

червона фаза раніше була визначена як вуд'яврит [1]. Але електроннозондовий аналіз (ЕЗА) виявив, що у її складі домінує кремнезем (SiO_2 51 %), залізо (Fe_2O_3 32 %) і алюміній (Al_2O_3 9.5 %), а титан відсутній. Після прожарювання при 920°C (3 доби) фіксується тільки одна фаза – гематит. Псевдовуд'яврит надзвичайно поширений в амфіболових сієнітах і імовірно є причиною їх локального забарвлення.

Найпізніший гідротермальний процес на Азовському родовищі – утворення сидериту. Сидеритизація була настільки інтенсивною, що у всіх різновидах сієнітів тріщини і мікротріщини заповнені карбонатом заліза. Температурний інтервал утворення сидериту не з'ясований. У деяких прожилках він відкладається на щітках кристалів кварцу і пізнього альбіту, в інших - на світлий аморфний матеріал (рис.4). Найбільша кількість сидериту відкладена в лейкократових сієнітах. Амфібол в них перетворений на суміш аморфного матеріалу (переважає), шамозиту, магнетиту і сидериту.

За масштабністю прояву постмагматичні процеси на Азовському родовищі можна розділити на три типи: а) метасоматичне утворення аніту; б) псевдоморфізація бритоліту; в) сидеритизація. Не зважаючи на те, що не маємо точних даних відносно умов їх протікання цих процесів (температури, тиску, складу флюїду), є певна відмінність між метасоматичним утворенням слюди в закритій системі і гідротермальною кристалізацією сидериту з участю метеорної води. Загальною особливістю цих процесів була низька фугітивність кисню, що узгоджується з відновними умовами кристалізації Азовської інтрузії.

Література

1. Мельников В. С., Возняк Д. К., Гречановская Е. Е. и др. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности // Минералогический журнал. — 2000. — 22, № 1. — С. 42–61.
2. Кульчицька Г.О., Мельников В.С. Генетичні типи флюориту Азовського родовища. // Мінерал. збірник Львів. ун-ту.-2002.-№ 52. Вип..1. С.61-67
3. Arden K.M., Halden N. N. Crystallization and alteration history of britholite in rare-earth–element–enriched pegmatitic segregations associated with the Eden Lake complex, Manitoba, Canada. // Canadian Mineralogist.- 1999.- v.37.- P.1239-1253.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ АЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ)

Мельников В.С., Козарь Н.А. **, Стрекозов С.Н.***

**Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины; ** КП «Укрюжгеология»
(Украина, Днепрпетровск)*

Несмотря на длительный период изучения Азовского месторождения в настоящее время отсутствуют отчетливые представления о его генезисе. Это можно объяснить несколькими причинами, но, прежде всего, тем, что исследовалась только малая часть разреза интрузии (около 350м). В отсутствие естественных обнажений важная петрологическая информация оказалась не доступной. Кроме того, явно недостаточно число определений РТ-параметров кристаллизации минералов, отсутствуют корректные геохимические исследования, опирающиеся на количественное определение редких и рассеянных элементов, нет результатов анализа изотопов. Существуют две точки зрения на генезис месторождения: а) высокие концентрации редких элементов (РЭ) – результат физических процессов дифференциации вещества в магматической камере [3,5,6,8]; б) определяющую роль в образовании промышленных концентраций РЭ играли метасоматические процессы [1,4,9,12].

Для понимания генетической природы месторождения благоприятно то обстоятельство, что подобные расслоенные сиєнітовыє интрузии известны на с.-з. Украины

(Ястребецкая и Давыдковская [3,10]) и в Гренландии (Кунгнат [15]). Однако существует важное отличие – только Азовская интрузия содержит промышленные концентрации циркония и редких земель.

Следует различать генезис магматических пород, содержащих редкометалльную минерализацию, и генезис собственно месторождения. В основании механизмов рудообразования лежат физические процессы, происходящие в магматической камере (кумуляция, конвекция, инфильтрация и др.). Поэтому мы ограничимся рассмотрением только магматического этапа образования месторождения, исключив метасоматические процессы преобразования редкоземельной руды.

