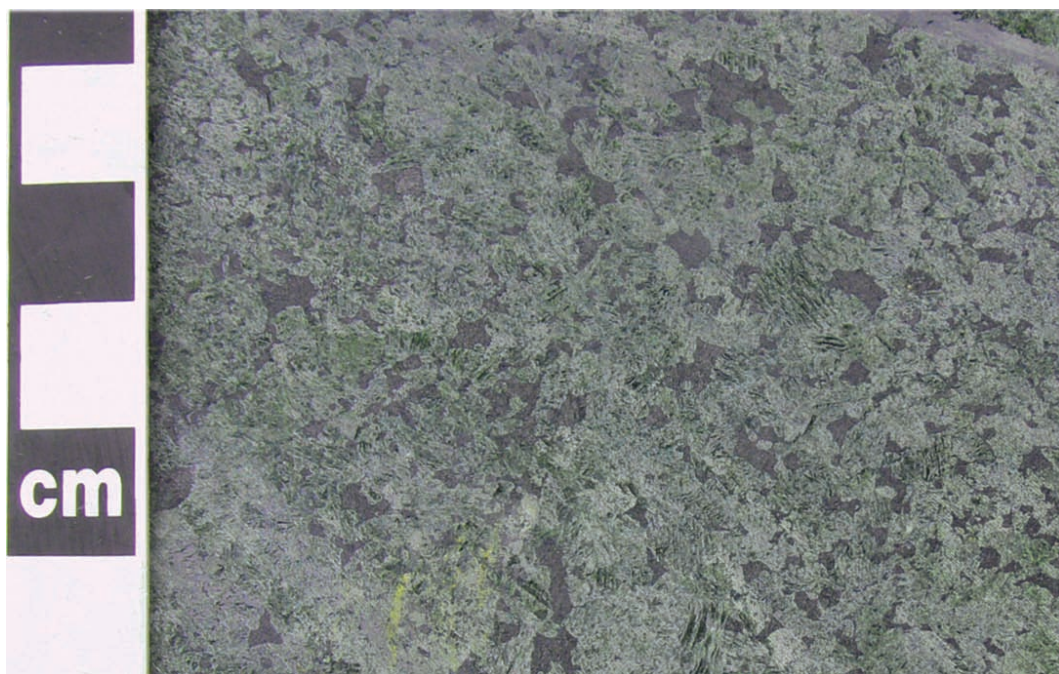


Фото 27. Характерная «рябчиковая» руда с сидеронитовой структурой. Срез керна скв. 59, глубина 116 м



Фото 28. Клинопироксенит апатит-магнетитовый с сидеронитовой структурой. Суоямский массив. Шлиф 8338/128. Увеличение 15^x. При одном никеле



Фото 29. Бластомилонит по рудному пироксениту. Срез кернa скв. 59, глубина 216 м

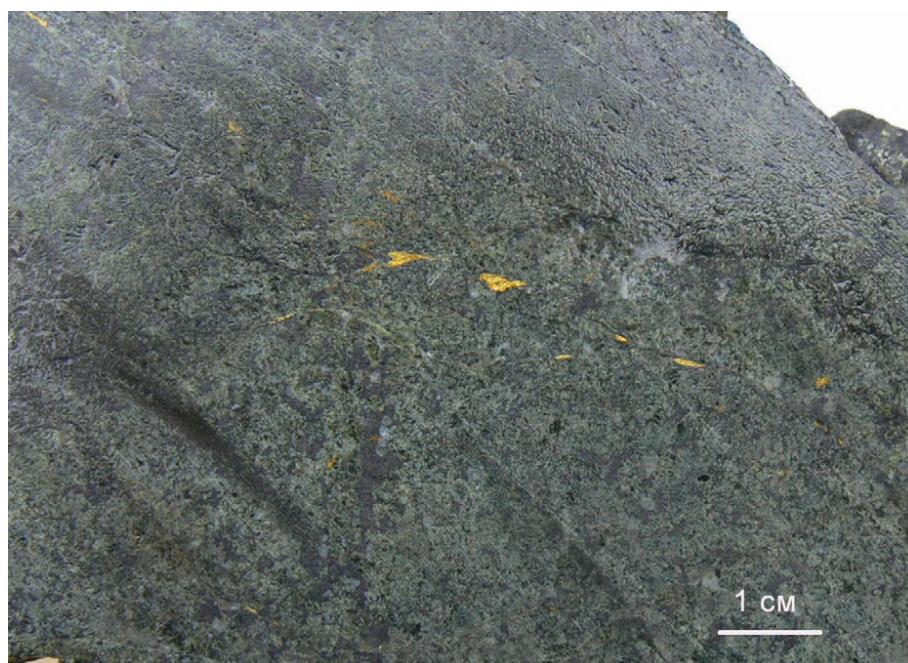


Фото 30. Сульфид, развитый по трещинкам в рудном пироксените. Срез кернa скв. 34, гл. 50 м

