

ВОЗНЕСЕНСКАЯ ГРАНИТ-РИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПРИМОРЬЯ: ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

С.Н. Кононец, М.Г. Валитов, Л.А. Изосов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток

В статье описана позднекембрийская гранит-риолитовая формация Вознесенского рудного района и отмечены проблемы, касающиеся возраста, строения и вещественного состава, входящих в неё покровных, экструзивных и интрузивных фаций. Подчёркивается, что время формирования данных магматических комплексов должно определяться не только с помощью изотопных датировок пород, но и в значительной мере опираться геологические данные. Построены геолого-геофизические модели глубинного строения Вознесенской вулканогенно-интрузивно-купольной структуры, представляющей собой сложно построенную магматическую колонну, в которой выделяются три зоны, сложенные (снизу) ордовикскими габброидами (1), гранитами (2) и позднекембрийскими гранитами (3). Выделены участки, перспективные в отношении редкометалльно-флюоритового оруденения, в том числе подэкранного типа.

Ключевые слова: формация, фация, вознесенские, гродековские и григорьевские граниты, вулканогенно-интрузивно-купольная структура, габброиды, риолиты, редкометалльно-флюоритового оруденение.

Введение

Вознесенская позднекембрийская гранит-риолитовая формация, выделенная как парагенетическая ассоциация пород, в соответствии с известными представлениями Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова, Ю.А. Кузнецова и Е.К. Устиева, развита в южной части Ханкайского массива Приморья. Она представляет собой вулканоплутоническое сообщество [5], поскольку помимо супутинской толщи риолитов, включает экструзивы кислого состава и массивы вознесенских гранитов [14] субвулканического типа (рис. 1–3).

Гранит-риолитовая формация распространена в основном в пределах Вознесенского террейна, к которому приурочен одноимённый рудный район с промышленной флюоритовой, оловянной, полиметаллической и редкометалльной минерализацией. К востоку от него размещается Синегорский рудный район с многочисленными уран-сульфидными проявлениями. По данным Л.А. Изосова [7], оба названных рудных района контролируются многокольцевой Южно-Синегорской впадиной вулканотектонического типа (рис. 4).

Несмотря на высокую степень изученности входящих в состав формации плутонических (вознесенские граниты) и вулканических (супутинская свита) образований, существует ряд важных проблем, касающихся, прежде всего, их возраста, характера взаимоотношений, а также металлогенических особенностей.

В статье принята схема развития палеозойского магматизма, разработанная Л.А. Изосовым [5,6] в процессе проведения крупно- и среднемасштабных съёмок в Западном Приморье (1963–1985 гг.). Здесь выделяются следующие палеозойские магматические комплексы: 1) *позднекембрийский* (вознесенский) гранит-риолитовый, 2) *ордовикский* (гродековский, шмаковский, снегуровский, анучинский) батолитовый (габбро-монзонит-диорит-сиенитовый и гранитоидный), 3) *раннесилурий-*