Геологическая ситуация и петрография. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение локализовано в породах расслоенной интрузии (штока), представленных известково-щелочными (двухполевошпатовыми) и щелочными (однополевошпатовыми) кварцевыми сиенитами (рис.1). Известково-щелочные сиениты, вероятно, составляют нижнюю часть интрузии. В них встречаются меланократовые прослои («базификаты» по Л.К.Пожарицкой), химический состав которых соответствует щелочному габбро (рис.1).

Возможно, что породы такого состава находятся ниже доступной части разреза. Центральная часть интрузии сложена меланократовыми (низ) и лейкократовыми (верх) щелочными сиенитами. Схематический разрез Азовского штока может выглядеть так (снизу вверх): 1. Щелочные габброиды. 2. Щелочно-земельные оливин-пироксеновые и оливин-пироксен-амфиболовые сиениты, кварцевые и кварцсодержащие. 3. Щелочные оливин-пироксеновые и оливин-пироксен-амфиболовые сиениты. 4. Щелочные кварцсодержащие амфиболовые сиениты (такситовые). 5. Щелочные оливин-пироксен-амфиболовые сиениты (такситовые). 6. Щелочные кварцевые биотитовые сиениты. В этой последовательности пород нет резких границ. Смежные разновидности сиенитов нередко переслаиваются, например, кварц-амфиболовые и оливин-пироксен-амфиболовые такситовые сиениты. В ряду сиенитов закономерно изменяется минеральный состав пород и состав минералов. Фаялит встречается преимущественно в бескварцевой ситуации. Он

отсутствует в щелочноземельных сиенитах, его роль выполняет ферросилит. В

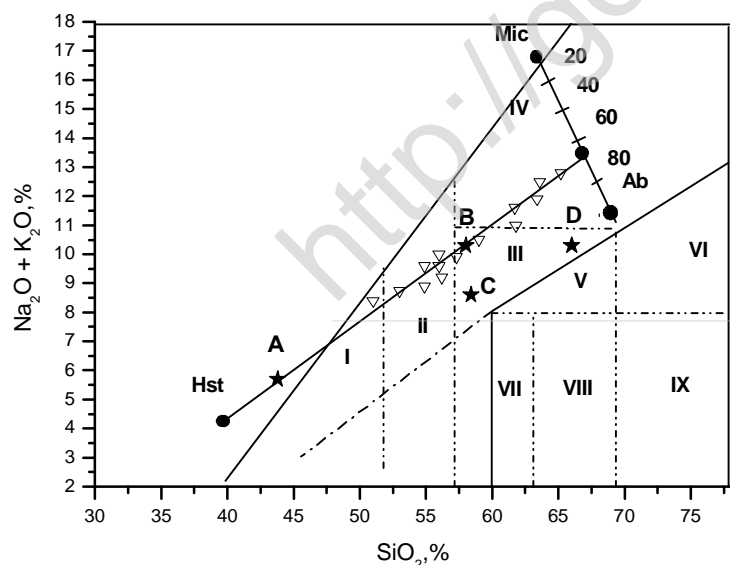


Рис.1. Диаграмма (Na₂O + K₂O) - SiO₂ для сиенитов Азовского месторождения.

Треугольники- такситовые сиениты; точки – составы гастингсита (Hst), микроклина (Mic), альбита (Ab); среднее содержание: А – щелочное габбро, В – такситовые сиениты, С – щелочноземельные сиениты, D – кварц-аннитовый сиенит, поля: I – щелочное габбро, II – монзонит, III – сиенит, IV – щелочной сиенит, V – кварцевый сиенит.

кварцсодержащих щелочных сиенитах кристаллизуется геденбергит. Слюда (аннит) появляется в не большом количестве (5-7 %) в такситовой разновидности сиенитов, но в более поздней кварц-аннитовой ее количество возрастает до 15-20%. Содержание амфибола изменяется от 15-20% в щелочноземельных сиенитах до 70-90% в меланократовых такситах. Ильменит (характерный минерал нижней части сиенитовой последовательности) постепенно сменяется магнетитом в меланократовых такситах. Содержание бритолита, ортита и циркона