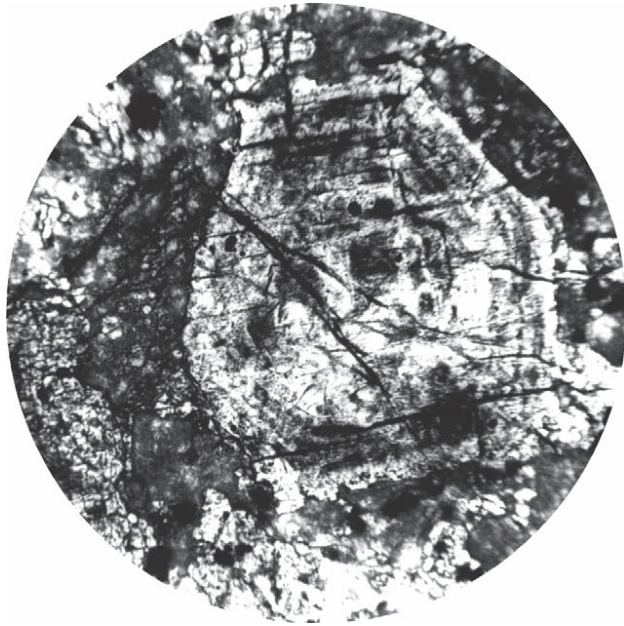


Фото 31. Зональный плагиоклаз из порфировидного габбро. Церковский массив. Шлиф 9274. Увеличение 40^х. При одном николе

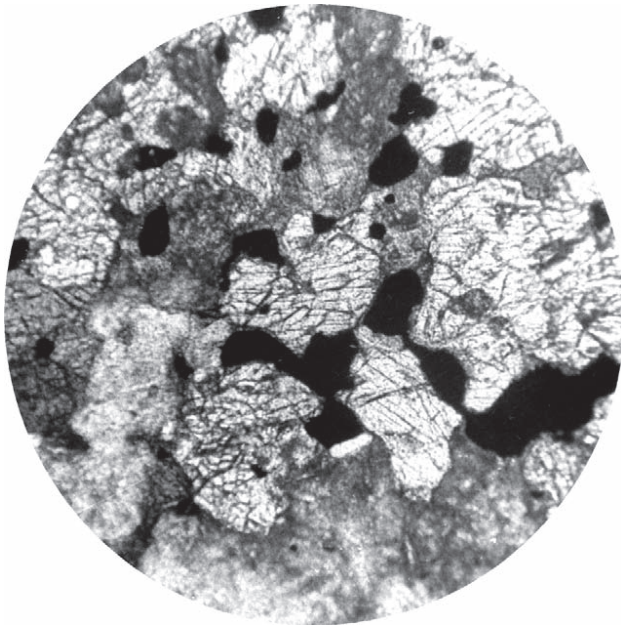


Фото 32. Роговообманково-пироксеновое габбро с титаномагнетитом. Церковский массив. Шлиф 4636. Увеличение 40^х. При одном николе



Фото 33. Калищпатовый метасоматит по гипербазиту. Срез керна скв. 63, глубина 87 м



Фото 34. Срезы керна скв. 29, с разных глубин. Разная степень калищпатизации гипербазита, вплоть до сиенита (справа)

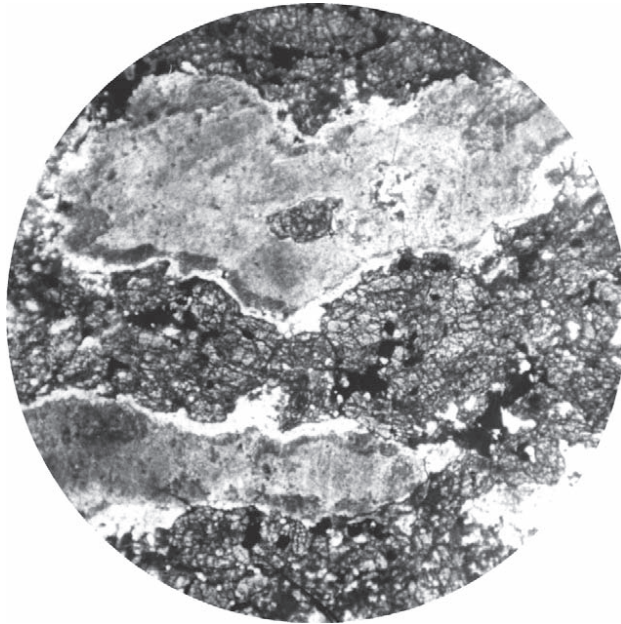


Фото 35. Удлиненные зерна калиевого полевого шпата (с оторочкой цеолита), образовавшиеся при щелочном метасоматозе клинопироксенитов Суроямского массива. Шлиф 8252/43. Увеличение 15^x. При одном николе