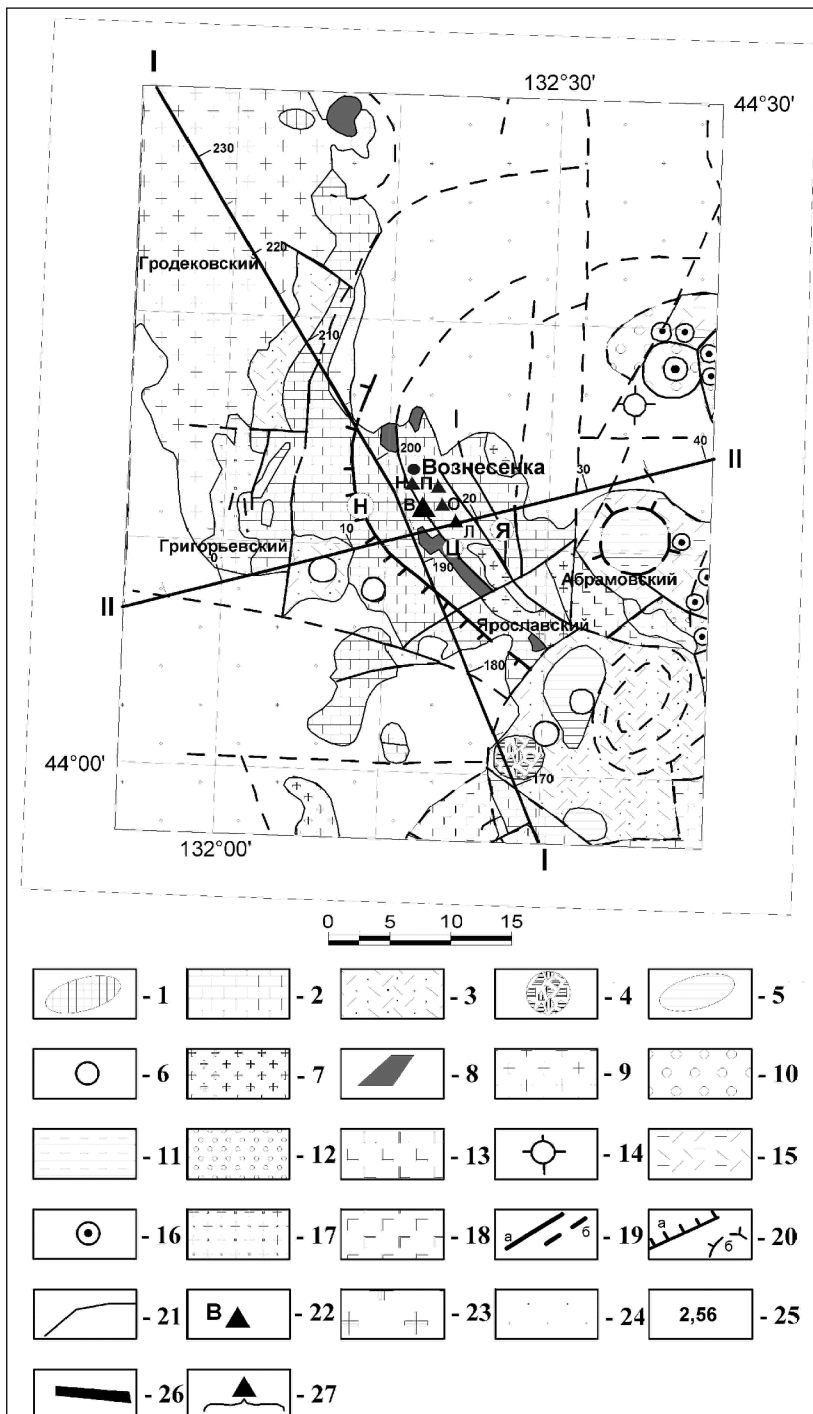
ско-раннедевонский базальт-андезит-риолитовый (с ультрабазитовой ассоциацией), 4) *позднедевонский* базальт-андезитовый (лунзенский), 5) *раннекарбонный* гранит-риолитовый (светлоярский), 6) *раннекарбонный* габбро-сиенит-трахириолитовый (григорьевский, куйбышевский), 7) *раннепермский* риолит-андезитовый и 8) *позднепермский* базальт-андезит-риолитовый (с габбро-диорит-гранитовой ассоциацией).

Развиваемые нами представления о позднекембрийском возрасте вознесенских гранитов подтверждаются данными К. Сато с соавторами [20], ими определён позднеордовикский (450 млн лет; K–Ar) возраст флюоритовых руд и грейзенизированных гранитов, входящих в вознесенский магматический комплекс. Как будет показано ниже, многочисленными исследователями доказана генетическая связь редкометалльно-флюоритового оруденения с этими гранитами, однако следует иметь в виду, что рудоносные и пневматолитово-гидротермальные процессы, в частности грейзенизация, проявляются вслед за становлением интрузивов. Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении [5,7] изотопные возрастные датировки вознесенских гранитов (455–500 млн лет) согласуются с вышеприведёнными данными. При этом не исключено, что время внедрения интрузий охватывает и какую-то часть ордовика.

История исследований

Впервые вопрос о наличии в Приморье нижнепалеозойских вулканитов был поставлен в 1975 г. Л.А. Изосовым, который в бассейне р. Новотроицкая (Цвангоудза) выделил средне-верхнекембрийскую? толщу риолитов, игнимбригов, туфов и туфолов кислого состава, ортофиоров и песчаников, основываясь главным образом на полевых геологических наблюдениях. В дальнейшем позднекембрийский возраст риолитов был определен Rb–Sr методом – $512 \pm$ млн лет [17].

Рис. 1. Структурно-формационная карта Вознесенского рудного района и прилегающих территорий и расчётные геолого-геофизические профили:



Формации: 1 – рифейско-раннекембрийская джеспилитовая (насыровская свита), 2 – раннекембрийская кремнисто-терригенно-карбонатная формация (свиты: лузановская, дальзаводская, первомайская, березьянская, новоярославская, волкушинская, коваленковская); 3–7 – позднекембрийская гранит-риолитовая: 3 – покровная фация (супутинская толща), 4 – жерловая фация (руины стратовулканов), 5–6 – экстразивная и субвулканическая фации (5 – массивы и дайки риолитов), 6 – некки (жерловины) риолитов; 7 – интрузивная фация (биотитовые и биотит-турмалиновые граниты); 8–9 – ордовикская батолитовая: 8 – габбро, 9 – граниты; 10–11 – ордовикско-силурийская молассоидная: 10 – даубихезская свита, 11 – реттиховская свита; 12 – средне-позднедевонская терригенная (васиановская свита); 13–14 – позднедевонская терригенно-вулканогенная (лузненская свита); 14 – жерловая фация (некки долеритов и диабазов); 15–16 – раннекаменноугольная гранит-риолитовая формация: 15 – покровная фация (светлояровская толща), 16 – экстразивная и субвулканическая фации (массивы и дайки риолитов); 17 – раннекаменноугольная габбро-сиенит-трахириолитовая (массивы, дайки и некки); граниты (григорьевские, куйбышевские); 18 – неогеновая щелочно-базальтоидная; 19 – разрывные нарушения установленные по данным: а – геолого-геофизическим (Центральный разлом), б – геоморфологическим; 20 – надвиги и взбросы: а – установленные (Н — Насыровский, Я — Ярославский), б – предполагаемые; 21 – геологические границы; 22 – месторождения и рудопроявления (В – Вознесенское, Л – Лагерное, О – Овражное, Пограничное, Н – Нагорное). Расчётные профили (I-I, II-II); 23 – дорифейский кристаллический фундамент, 24 – кайнозойские рыхлые отложения, 25 – расчётные плотности пород (г/см³), принятые при моделировании, 26 – предполагаемые зоны грейзенизированных и оруденелых вознесенских гранитов, 27 – участки, перспективные в отношении флюоритового и редкометального оруденения

Представления о раннепалеозойском возрасте вознесенских гранитов, которые в свое время развивал известный приморский металлогенист Ю.Г. Иванов (1961 г.), опираются на следующие данные [5]:

1) их К-Аг возраст колеблется в пределах 420–480 млн лет, а В.И. Мальшевым получены и более «древние» цифры – 455–500 млн лет, что соответствует ордовику и границе ордовика–кембрия;

2) массивы гранитов этого типа встречаются исключительно в ареалах развития нижнекембрийских толщ, которые они прорывают;

3) граниты, аналогичные вознесенским, в окрестностях с. Халкидон перекрываются конгломератами ордо-

викско-силурийской даубихезской свиты.

М.Д. Рязанцевой в 1969 г. установлен факт прорывания супутинской толщи риолитов и их туфов с Rb–Sr возрастом 512 ± 47 млн лет [17] гродековскими гранитами, относящимися к ордовику [11]. Л.А. Изосовым и М.А. Евлановой в конгломератах нижнесилурийской кордонкинской свиты, содержащей руководящую для нижнего силура фауну, найдены многочисленные гальки риолитов. Как известно, развитые в пределах Ханкайского массива фаунистически охарактеризованные нижние и нижне-среднекембрийские кремнисто-терригенно-карбонатные толщи амагматичны, а в докембрии установлены только сильно метаморфизованные кислые вулка-

ниты – порфиroidы.

В 80–90-е гг. прошлого столетия появились схемы палеозойского магматизма Вознесенского рудного района, основанные главным образом на данных Rb–Sr, реже – K–Ar, датировок [3, 15]. Характерно, что нередко в них слабо учитываются или просто игнорируются геологические данные, полученные ранее как самими авторами этих публикаций, так и другими многочисленными исследователями. В данном случае явно просматривается желание обновить существующие представления, хотя зачастую серьёзных оснований для этого нет, поскольку полевых работ, кроме отбора проб на Rb–Sr и силикатный анализы, не проводилось. Однако если учесть имеющиеся место факты привноса в породы и выноса из них Sr гидротермальными растворами, на что указывают сами названные авторы, то становится очевидным необходимость корректировки возраста магматитов, полученных на основе геохимических исследований, данными прямых геологических наблюдений.

По данным М.Г. Руб (1988 г.), в этом районе выделяются комплексы: 1) раннепалеозойский габбро–пироксенитовый, 2) ранне–среднепалеозойский гранитный вознесенский, 3) среднепалеозойский диорит–монцит–сиенитовый («гибридные породы»), 4) среднепалеозойский гранитный гродековский, 5) позднепалеозойский гранитный григорьевский. При этом для биотитовых и протолитионитовых гранитов вознесенского комплекса абсолютный возраст составляет 474–464 млн лет (K–Ar). Если учитывать приведённую нами схему, то последовательность этапов магматизма здесь в общем выдерживается. Однако вызывает серьёзное возражение выделение отдельного габбро–пироксенитового комплекса. Дело в том, что габброиды со шлирами пироксенитов ранее М.Г. Руб [14] на основании многолетнего детального их изучения рассматривались в составе единой серии «гибридных пород», для которой подчёркивалось наличие фациальных переходов между магматитами различного состава и их тесная петрохимическая общность. Таким образом, новые представления М.Г. Руб противоречат её же данным, и выделение этого комплекса, на наш взгляд, проведено некорректно.