резко возрастает в оливин-пироксен-амфиболовых такситах. Здесь сосредоточена основная масса циркона и бритолита. Флюорит присутствует во всех разновидностях сиенитов, образуя каплевидную вкрапленность в амфиболе, слюде и ЩПШ. Наибольшее количество флюорита приходится на лейкократовый сиенит. В «базификате» находится плагиоклаз андезин (№40-43), а в щелочноземельном сиените ЩПШ (48-52 % $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) ассоциирует с кислым плагиоклазом (№ 15-20). В такситовой разновидности щелочных сиенитов среднее содержание в ЩПШ альбитового минала 63%. Оно возрастает до 73% в кварц-аннитовых сиенитах. Гастингситовая роговая обманка щелочноземельных сиенитов заменяется гастингситом в щелочных сиенитах. При этом увеличивается щелочность и падает содержание глинозема. В фаялите растет содержание марганца, а в геденбергите – марганца и натрия. Слюда в кварц-аннитовых сиенитах более марганцовистая по сравнению с аннитом такситовых сиенитов. Изменяется состав ильменита – постепенно растет содержание марганца. Указанные изменения состава минералов отражают рост степени дифференциации расплава [7]. В каждой разновидности сиенитов зернистость породы сильно варьирует. Образование крупнозернистых и пегматоидных разновидностей сопровождается разобщением фемических минералов и полевого шпата. В результате образуются неоднородные (пятнистые) сиениты, расположенные выше однородных. В меланократовых сиенитах распространены слоистая и такситовая текстуры. Слои образованы преимущественно щелочным полевым шпатом (ЩПШ) и амфиболом (\pm оливин, \pm пироксен, \pm кварц). К такситовым сиенитам приурочена промышленная редкометальная минерализация.

Состав породообразующих минералов. Фемические минералы всех разновидностей сиенитов относятся к крайним железистым членам изоморфных Mg-Fe-рядов [5,6,7]. Они представлены фаялитом, ферросилитом, геденбергитом, гастингситом и аннитом. Гастингсит – основной фемический минерал щелочных сиенитов, в кварцевом лейкократовом сиените - аннит. Состав ЩПШ щелочных сиенитов - анортотит (содержание $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ в ЩПШ меланократовой и лейкократовой - 63 и 73 % соответственно). Содержание в ЩПШ $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ возрастает от 5% (щелочноземельные сиениты) до 0.5-1.0% (щелочные лейкократовые). Все ЩПШ - микропертиты иногда криптопертиты. Матрица пертитовой структуры – низкий альбит, пертиты - максимальный микроклин. Степень сегрегации пертитовой структуры варьирует в зависимости от степени неоднородности породы. В пятнистых и такситовых сиенитах образуются трехмерные (объемные) пертиты [6]. Общая тенденция изменения состава фемических минералов проявляется в росте содержания щелочей (гастингсит, геденбергит) и марганца (фаялит, аннит) [7].

Магматическая кристаллизация и дифференциация. Минеральный состав щелочноземельных сиенитов (плагиоклаза, ферросилит, отсутствие слюды, мало флюорита, но много апатита) указывает на кристаллизацию на более глубоких горизонтах магматической камеры. Это подтверждается составом минералов - менее щелочной, но более магниезильный и глиноземистый амфибол, больше извести в ЩПШ. Состав ЩПШ (63% $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) в щелочных (такситовых) сиенитах указывает на гиперсольвусные условия кристаллизации: $T=1000-1200^\circ\text{C}$ и $P=1.0-2.0$ кбар [16]. Первыми кристаллизовались сингенетичные циркон и бритолит. Их включения наблюдаются во всех остальных минералах. Температура кристаллизации циркона (по включениям расплава) находится в интервале $1250-920^\circ\text{C}$ [6]. Позже выделялись фаялит и геденбергит. Они всегда встречаются вместе с более поздним гастингситом, образуя ассоциации (Фа+Гаст), (Гед+Гаст) или (Фа+Гед+Гаст). Температура солидуса ЩПШ была вероятно ниже $750-700^\circ\text{C}$. Если учесть, что а) силикатная часть щелочных сиенитов составляет не менее 80-85% породы, б) ЩПШ имеет гиперсольвусный состав и в) фемические минералы предельно железистые, то можно предположить, что сиениты Азовского месторождения представляют продукты кристаллизации остаточного (низкотемпературного) расплава. Основным механизмом его образования была фракционная кристаллизация подкоровой базитовой магмы в соответствии с трендом Феннера. Это подтверждается не только отчетливой Eu-аномалией в

распределении редкоземельных элементов [3,4], но также очень низкой фуггитивностью кислорода – на уровне и ниже кварц-фаялит-магнетитового буфера. Это проявилось в низкой степени окисленности гастингсита и аннита [6]. Низкая фуггитивность кислорода предопределила раннюю кристаллизацию фаялита и позднюю – магнетита.

