

Г. М. САРАНЧИНА

Кандидат геолого-минералогических наук

ПЕТРОЛОГИЯ ВЕЛИМЯКСКОЙ ИНТРУЗИИ И СВЯЗАННОЕ С НЕЮ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

В данной статье приводятся основные результаты детальных петрологических исследований Велимякской интрузии постгладожского возраста, проведенных в 1946 году.

Массив Велимяки расположен в Питкярантском районе Карело-Финской ССР, в 5,5 км к северо-западу от поселка Импилахти и в 500 м к северу от ст. Велимяки железной дороги Янисярви — Питкяранта.

С породами Велимякской интрузии связаны месторождения титано-магнетита, благодаря чему этот район Приладжья являлся объектом геологического исследования еще в середине прошлого столетия.

Первые краткие сведения о Велимякской интрузии даются в 1891 г. в работе Хольмберга (3). Далее, в 1896 г. опубликована работа Бланкета, в которой приводятся результаты геолого-петрографических исследований массива Велимяк и рудных месторождений этого района. Работа Бланкета в описательной части дает весьма ценный материал, который использован при всех дальнейших исследованиях (1). Результаты исследований Бланкета с небольшими дополнениями приводятся в работе В. Хакмана (1).

В 1941 г. район Импилахти и, в частности, Велимякское месторождение, изучались геологом А. С. Ясновой, однако, исследования были прерваны в связи с начавшейся войной.

В 1945 году геологические исследования Питкярантско—Сортавальского района и Велимякского массива были возобновлены и осуществлялись геологами А. А. Миндлиной, Л. Н. Патрубович и Г. А. Головановым. Последним проводились разведочные работы в пределах рудных месторождений Велимяки.

Наиболее древними породами, слагающими Велимякский район, являются сланцы ладожского возраста, образующие мощную толщу, вытянутую в меридиональном направлении между глыбами архейских гнейсо-гранитов, расположенных к западу и востоку от изучаемого района. В составе этой толщи преобладают слюдяные сланцы, меньше распространены ставролитовые сланцы и в резко подчиненном количе-

стве встречаются маломощные пропластки скарнированных пород и кварцитов.

По внешнему виду слюдяные сланцы могут быть подразделены на две группы: первая представлена темными слюдяными породами филлитовидного облика; вторая группа представлена более светлыми породами, бедными слюдой и богатыми кварцем. Эти разновидности дают постепенные переходы, часто тонко перемежаясь друг с другом. Существенными минералами слюдяных сланцев являются биотит и кварц; наряду с этими минералами почти всегда присутствуют плагиоклазо-олигоклаз и мусковит. Увеличение содержания плагиоклаза обуславливает переходы к гнейсам. Наблюдается закономерность в содержании слюды и плагиоклаза, именно: в разностях, богатых слюдой, полевой шпат отсутствует или содержание его невелико. Из минералов, имеющих второстепенное значение, следует отметить гранат, рудный минерал, хлорит, исключительно редко силлиманит и турмалин (силлиманитовые гнейсы были встречены лишь в южной части района на островах Мякисало и Лаппи).

В слюдяных сланцах иногда видно образование довольно крупных порфиروبластов мусковита, расположенных поперек или косо по отношению к сланцеватости породы, что указывает, повидимому, на посттектоническую его кристаллизацию. Аналогичные примеры посттектонической кристаллизации могут быть отмечены в некоторых гранатосодержащих разностях, а также в ставролитовых сланцах. Ставролитовые сланцы представляют собой темные породы с порфиروبластической структурой. Порфиروبласты представлены ставролитом и реже — гранатом. Содержание ставролита непостоянно, от 40 до 3—5%. Среднее содержание ставролита 20—25%, размер порфиروبластов 3—5 см.

Среди ставролитовых сланцев встречаются прослои слюдяно-мусковитовых сланцев, не содержащих ставролита, а также в редких случаях прослои кварцитов. Ставролит интенсивно замещается мусковитом.