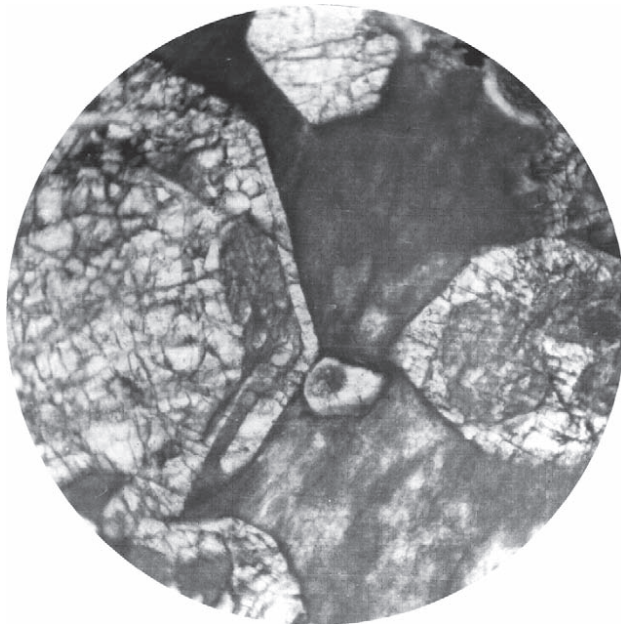


Фото 36. Вкрапленник корродированного моноклинного пироксена в нефелинизированном пироксените Суроямского массива. Шлиф 8258/57. Увеличение 80^x. При одном николе

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Краткие сведения о геологической изученности района	5
Глава 2. Положение зоны в общей структуре Урала	7
Глава 3. Магматические формации	11
3.1. Вулканические формации	11
3.1.1. Базальтовая (спилит-диабазовая) куказарская формация	11
3.1.2. Базальт-андезит-базальтовая (порфирировая) нязепетровская формация	21
3.1.3. Трахибазальт-трахитовая нязинская формация	29
3.2. Плутонические формации офиолитовой и платиноносной ассоциаций ...	37
3.2.1. Дунит-гарцбургитовая формация	38
3.2.2. Дунит-клинопироксениновый комплекс (платиноносный)	44
3.2.3. Габбро-диоритовый комплекс	64
3.2.4. Габбро-сиенитовый комплекс	74
Глава 4. Сравнительный анализ состава магматических образований Нязепетровской зоны и их аналогов из других регионов	81
Глава 5. Рудоносность Нязепетровской зоны	86
5.1. Железо и фосфор	86
5.2. Медь	93
5.2.1. Колчеданный тип	93
5.2.2. Скарновый тип	95
5.2.3. Медно-вкрапленный тип	96
5.3. Благородные металлы	97
5.3.1. Золото	97
5.3.2. Платиноиды (палладий и платина)	98
5.4. Редкие металлы	100
Глава 6. Основные черты истории геологического развития Нязепетровской зоны ...	102
Заключение	104
Список литературы	106
Приложения. Таблицы химических анализов пород и минералов Нязепетровской зоны	111

Научное издание

**Жилин Игорь Викторович
Пучков Виктор Николаевич**

Геология и рудоносность Нязепетровской зоны (Средний Урал)

*Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института геологии
Уфимского Научного центра РАН*

Подготовка оригинал-макета А. Черников

Подписано в печать 10.12.2008.
Формат 100×70¹/₁₆. Бум. офсет. № 1. Гарнитура «Ньютон».
Усл. печ. л. 14,83. Уч.-изд. л. 17,34. Тираж 250. Заказ 552.

ООО «ДизайнПолиграфСервис»
г. Уфа, ул. К. Маркса, 37, корп. 3, оф. 205
Тел.: (347)291-13-60
Эл. почта dizain_press@mail.ru

Отпечатано в полном соответствии
с представленным оригинал-макетом
в ООО «ДизайнПолиграфСервис»

Игорь Викторович Жилин, горный инженер-геолог, специалист в области металлогении черных металлов (железо, хром), первооткрыватель Суоямского месторождения вкрапленных железных руд. Автор 43 публикаций и 10 научно-производственных отчетов.



В различные годы занимался детальной геологической съемкой, поисками и разведкой редких металлов, меди и золота, бокситов, железных руд. С 2003 года заведующий Лабораторией физико-химической экологии Челябинского государственного университета.



Виктор Николаевич Пучков, доктор геол.-мин. наук, профессор, член-корреспондент РАН, директор ИГ УНЦ РАН; широко известен в стране и за рубежом прежде всего как знаток геологии Урала. Он автор и соавтор более 600 научных работ, в том числе более 40 отдельных публикаций.

Интерес к аллохтонам Уфимского амфитеатра зародился у В.Н. Пучкова еще в 1972 г. С тех пор он периодически возвращался к этой теме, проводя полевые работы, знакомясь с кернами скважин, публикуя некоторые из полученных материалов.

Сотрудничество с И.В. Жилиным, начатое в 2005 г., привело к созданию этой книги.