Эта схема принята за основу М.Д. Рязанцевой с соавторами [15] и с рядом поправок представлена в следующем виде (Rb–Sr датировки в млн лет): 1) кембрийский габброидный комплекс (559±87); 2) ордовикский вознесенский комплекс биотитовых и протолитионитовых гранитов (452–441); 3) силурийский диорит–монцитовый и гродековский гранитный (415–411); 4) девонский гранитный григорьевский и дайковый базитовый (396±7). На первый взгляд, эта схема достаточно обоснована, но эта обоснованность – довольно иллюзорная. Ведь в данном случае «опущены» геологические данные, которые свидетельствуют об условности и формальности датировки возраста пород (см. приведённую нами схему).

Так, налицо явное омоложение возраста пород 2-го и 3-го комплекса. Зададимся вопросами: 1) как попали гальки среднепалеозойских (или силурийских) гродековских гранитов в нижнесилурийскую кордонкинскую свиту? 2) как эти же граниты с абсолютными возрастами (415–411 млн лет) могут прорывать толщу риолитов, с абсолютным возрастом 379±56 млн лет [3]. Очевидно, что в этих случаях изотопные датировки возраста пород являются несостоятельными.

Возраст 1-го габброидного комплекса, напротив, возможно, удревлен: если из 559 млн лет вычесть 87 млн лет, то получим 472 млн лет (ордовик) – т.е., он может представлять 1-ю фазу гродековского комплекса, как это и предполагается нами. Как в своё время считала М.Г. Руб [14], «гибридные породы», в состав которых, по её представлениям, входил и этот комплекс, образовались за счёт переработки известняков гранитами. Поскольку эти известняки нижнекембрийские, то предположение об удревнении возраста габброидов вполне логично. Что касается григорьевских гранитов, не исключено, что они представляют корневую фазию нижнекаменноугольных покровов риолитов, широко распространённых в Южном Приморье [6].

С небольшими отличиями данная схема использована и в статье [3]: 1) для силурийского комплекса приводятся такие цифры Rb–Sr датировок возраста пород (млн лет) – 415±48 (диорит–монциты) и 411±14 (гро-