«Шаровые» тела или «ядра» представляют собой своеобразного вида образования эллипсоидальной, округлой, линзообразной, колбасообразной и т. п. форм, заключенные обычно в слюдяных сланцах, от которых они отличаются своей более светлой окраской. Средний размер этих образований не превышает обычно 15—20 см в поперечнике. Можно наблюдать не только изолированные образования, но отдельные маломощные пропластки в слюдяных сланцах, часто пережатые, показывающие с «ядрами» совершенно одинаковый петрографический состав.

Наиболее распространенной породой, слагающей «шаровые» образования, является весьма мелкозернистая порода желтоватого цвета, состоящая из кварца, основного плагиоклаза ряда битовнита, моноклинного пироксена диопсид-геденбергита или обыкновенной роговой обманки, граната, цоизита, биотита, кальцита. Минералогический состав названных образований показывает, что в толще глинистых осадков первоначально имелись маломощные пропластки, богатые известью, из которых в процессе последующего метаморфизма образовались породы типа скарнов, богатые такими кальцийсодержащими минералами, как цоизит, гранат, плагиоклаз, близкий к анортиту, кальцит и диопсид.

В изучаемом районе толща ладожских сланцев имеет почти меридиональное простирание с незначительными отклонениями на северо-за-

пад и на северо-восток. Сланцы образуют сложные синклинали с крутыми углами падения крыльев, вытянутые в меридиональном направлении между глыбами гнейсо-гранитов. В сланцевой толще, равно как и в магматических породах постладожского возраста, происходили чрезвычайно интенсивные деформации, сопровождаемые повсеместно наблюдаемыми дифференциальными движениями. Общее направление этих движений близко к меридиональному, о чем можно судить по направлению линейности, расположению осей мелких складок, перистых трещин и будинаж-структур. Направление линейных структур в пределах изучаемого района соответствует $150\text{--}190^\circ$ с углами падения $30\text{--}40^\circ$.

В результате деформации и дифференциальных движений в сланцевой толще, неоднородной по составу, возникают своеобразные образования, описанные выше под названием «шаровых» или «ядерных» сланцев. Эти «шаровые» тела представляют собой фрагменты-будины более твердых пластов породы, среди более пластичных слюдяных сланцев. Образование будинаж-структур осложнялось вращательными движениями. Деформации осуществлялись в пластическом состоянии, на что указывает птигмитовая складчатость в них с «завихрениями» вокруг будин (остров Тунисаари и др.).

Толща ладожских сланцев прорывается интрузиями основных пород, к которым относится Велимякский комплекс пород и синхронная с ним интрузия острова Мякисало. Кроме того ладожские сланцы секутся гранитными породами, пользующимися в изучаемом районе незначительным распространением, но имеющими в более западных районах широкое развитие.

Образование интрузий Мякисало и Велимяки приурочено к постладожской эпохе диастрофизма. Исследование первично магматического строения и форм этих интрузий затруднено вследствие процессов метаморфизма. Метаморфизм выразился как в тектоническом изменении пород, так и во вторичном минералообразовании.

Весь Велимякский массив, площадь которого равна 10 квадратным километрам, разбит сетью милонитизированных зон, по которым происходили дифференциальные смещения, нарушившие первичную структуру плутона и мешающие часто выяснению взаимоотношений между породами, слагающими его. Интрузия острова Мякисало подвержена тектоническим изменениям более интенсивно.

Первичные контакты с вмещающей толщей сланцев обычно не сохраняются, благодаря интенсивным дислокациям, в результате которых в краевых частях интрузий наблюдается часто блокировка изверженных пород, возникновение зон милонитизации и тектонического массива.

Иногда сохранившиеся несогласные контакты дайки метабазитов, рвущие ладожские сланцы, и ксенолиты последних в магматических породах, дают возможность судить о возрасте этих интрузий и об их первично секущем характере.

В заключение надо сказать, что в изучаемом районе устанавливаются два разновременных периода движений.

Первый из них характеризуется тем, что движения происходили в меридиональном направлении под углом $30\text{--}40^\circ$ с юга на север и осуществлялись длительное время. Наличие этих движений отмечается в метаморфической толще ладожских сланцев до внедрения Велимякской интрузии, что доказывается тем, что дайки основных пород секут слюдяные сланцы, содержащие будины скарнированных пород (о-в Тунисаари). На северном берегу острова Мякисало и на мысе

Лапинниemi блоки слюдяных сланцев, с содержащимися в них «ядерными» образованиями, включены в качестве ксенолитов в магматических породах (Фиг. 1).