Наиболее масштабно дифференциация сиенитового расплава проявилась в образовании верхней пачки кварц-аннитовых щелочных сиенитов (лейкосиенитов). Особенности их минерального и химического состава проявляются в следующем: а) фемические минералы представлены исключительно железистой слюдой (аннитом), которая часто ассоциирует с магнетитом и альбитом; б) содержание слюды крайне изменчиво; некоторые участки лейкосиенитов – типичные пертозиты; в) лейкосиениты заметно обогащены F (флюоритом), SiO₂ (кварцем) и CO₂ (сидеритом); г) циркон и бритоцит – минералы не характерные для лейкосиенитов; д) ЩПШ обогащен натрием (до 73-85% NaAlSi₃O₈). В тоже время, ЩПШ обладает типичной для магматического анортоклаза пертитовой структурой [6].

Кумулятивный процесс. Предполагается, что расслоение щелочных сиенитов на лейкосиениты и меланосиениты произошло в результате кумуляции фемических и рудных минералов. На диаграмме SiO₂-(Na₂O+K₂O) видно, что точки состава щелочных меланосиенитов располагаются на прямой, соединяющей средний состав гастингсита и анортоклаза с 63% NaAlSi₃O₈ (рис.1) [14]. Это возможно только в случае, если такситовый сиенит представляет «смесь» этих минералов (3-5% фаялита и геденбергита можно пренебречь). Необходимо допустить, что такситовые сиениты образовались при погружении тяжелых фемических минералов из верхних горизонтов на более глубокие уровни магматической камеры. Циркон и бритоцит, естественно, осаждались вместе с темноцветными минералами. Кумуляция не была простым механическим осаждением тяжелых минералов. На сложный колебательный характер процесса указывает «слоистость» сиенитов (такситов), вызванная неоднородным распределением породообразующих минералов (оливина, пироксена, кварца), образованием определенных их ассоциаций. Скрытая слоистость проявляется в осциллирующем изменении состава минералов, например, ЩПШ (рис.2).

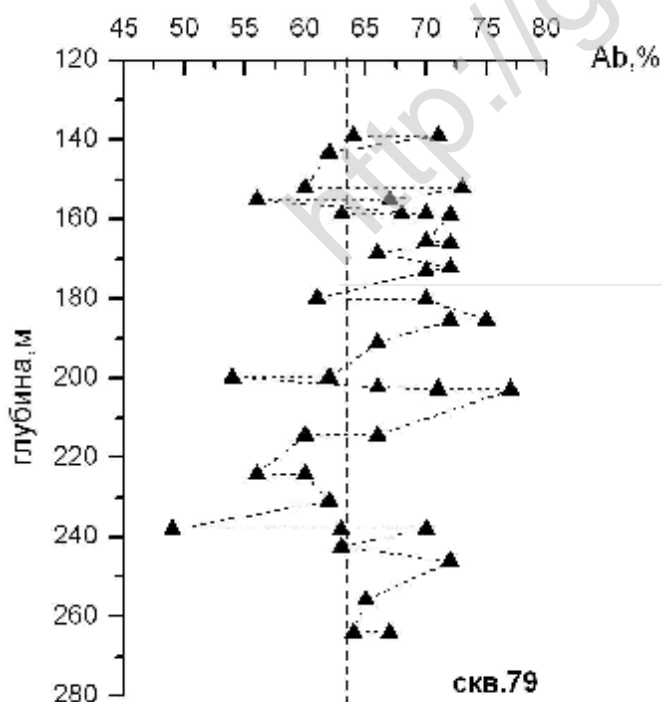


Рис.2. Изменение состава ЩПШ с глубиной.

Одна из причин этих явлений – конвекция расплава. Конвекционные потоки обеспечивали не только активный динамический контакт расплава и минералов, способствуя быстрому наращиванию массы кристаллов. Нисходящие потоки вдоль стенок камеры откладывали кристаллический материал на пологие склоны. Эффективность такой сепарации возрастала со сложностью рельефа склонов камеры.