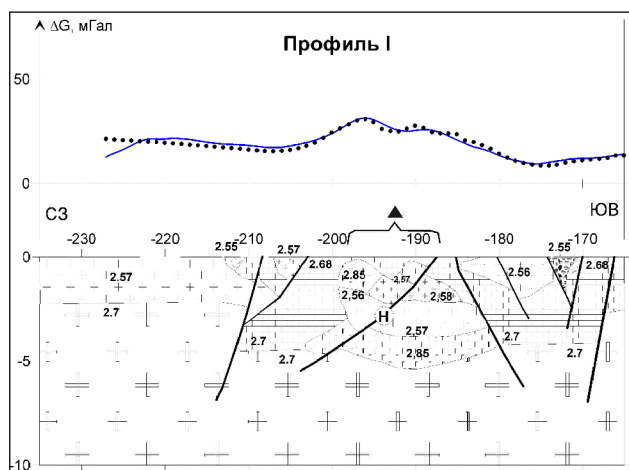


Рис. 2. Плотностная модель по профилю I

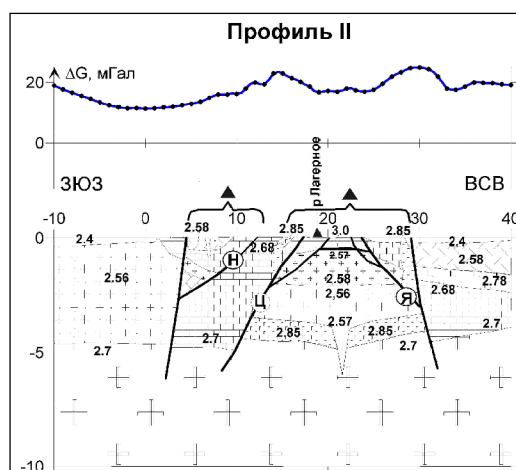


Рис. 3. Плотностная модель по профилю II

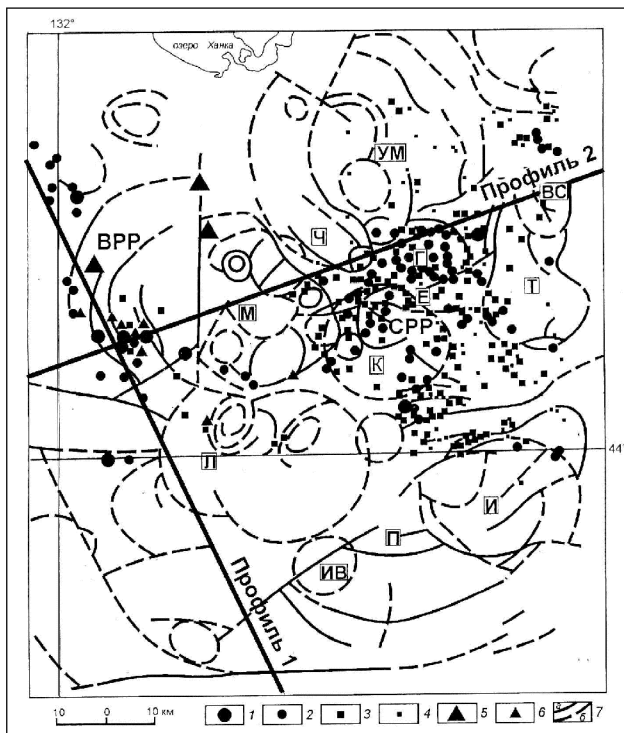


Рис. 4. Схема вулcano-тектонических структур северной части Южно-Синегорской впадины и характер размещения проявлений рудной и нерудной минерализации в Вознесенском (BPP) и Синегорском (CPP) рудных районах.

Рудная минерализация: 1 – урановые месторождения, 2 – крупные рудопоявления и аномалии радиоактивности, 3 – мелкие рудопоявления, 4 – пункты минерализации, редкометалльно-флюоритовые проявления; 5 – месторождения, 6 – рудопоявления; 7 – главные разломы: а – установленные, б – выделенные по геолого-геоморфологическим данным; вулcano-тектонические депрессии: М – Монастырищинская, Г – Грибнинская, Л – Ляличинская, Т – Тихорецкая, Ч – Черниговская, ВС – Верхнесинегорская; вулcanoгенно-интрузивно-купольные поднятия: В – Вознесенское, Е – Еловое, УМ – Усть-Медведицкое, К – Куйбышевское

дековские граниты); 2) для покровных риолитов Мало-Ярославского (Дальзаводского) вулкана получена цифра 379 ± 56 ; 3) определён возраст предрудных даек керсантитов (422 ± 16), спессартитов (395 ± 20) и биотит–кальцитовых пикродолеритов (400), обозначенный нами выше как пограничный. Обратим внимание на следующий момент: если это предрудные дайки, то их возраст должен быть, как минимум, позднекембрийский, поскольку основная масса рудных тел в районе генетически связана с вознесенскими гранитами [10]. С другой стороны, судя по данным И.Н. Говорова с соавторами, на Пограничном месторождении в скв. 287, пробуренной в массиве биотит–протолитионитовых гранитов, вскрыта дайка пикродолеритов, секущая кварц–топазовые грейзены и содержащая ксенолиты мусковит–кварцевого грейзена с незначительной примесью топаза и флюорита. Как известно, в Вознесенском районе процессы грейзенизации тесно связаны с рудообразованием. Таким образом, скорее всего, эти дайки являются пострудными. Ранее мы предположили, что они представ-

ляют раннесилурийский базит–гипербазитовый подкомплекс, выступающий в Западном Приморье.

Фактический материал Глубинное строение района

На отдешифрированных Л.А. Изосовым космических снимках Вознесенского района чётко выделяются многочисленные кольцевые структуры различной иерархии, фиксирующие, вероятно, сложные магматические комплексы центрального типа (рис. 5). В самом деле, по данным гравirazведки [12], интрузивы вознесенских гранитов сопровождаются локальными малоглубинными куполами, штоками и дайками, которые в ряде случаев заверены бурением. Исходя из конфигурации отрицательных гравиметрических аномалий в центре Вознесенского района, можно предположить, что здесь сохранились фрагменты кольцевого гранитного интрузива трещинного типа. Выходящие на поверхность гранитные массивы имеют значительную вертикальную мощность (0,8–1,6 км) и на глубине сливаются в крупный кольцевой плутон. Он внедрился в наиболее проницаемые периферические зоны Вознесенского вулcanoгенно-интрузивного купола, представляющего элементарную очаговую структуру с концентрически-зональным характером размещения позднекембрийских, ордовикских и позднепалеозойских магматических тел [4, 5, 9].

Новые данные по глубинному строению Вознесенской вулcanoгенно-интрузивно-купольной структуры и позднекембрийской гранит-риолитовой формации получены нами с помощью двух расчётных гравиметрических разрезов (рис. 1–3), которые являются фрагментами региональных профилей (рис. 4) [8]. Вдоль них было проведено структурно-плотностное моделирование земной коры, опирающееся на многочисленные петрофизические данные. В геофизический комплекс вошли данные площадной гравиметрии масштаба 1:50 000–1 000 000, магнитометрии и глубинного сейсмического зондирования. Моделирование выполнялось в диалоговом режиме посредством решения прямой двумерной задачи гравиметрии и оценки расхождения наблюдаемого и расчётного полей. В качестве программного обеспечения использовались разработки лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН, в основу которых положен алгоритм вычисления гравитационного эффекта от двумерных тел, поперечное сечение которых аппроксимируется многоугольником с градиентной плотностью. В качестве опорных данных для моделирования верхней части коры использовалась информация, полученная вдоль профиля ГСЗ пос. Зарубино – пос. Кировский [2].