Движения того же направления сопровождали внедрение постладожских интрузий изучаемого района, а также продолжались после их формирования. Это обнаруживается по одинаковому направлению



Фиг. 1. Дайка основных пород, секущая сланцы.

директивности в габбро-диоритах массива Велимяки, будинаж-структур в сланцах и расположению линейности в осланцеванных магматических породах массивов Велимяки и Мякисало и, наконец, в границах залива Куйвалахти.

Второй, более молодой период движений, обусловил тектонические нарушения контактов изверженных пород со сланцами, появление разломов и сбросов (напр., на острове Мякисало, по южному берегу которого произошел сброс), а также возникновение многочисленных зон милонитизации, пересекающих массивы интрузивных пород часто в виде густой сети. Эти зоны милонитизации часто секут вторичную сланцеватость в магматических породах (о-в Хавусаари).

В общем направлении этих движений нам не удалось установить закономерности; не исключена возможность того, что эти молодые движения не были одновременными.

Массив Велимяки сложен различными по составу породами, приуроченными, как показали геологические исследования (наличие магматических брекчий, жильных образований и т. п.), к различным фазам интрузивной деятельности. Устанавливается следующая последовательность в образовании пород Велимякской интрузии: перидотиты и пироксениты, габбро-диориты, мангериты и жильные породы сиенитового ряда.

К перидотитам и пироксенитам приурочено титано-магнетитовое ору-
денение.

Между отдельными членами этого ряда можно видеть нередко и
постепенные переходы, по которым можно судить о тесной генетиче-
ской связи этих пород. Например, в районе месторождения Чепукан-
мяки, между рудными пироксенитами и габбро-диоритами прослежи-
ваются постепенные переходы через разности плагиоклазовых пироксе-
нитов и меланократовых габбро. Здесь же встречены меланократовые
габбро, содержащие в качестве первичного минерала микроклин-пер-



Фиг. 2. Магматическая брекчия диоритового состава в пироксенитах.

тит и даже кварц. Первичный характер этих минералов устанавливается
по магматической структуре. Те же взаимоотношения устанавли-
ваются в районе рудных месторождений Велимяки I и II. Переходы
от габбро-диоритов к мангеритам были прослежены в ряде пунктов.
Химический анализ габбро-диоритов, содержащих первичный микро-
клин, и мангеритов (гора Лакеамьяки) показали полную тождествен-
ность. В габбро-диоритах и мангеритах повсеместно наблюдаются мел-
кие шширообразные тела метапироксенитов, сходные по составу с
крупными телами, образовавшимися в первую фазу интрузивной дея-
тельности.

На острове Мякисало наблюдается весьма сходный комплекс пор-
од, изучение которого, правда, затруднено вследствие интенсивного
метаморфизма, огнейсования и дизъюнктивных дислокаций этой об-
ласти. Первыми членами этого комплекса пород являются метаморфи-
зованные пироксениты, отличительную черту которых составляет высо-
кое содержание апатита, достигающее в этих породах до 10—12%. Сле-
дующими членами являются огнейсованные габбро-диориты, кварце-
вые мангериты (южная часть о-ва Мякисало и о-в Тортонсаари) и
жильные породы довольно разнообразного состава (олигоклаз-мик-
роклиновые и микроклиновые жилы, жилы состава кварцевых сиени-
тов и, наконец, порфиroidные грано-сиениты, граниты и аплиты).
Жильные породы больше всего распространены в юго-восточной части
острова в контакте габбро-диоритов и кварцевых мангеритов.