Роль флюида и щелочей.

Присутствие в сиенитовом расплаве фтора и воды, сильно понижающих вязкость [2,13], было определяющим фактором гравитационной дифференциации минералов в Азовской интрузии. Низкая вязкость расплава способствовала

циркуляции в камере конвекционных потоков. Вклад фтора, воды и щелочи в снижение вязкости расплава был разным. Заметим, что вследствие пониженного содержания SiO₂ и

повышенного щелочей (рис.1), вязкость даже сухого сиенитового расплава была значительно ниже гранитного. В первичном сиенитовом расплаве количество воды и фтора было незначительным, а вязкость расплава высокой. Вследствие заторможенных процессов кумуляции кристаллизовались породы с однородной структурой. Основным компонентом, эффективно воздействующим на силикатный расплав, был фтор. Фтор, а также вода, накапливались в верхней части камеры, «разжижая» расплав и активизируя кумуляцию фемических минералов. Это увеличивало щелочность расплава, повышало растворимость в нем фтора еще больше снижая вязкость. После осаждения рудных и фемических минералов оставшийся расплав был обогащен натрием, калием, кремнеземом и в нем сохранилось немного железа. Из него кристаллизовался анортотит (с повышенным содержанием натрия), магнетит, антит и кварц т.е. лейкосиениты. После кристаллизации ЩПШ локальная концентрация фтора в расплаве достигала значения, при которой возможна его ликвация. Глобулярная форма выделений флюорита, особенности состава и строения глобул указывают на закристаллизованный галоидный расплав.

Перемещение кумулуса. Отложившийся осадок на дне и стенках камеры состоит из кристаллов раннего кумулуса и межкристаллической жидкости. Такая гетерогенная система остается некоторое время подвижной и способна к механическому перемещению. Сползание больших масс тяжелого кристаллического материала по склонам магматической камеры сопровождалось разрушением части кристаллов. На это указывают многочисленные обломки кристаллов циркона и других минералов в рудных такситах.

Источник редких элементов. Существуют несколько точек зрения на эту проблему. 1. Обогащение расплава редкими элементами явилось результатом расслоения (ликвации) сиенитового расплава на силикатную и галоидную жидкости. Редкие элементы концентрировались в силикатной части, образуя силикаты – циркон и бритоцит. 2. Фторофильные Zr, REE и Y привносились в расплав флюидными потоками, содержащими фтор, уголекислоту, водород. 3. Высокие концентрации этих элементов возникли в естественном процессе кристаллизационной дифференциации расплава - обогащении ограниченного объема расплава рудными минералами. Несмотря на привлекательность концепции ликвации, это чисто гипотетическая модель. Нет данных, подтверждающих масштабную ликвацию на Азовском месторождении. Концепция приноса редких элементов мантийным флюидом поддерживается в работе [12]. В этой «модели» образование магматического расплава и поток мантийного флюида - сопряженные процессы. Хотя мантийное происхождение РЭ не вызывает сомнения, вне этой модели остаются процессы образования высоких концентраций рудных минералов. Последняя концепция опирается на результаты изучения расслоенных интрузий разного состава [11]. Известно, что при высоком уровне дифференциации магматического расплава концентрация редких элементов оказывается достаточной для кристаллизации минералов. Если в расплаве создаются условия для наращивания массы минералов (конвекция расплава) и их отделения от расплава (кумуляция), происходит локализация рудных минералов в небольшом объеме породы. А это равносильно образованию месторождения.

Литература

1. Волкова Т.Н., Стрекозов С.Н., Васильченко В.В. Геохимические особенности Азовского месторождения. Геологический журнал.- 2001.- №4.- С.102-109
2. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных системах. М.:Наука. 1981, 125с
3. Кривдик С.Г. Редкометалльные сиениты Украинского щита // Геохимия.-2002.-№ 7.- С.707-717
4. Марченко Е.А., Стрекозов С.М. Азовская рудоносная докембрийская структура в Приазовье. Минерал. ресурси України. – 1999. - № 1. – С. 34-36.
5. Мельников В.С., Возняк Д.К., Кульчицкая А.А. и др. Сиенит-пегматиты Приазовья с цирконий-редкоземельной минерализацией//Минерал. журн.-1996.-Т.18, №3.-С. 3-11
6. Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е., Гурский Д.С., Кульчицкая А.А., Стрекозов С.Н. . Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности. Минерал. журнал. – 2000. – 22, № 1. - С. 42-61.