Расчёт моделей выполнялся поэтапно: на первом этапе был построен разрез, пересекающий в северо-западном направлении Вознесенское вулcanoгенно-интрузивно-купольное поднятие (профиль I), и были получены основные данные о глубинном строении этой структуры [8]. Общая мощность коры для рассматриваемого района составляет около 33 км. В ее составе выделяются три плотностных комплекса (снизу): 1) «базальтовый» субстрат (плотность 2,85–3,05 г/см³) мощностью 17 км, 2) метаморфиты дорифейского возраста, слагающие кристаллический фундамент (плотность 2,70–2,80 г/см³) мощнос-

тью 13–14 км, 3) палеозойские интрузивные образования и осадочно-вулканогенные отложения (плотность 2,57–2,70 г/см³), где нижний кембрий имеет мощность 4–5 км, а также кайнозойские осадочные отложения (плотность 2,00–2,40 г/см³) незначительной мощности.

На втором этапе основное внимание было уделено верхней части земной коры Вознесенского рудного района и рассчитан разрез субширотного простирания (рис. 1, профиль П), который был увязан с профилем глубинного сейсмического зондирования, пересекающим профиль П у пикета 36.

Представление о глубинном строении этой территории даёт карта локальных аномалий силы тяжести, полученная вычитанием из наблюдаемых аномалий Буге, поля на высоте 15 км (В.К. Ключевым, 1981 г.). Площадь Вознесенского рудного района охватывает гравитационный максимум интенсивностью 10 мГл, обтекаемый с запада минимумом, совпадающим с выходами гродековских и григорьевских гранитов, вертикальная мощность которых не превышает 2 и 5 км соответственно.

Гравитационный максимум обусловлен расположенным на глубине 4–5 км массивом ордовикских габброидов (плотность 2,85 г/см³). Кроме того, общий повышенный фон гравитационного поля обусловлен здесь раннекембрийской кремнисто-терригенно-карбонатной толщей, имеющей повышенную средневзвешенную плотность (2,68 г/см³).

На фоне положительного наблюдаемого гравитационного поля в юго-восточной части района отмечается общее понижение интенсивности гравитационных аномалий. Имеющиеся здесь локальные минимумы силы тяжести совпадают с выходами массивов вознесенских гранитов (Абрамовского и Ярославского), кровля которых, вероятно, погружается в северо-западном направлении. На глубине 500–700 м массивы гранитов соединяются в единый интрузивный ареал [9, 12].

Далее охарактеризуем основные элементы построенных нами моделей верхней части земной коры (рис. 1–3). *Профиль I (СЗ–ЮВ)*. В южной части понижение интенсивности поля силы тяжести вызвано массивом григорьевских гранитов и позднекембрийскими агломератовыми туфами жерловой фации. В центре Вознесенского рудного района граниты вознесенского типа распространяются от глубины 500 м до 2 км; ниже, до глубины 3,5 км, развиты гродековские граниты. Локальные максимумы гравитационного поля фиксируют близповерхностные массивы ордовикских габброидов. В то же время общий «двугорбый» гравитационный максимум отражает здесь глубинный интрузивный массив основного состава, подошва которого залегает на глубине около 5 км. Гродековский массив и раннекембрийская кремнисто-терригенно-карбонатная формация граничат по тектоническому нарушению.

Профиль II (ЗЮЗ–ВСВ) в юго-западной части пересекает Григорьевский массив, вертикальная мощность которого составляет 5 км и который по крутопадающему разлому граничит с раннекембрийской кремнисто-терригенно-вулканогенной формацией. В центральной части профиля выходы ордовикских габброидов смеще-



Рис. 5. Схема дешифрирования мелкомасштабного космического снимка (Google Maps) южной части Приханкайского района

ны от максимума поля силы тяжести на расстояние 1,5–2 км, что объясняется надвиговыми перемещениями. Небольшие выступы габброидов на глубине ограничивают с запада и востока массив вознесенских гранитов, выходящий в ядре вулканогенно-интрузивно-купольной структуры. Локальное повышение интенсивности гравитационного поля над апикальной частью данного массива, на наш взгляд, связано с грейзенизированными и оруденелыми вознесенскими гранитами. В районе пикета 30 вулканогенно-интрузивный купол по крутопадающему разлому граничит с Монастырищинской вулканотектонической депрессией [7], выполненной позднедевонской терригенно-вулканогенной и раннекаменноугольной гранит-риолитовой формациями общей мощностью 2,5 км. На фон гравитационного поля в данном случае оказывают сильное влияние высокоплотные (2,78 г/см³) диабазы лунзенской свиты, залегающие в основании вулканогенного разреза.