В пределах Велимякской интрузии преобладают метаморфизован-
ные габбро-диориты, слагающие всю центральную, северную и северо-
восточную часть массива. Амфиболитизированные пироксениты (и пери-
дотиты) встречаются в различных пунктах Велимякского массива,

образуя более крупные тела в периферических его частях, где к ним приурочены месторождения титано-магнетита Велимяки I и II, Чепуканьяки, Харкиньяки и Хехкеньяки. Более мелкие тела пироксенитов, часто нацело амфиболизированные, наблюдаются повсеместно как в пределах Велимякского массива, так и на островах к югу от него. Породы типа мангеритов, а также своеобразные жильные породы особенно распространены в южной части массива (г. Лакеамьяки и окрестности озера Мусталампи). Жильные породы приурочены обычно к областям контактов мангеритов и габбро-диоритов.

Все породы, слагающие Велимякский массив, подвергались повсеместно интенсивным процессам метаморфизма, которые можно разделить: 1) на физические изменения, проявляющиеся в катаклазе составных частей — раздроблении и грануляции плагиоклаза, изогнутости чешуек биотита, в образовании Mörtel структур и в бластических преобразованиях, осланцевании и милонитизации породы в целом; 2) на изменения, сказывающиеся во вторичном минералообразовании.

Часто метаморфические изменения породы становятся столь интенсивными, что совершенно изменяют первичный минералогический состав и структуру. Для установления первичного состава и строения породы следует изучать те из них, в которых метаморфические изменения незначительны и первично магматические минералы еще не окончательно замещены вторичными.

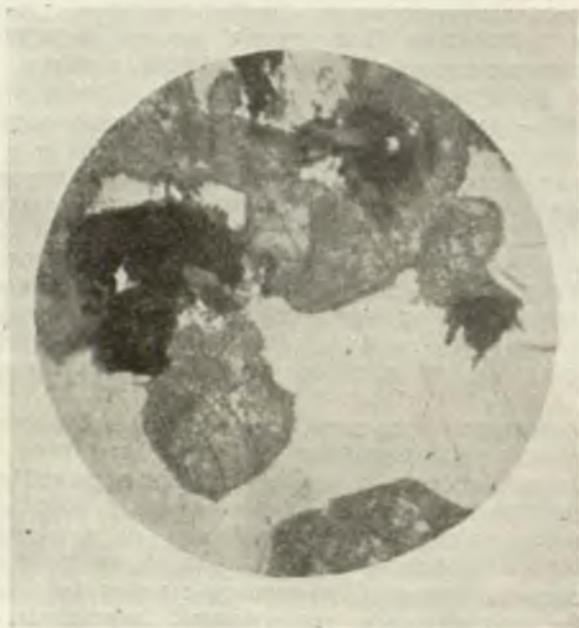
По минералогическому составу, структурным особенностям и характеру метаморфизма рудосодержащие пироксениты всех месторождений Велимякского массива, а также интрузии острова Мякисало показывают полную идентичность. По внешнему виду породы эти меняются в зависимости от степени метаморфизма их и, в первую очередь, от интенсивности амфиболизации. Текстура их часто такситовая, причем неоднородность связана, во-первых, с первичной такситовостью, обусловленной неодинаковым содержанием первичных минералов в породе; наблюдается, например, обогащение отдельных участков титано-магнетитом, плагиоклазом; во-вторых, со вторичными изменениями породы, в результате которых она амфиболизирована и биотитизирована часто неоднородно. Амфиболизированные участки всегда более крупнозернисты и имеют кристаллобластическую структуру. Структура в малометаморфизованных разностях панидиоморфная, реже сидеронитовая; в плагиоклазовых разностях, благодаря мезостатическому развитию плагиоклаза, возникает пойкилитовая структура.

Из первичных минералов главная роль принадлежит моноклинному пироксену диопсид-геденбергиту (возможно, аутометаморфическому), реже авгиту. В меньших количествах встречается бурая роговая обманка, титано-магнетит, плагиоклаз № 45—52; оливин встречается редко, будучи обычно изменен в агрегат вторичных минералов. Несущественными минералами являются апатит, сфен, рутил. Первый из них, однако, приобретает часто значение существенной составной части. В плагиоклазовых пироксенитах с магматической структурой на горе Чепуканьяки в качестве первичного минерала встречен микропертит.

Содержание титано-магнетита обычно 10—12%, доходит в некоторых участках месторождений Чепуканьяки и Велимяки I до 30—50%. Однако такие участки, обогащенные титано-магнетитом, редки. По мере интенсивности метаморфизма содержание титано-магнетита резко умень-

шается, и амфиболиты обычно содержат этот минерал в качестве незначительной примеси.