7. Мельников В.С., Кульчицька Г.О., Кривдик С.Г., Стрекозов С.М. Состав породоутворювальних мінералів гіперсолвусних сієнітів – індикатор ступеня кристалізаційної диференціації // Мінерал. журнал. – 2001. – 23, № 4. – С. 19-33.

8. Мельников В.С. Генетична модель Азовського родовища. // Збірник наукових праць УкрДГРІ.- 2005.- № 1.- С. 92-100.

9. Стрекозов С.Н., Васильченко В.В., Гурский Д.С. и др. Геологическое строение и характер оруденения Азовского месторождения. Мінеральні ресурси України.-1998.-№3.-С.6-9

10. Ткачук В.И. О генезисе сиєнітов Ястребецкого массива (Украинский щит)//Геол. журн. – 1987.- 47, №2.-С.106-111

11. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.-552с

12. Шеремет Е.М., Волкова Т.Н., Стрекозов С.Н. и др. Петролого-геохимическая модель Азовского редкоземельного месторождения (Восточное Приазовье Украинского щита). Сб-к “ УкрНИМИ НАН України – 75 лет”.-2004.-С.117-124

13. Dingwell D.B., Scarfe C.M., Cronin D.J. The effect of fluorine on viscosities in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$: implications for phonolites, trachytes and rhyolites // Amer. Mineral.-1985.-V.70.-P.80-87

14. Melnikov V.S., Kulchitska A.A., Kryvdik S.G. et al. The Azov deposit – a new type of rare-metal objects of Ukrainian. Mineral. Journ. (Ukraine). – 2000. – 22, N 5. – P.39-49.

15. Upton B.G. J. The alkaline igneous complex of Kungnat Fjeld, South Greenland // Medd. om Grenland.-1960.-123, № 4. P.4-145

16. Parsons I. Feldspars and fluids in cooling plutons. Mineral. Mag.- 1978.- 42, N 321.- P. 1 –

ТИТАНОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ СУБЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ ВОЛЫНСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Митрохина Т.В., Митрохин А.В.

*Геологический факультет Киевского национального университета имени Тараса Шевченко
mitr@mail.univ.kiev.ua*

Гипабиссальные интрузии титаноносных габброидов широко распространены в восточной части Волынского мегаблока Украинского щита, определяя специфику его геологического строения и металлогеническую специализацию [2]. Крупные россыпные месторождения ильменита, а также коренные апатит-ильменитовые и апатит-титаномагнетитовые месторождения пространственно и генетически связаны с этими интрузиями [3, 5].

В действующей корреляционной схеме докембрия УЩ титаноносные интрузии входят в состав многофазного коростенского комплекса палеопротерозойского возраста. Коростенский комплекс включает одноименный плутон анортозит-рапакивигранитной формации, а также ряд мелких габбро-анортозитовых массивов в его северном обрамлении. Титаноносные интрузии установлены в пределах габбро-анортозитовых массивов Коростенского плутона и его обрамления, а также в поле развития гранитоидов коростенского комплекса (рис.1). Наиболее известны: Стремигородская, Крапивненская, Федоровская, Рыжаны-Паромовская, Пенизевичская, Давидковская и Юровская титаноносные интрузии. Геологическое положение, возраст, петрография и химический состав титаноносных габброидов позволяют рассматривать их как неотъемлемую часть коростенского комплекса. Однако ряд особенностей определяют специфику их положения в составе единой анортозит-рапакивигранитной формации Волынского мегаблока.

Как правило, локализация и условия залегания титаноносных интрузий контролируются линейными тектоническими зонами, что, в общем, не характерно для крупных габбро-анортозитовых массивов коростенского и корсунь-новомиргородского комплексов. В отличие от габбро-анортозитовых массивов, это более мелкие интрузивные тела штоковидной, дайкоподобной и лополитоподобной формы. Изотопный возраст габброидных интрузий составляет 1760 млн. л. [1], т. е. в пределах точности анализа