Таким образом, Вознесенское вулканогенно-интрузивно-купольное поднятие представляет собой сложную построенную магматическую колонну, в которой выделяются три зоны, сложенные (снизу): ордовикскими габброидами (1), гранитами (2) и позднекембрийскими гранитами (3). Следует отметить, что общее понижение интенсивности гравитационного поля в Вознесенском рудном районе, по-видимому, связывается не только с выходами вознесенских гранитов (плотность – 2,57–2,58 г/см³), но и с гродековскими гранитами, имеющими более широкое распространение на глубине и более низкую плотность (2,55–2,56 г/см³).

Строение гранит-риолитовой формации

Покровная фация

Верхнекембрийская супуитинская толща кислых вулканитов с резким угловым несогласием залегает на нижнекембрийских карбонатно-терригенных лузановской и

дальзаводской свитах, с размывом перекрывается терригенной вассиановской и люторгской свитами средне-верхнего девона и без видимого несогласия – нижнедевонской толщей риолитов и их туфов.

К изложенному следует добавить, что эта толща в районе с. Благодатное, по данным М.Д. Рязанцевой, испытала мощное контактное воздействие – вплоть до гранитизации – со стороны массива гродековских гранитов ордовикского возраста. Сведения о прорывании гродековскими гранитами «толщи кварцевых порфиров и их туфов» приводятся также в работе В.П. Котляра и В.И. Машиновского, изучавших в 1940 г. вещественный состав Ворошиловского, Сергеевского и Ипполитовского железорудных месторождений Приханкайского района [18].

Супутинская толща имеет корневые зоны, представленные трещинными интрузивами гранитов вознесенского типа, то есть образует вместе с последними вулкано-плутоническую ассоциацию [5]. В Вознесенском районе ещё в 60-е годы прошлого столетия в бассейне р. Абрамовка (Чихеза) выделялся [18] «покров кварцевых порфиров и их лавобрекчий, несогласно перекрывающий сложенную в складки нижнепалеозойскую толщу» (с. 30). При этом отмечалось, что на север от него вдоль восточной границы Гродековского гранитного массива, на расстоянии 10 км прослеживается мощная (200–500 м) ветвящаяся дайка гранит-порфиров. Эта дайка постепенно переходит в вулканический покров. Она и рассматривалась М.А. Фаворской с соавторами [18] как корень излияния. Очень важно то, что тогда был установлен факт прорывания гродековскими биотитовыми гранитами названных гранит-порфиров. Позднее нами в этом месте была описана Дальзаводская вулканическая постройка, а покров кварцевых порфиров отнесён к супутинской толще [5].

В Вознесенском районе верхнекембрийские вулканические покровы (600 м) сложены чередующимися пестроцветными риолитами, трахириодацитами, их туфолавами и туфами. В окрестностях с. Малая Ярославка они образуют полигенный стратовулкан Дальзаводской (4x4 км), жерловина которого диаметром 1,6 км выполнена риолитами и окружена ареалом агломератовых туфов и ксенотуфов.

Экструзивная фация

Позднекембрийские экструзивы сложены риолитами с круто поставленной или веерообразной флюидалностью, которые часто развиты среди покровных образований. Тела вулкаников, прорывающих нижний кембрий, вероятно, представляют корни экструзивов, либо субвулканы, то есть, в последнем случае магматический очаг не соединялся с поверхностью. Один из крупных (3x5 км) позднекембрийских экструзивов выступает в виде сопки в окрестностях с. Ляличи. Он имеет эллипсоидальную форму, разломные ограничения и, по данным В.А. Кретьева (1967 г.), фиксируется полями вторичных кварцитов, пиррофиллитов, дикситов, алунинов и серицитизированных пород [13]. Примечательно, что Ляличинский экструзив имеет вскрытую эрозией корневую зону, которая представлена расположенным на его северо-западном продолжении Чапаевским массивом вознесенских гранитов.

Фация субвулканических интрузий

Субвулканические граниты вознесенского типа слагают небольшие по площади (от 0,5 км² до 12–15 км²) массивы трещинного типа – Вознесенский, Абрамовский (Чихезский), Первомайский и др., преимущественно северо-западного простирания, залегающие согласно складчатым структурам в нижнекембрийских отложениях; контакты их обычно круто (50–70°) наклонены на юго-запад. Однако следует обратить внимание на разворот этих структур в меридиональном и затем северо-восточном направлении в западной части Вознесенского района. Это подчёркивает вулканогенно-интрузивно-купольную природу данного глубинного магматического массива.