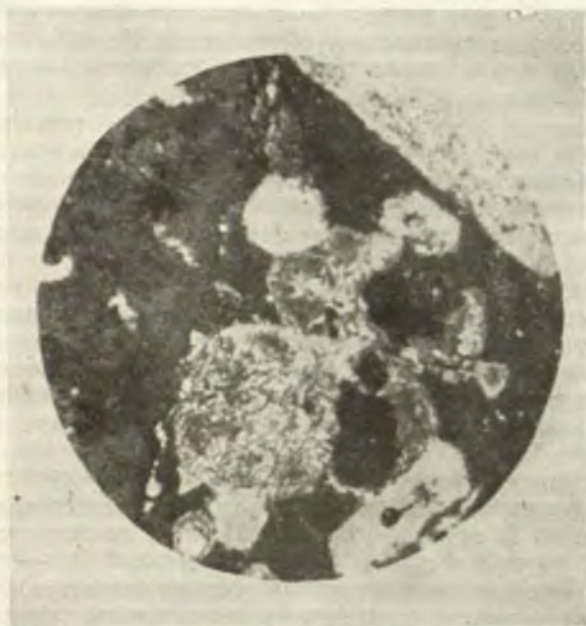
В области распространения габбро-диоритов можно наблюдать целый ряд пород, состав и структура которых зависят исключительно от интенсивности метаморфических изменений. Существенными, первичными (возможно, аутометаморфическими) минералами габбро-диоритов являются плагиоклаз № 44—45, диопсид-геденбергит (возможно,



Фиг. 3. Структура мангеритов.

заместивший первичный авгит), реже бурая роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы аналогичны таковым в пироксенитах. В некоторых разновидностях габбро-диоритов встречен первичный микроклин, увеличение содержания которого обуславливает переходы к мангеритам. Первичный генезис микроклина доказывается типичной магматической структурой. При детальном картировании в 1946 году нами были выделены на геологической карте своеобразные породы типа мангеритов. На основании полевых исследований и микроскопической обработки следует считать, что эти породы имеют магматический генезис и не являются возникшими метасоматическим путем, как это считали ранее, относя эти породы к мигматизированным габбро-диоритам (Миндлина, Патрубович). Магматический генезис мангеритов устанавливается по наличию массивных разностей этих пород, не обнаруживающих никаких следов метасоматического замещения, и, самое главное, по наличию в них магматических структур. Наконец, если бы такие огромные тела (гора Лакеамьяки и ее окрестности) были образованы метасоматическим путем, то и контактирующие с ним породы, естественно, должны были бы подвергаться изменениям, чего в действительности не наблюдается.

Мангериты резко отличаются от габбро-диоритов своим розовым цветом, обусловленным обычным присутствием в них в качестве существенного минерала микроклина. Плаггиоклаз в них соответствует обычно № 35—37. Контакт мангеритов и габбро-диоритов резкий. В контакте возникают своеобразные жильные породы, минералогический состав которых характеризуется присутствием микроклина или



Фиг. 4. Структура мангеритов.

микроклин-пертита и плаггиоклаза № 11—12 (реже № 16—18). Второстепенное значение имеют зеленая роговая обманка, биотит, эпидот, сфен, рудный минерал, кварц. Последний встречается исключительно редко в породах Велимякского массива, но в районе острова Мякисало присутствует постоянно (кварцевые мангериты в южной части Мякисало, о-в Торнтонсаари).

В количественном отношении микроклин обычно резко преобладает над плаггиоклазом, составляя в некоторых жилах до 80% всей массы породы. На острове Мякисало в метаморфизованных перидотитах встречены мономинеральные микроклиновые жилки.

Гидротермально-пневматолитоидная стадия в метаморфизме Велимякского комплекса пород развита незначительно и сказывается, помимо замещения минералов магматических пород (напр., карбонатизация амфибола), в образовании жил, которые приурочены чаще всего к зонам тектонических нарушений. Жильные породы гидротермально-пневматолитоидного типа могут быть разделены на две группы: 1) плаггиоклаз-карбонатные (содержащие биотит, турмалин, эпидот, апатит; плаггиоклаз представлен в них альбит-олигоклазом); 2) альбит-кварцевые (содержащие биотит и сульфиды).

Заключение

Интрузивное тело Велимяки залегает в толще ладожских сланцев. Постладожский возраст интрузии устанавливается по несогласным контактам, ксенолитам вмещающих пород в габбро-диоритах и дайкам метаморфизованных основных пород, секущим сланцы. Интрузия Велимяки представляет собой дифференцированный плутон, сформировавшийся в несколько фаз интрузивной деятельности. Устанавливается следующая последовательность в образовании Велимякского интрузивного комплекса пород: перидотиты + пироксениты — габбро-диориты — мангериты — жильные породы сиенитового ряда.

К перидотитам и пироксенитам приурочено титано-магнетитовое оруденение. По генезису рудные месторождения Велимяки относятся к месторождениям магматического типа.

Взаимоотношения между пироксенитами и габбро-диоритами устанавливаются по нахождению характерных магматических брекчий и дайкам габбро-диоритов в пироксенитах.

Магматический генезис мангеритов определяется по наличию в них магматических структур. В контакте габбро-диоритов и мангеритов возникают многочисленные жилы, близкие по составу к сиенитам. Наряду с взаимоотношениями пород, устанавливающими определенную последовательность в их образовании, наблюдаются и постепенные переходы между отдельными членами этого ряда, указывающие на их тесную генетическую связь.

Исходный магматический расплав, из которого образовался Велимякский интрузивный комплекс пород, соответствовал по составу габбро-диоритам. В первую фазу интрузивной деятельности образовались породы, богатые Fe, Mg, Ca, Ti и бедные SiO_2 — перидотиты и пироксениты, содержащие сегрегации титано-магнетита. В первичном магматическом расплаве содержалось значительное количество калия, который появляется иногда даже в первых порциях закристаллизовавшегося материала — полевошпатовых пироксенитах и габбро-диоритах в виде биотита и микроклина. Последующие порции магмы обогащаются SiO_2 , K₂O, образуя мангериты и жильные породы, состоящие из плагиоклаза (№ 10—13) и микроклина.

Полезные ископаемые

Полезными ископаемыми изучаемого района являются титано-магнетитовые руды массива Велимяки.

В пределах Велимякской интрузии расположено пять железорудных месторождений, тождественных в генетическом отношении и носящих названия Велимяки I и II, Чепуканмяки, Хехкенмяки и Харкинмяки. Два последних месторождения расположены в южной части массива на возвышенностях того же названия.

Месторождения Велимяки I и находящиеся от него поблизости Чепуканмяки приурочены к северной оконечности массива и, наконец, месторождение Велимяки II расположено в окрестностях озер Муста-лампи и Сяркилампи. Впервые руда в районе массива Велимяки (месторождение Велимяки I) была открыта в 1855 г. Холмбергом и далее, в 1884 и 1886 гг., были найдены остальные месторождения. Руда разрабатывалась Путиловским Акционерным Обществом с 1889 до

1891 г. и с 1895 до 1905 г. В среднем добывалось около 30 000 тонн руды, а в 1900 г. максимальная добыча составляла 45.000 тонн (1, 2, 3).

Рудопроявление приурочено к амфиболизированным пироксенитам и перидотитам, которые, как указано выше, образовались в первую фазу интрузивной деятельности и представляют собой продукты кристаллизации, обогащенные Fe, Mg, Ca, Ti и бедные SiO_2 по сравнению с другими породами Велимякского комплекса, являющимися более молодыми. Рудосодержащие породы представлены пироксенитами и реже метаморфизованными перидотитами, к которым приурочена первично магматическая вкрапленность титано-магнетита. Иногда титано-магнетит образует мелкие сегрегации, размерами от 10 до 40 см.

В распределении рудной вкрапленности и сегрегаций не устанавливается никакой закономерности, и многие пироксениты практически не содержат рудного минерала. Вследствие сказанного нельзя определить среднее содержание рудного компонента в породе, каковое устанавливается по одним исследованиям в 15—18%, по другим — в 30%.

Химический анализ, проведенный Е. Н. Набилковой, показал содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 18,51\%$, $\text{FeO} = 9,48\%$ (при содержании $\text{SiO}_2 = 40,24\%$). Анализ так называемой «срединной породы», приведенный в работе Бланкета, показывает более высокое количество $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 63,40\%$, при весьма низком содержании $\text{SiO}_2 = 18,62\%$ и представляет собой, очевидно, разность ультраосновных пород, включающих рудные сегрегации.

Наряду с неравномерностью в распределении руды, связанной с магматической кристаллизацией, надо отметить, что и при процессах метаморфизма (амфиболизации пород) количество титано-магнетита всегда резко уменьшается.

По генезису все месторождения массива Велимяки относятся к сегрегационным месторождениям магматического типа, приуроченным к ультраосновным породам, которые, в свою очередь, образовались из магматического расплава, близкого по составу к габбро-диоритам.

Опробование и разведка Велимякских руд с учетом данных геофизической разведки, произведенные в 1945 г. по заданию Ленинградского Геологического Управления, указали на нерентабельность разработки этих месторождений.

Учитывая неравномерное распределение рудного компонента в породе при весьма низком содержании, а часто полном его отсутствии, и принимая во внимание данные магнитометрических исследований в этом районе, наша оценка промышленного значения Велимякских месторождений совпадает с вышеуказанным заключением геологов Ленинградского Геологического Управления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бланкет Хуго. Рудное поле Велимяки и некоторые геологические данные округа Соргавала в Восточной Финляндии. (Перевод со шведского Н. В. Шейко). Geol. Fören. Forhandl. No. 172. Häft 4, 1896.
2. Hackman V. Suomen Geologien Heiskartta. Helsinki, 1933. (Перевод со шведского В. Сонненберг).
3. Holmberg H. Bemerkungen auf einer geognostischen Reise in Ost-Finland. Geol. Fören. B., 1891.

G. M. Sarantshina

VELIMÄEN INTRUSIIVISTEN VUORILAJIMASSAIN PETROLOGIA JA SEN
YHTEYDESSÄ PALJASTUNEET MALMIT

YHTEENVETO

Velimäen vuorimassiivi sijaitsee Karjalais-Suomalaisen SNT:n Pitkärannan piirissä, 5,5 kilometriä Impilahdesta luoteeseen.

Velimäen intrusiivisten vuorilajimassain muodostuminen lasketaan kuuluvaksi diastrofismin post-laatokkalaiseen kauteen, joka määritellään eruptiivisten yhteyksien, gabbro-dioriitteihin sisältyvien xenotimien ja laatokkalaisia liuskakivikerrostumia leikkaavien malmijuonten avulla.

Velimäen massiivi on differentioitunut plutoni, joka on muodostunut intrusiivisen toiminnan useammassa vaiheessa. On määritelty Velimäen intrusiivisten vuorilajimassain muodostumisen johdonmukaisuus (vanhemmista nuorempiin lajeihin): peridotiitit + pyrokseenit — gabbro-dioriitit — mangaaniitit — syeniittisarjan juonimuodostukset. Tämän sarjan ensimmäiseen osaan lasketaan kuuluvaksi titaani-magnetiittinen malmeutuminen. Velimäen titaani-magnetiittiset kerrostumat kuuluvat syntyavaltaan magmatyyppisiin segregatsionisiin kerrostumiin.

Magmamassa, josta Velimäen intrusiiviset vuorilajimassat ovat muodostuneet, vastaa kokoonpanoltaan gabbro-dioriitteja. Intrusiivisen toiminnan ensimmäisessä vaiheessa muodostuivat vuorilajit, jotka ovat rikkaita Fe, Mg, Ca, Ti ja köyhiä SiO_2 : peridotiitit ja pyrokseenit, jotka sisältävät titaanimagnetiitin aineksia. Kristalliseerautumisen seuraavat ainekset rikastuvat SiO_2 ja K_2O , muodostaen mangaaniitia, kvartsimanganiittia ja erikoisia malmijuonia, jotka kokoonpanoltaan ovat läheisiä syeniitille.