Среди субвулканических гранитов преобладают щелочные турмалинсодержащие биотитовые разности со среднезернистой структурой, которые связаны постепенными переходами с аляскитами, слагающими небольшие участки, и с гранит-порфирами, наблюдающимися по периферии массивов.

По представлениям М.Г. Руб [18], вознесенские граниты вместе с гибридными породами и гродековскими гранитами являются производными единого медленно эволюционирующего глубинного магматического бассейна. Об этом свидетельствуют такие важные петрохимические особенности, как высокое содержание калия и наличие ряда общих акцессорных элементов – Be, Zr, Ga, F, Sn и др. Формирование интрузий вознесенских гранитов происходило на небольшой глубине – в массивах отмечается зональное строение, присутствуют порфировидные породы и пегматиты, а также иногда устанавливаются постепенные переходы от гранитов к гранит-порфирам, порфировым риолитам и фельзориолитам, о чём писал в своё время М.П. Материков [10].

Пространственные связи покровных, экструзивных и интрузивных фаций позднекембрийского магматического комплекса особенно четко выявляются в Дальзаводской вулканической постройке, по периферии которой обнажаются гранитоиды вознесенского типа, слагающие небольшие штоки [5]. В западной части вулканического покрова установлена жерловина, выполненная риолитами и гранитами, которая, судя по характеру гравитационного поля, прослеживается на глубину и имеет воронкообразную форму.

Формационная принадлежность позднекембрийских магматитов (по петрохимическим данным)

Общими чертами химизма гранит-риолитовой формации являются следующие: породы, относящиеся к ряду нормальной щелочности, чрезвычайно насыщены кремнезёмом, и на петрохимической диаграмме щёлочи–кремнезём их фигуративные точки целиком расположены в поле риолитов. Граниты вознесенского типа и кислые вулканиды супутинской толщи обладают однотипной геохимической специализацией: 1) они отличаются повышенными концентрациями Li и Be (сотые доли %), Sn (до 10 г/т), As (до 10 г/т) и F; 2) содержания элементов «мантийной» группы (V, Ni, Cr, Co), а также Cu, Ti, Ge и Se в породах редко достигают их кларков. Низкие содержания элементов «мантийной» группы и

высокие – литофильной в породах данной формации указывают на их внутрикоровый генезис. Установленные нами [5] формационные связи позднекембрийских plutонических и вулканических пород находят подтверждение в работе Руб М.Г. [19], в которой показано, что вознесенские биотитовые граниты и лейкограниты входят в состав специфической сильно фракционированной серии Li–F кислой магмы, включающей топазовые граниты и риолиты (онгониты).

Формационную принадлежность позднекембрийских магматитов и соответствующие их петрогеохимическим параметрам геодинамические условия формирования в общих чертах можно оценить посредством метода главных компонентов, используя для этого набор стандартов, для которых достоверно известно время и условия формирования, а петрогеохимическая характеристика слагающих их магматитов наиболее приближена к соответствующим параметрам пород исследуемой формации.

Наиболее близкими аналогами для пород позднекембрийской ассоциации являются формации риолитовая и литий-фтористых гранитоидов зон активизации платформ: соответствующие им стандарты насыщают поле рассеяния образцов исследованной позднекембрийской формации. Используемые одновременно с ними стандарты внутриплитного трахит-фонолитового океанического комплекса показывают существенное отличие исследованных образцов от океанических формационных типов, преимущественно благодаря более высоким содержаниям железа и кальция и, соответственно, более низкой кремнекислотности последних.

Металлогенические особенности позднекембрийской гранит-риолитовой формации

Благодаря исследованиям Е.А. Радкевич [13], которые не потеряли своего значения и в настоящее время, были определены тектонические позиции различных типов оруденения Тихоокеанского рудного пояса и установлена его металлогеническая зональность; при этом в Приморье были выделены и типизированы главные рудные районы.

Позднекембрийская гранит-риолитовая формация представляет собой рудоносное образование: с ней связаны мощные залежи флюорита, жилы и зоны грейзенов с касситеритом, вольфрамитом, бериллиевыми и тантал-ниобиевыми минералами. Основные критерии этой связи (генетические и пространственные), в частности с вознесенскими гранитными интрузиями, богатыми Sn, F, Be, W и другими компонентами рудных тел, сформулировали еще в 50-е гг. прошлого века М.П. Материков, М.Г. Руб, Е.А. Радкевич, Ю.Г. Иванов, Э.И. Шкурко, М.Д. Рязанцева.

Поле развития данной формации представляет собой Вознесенский рудный район, в геохимическом отношении представляющий собой (по И.Н. Говорову) олово-флюоритовый тип, уникальный по масштабам проявления редкометалльно-флюоритовой минерализации. Наиболее крупное месторождение этого района – Вознесенское было открыто и разведано М.П. Материковым, который установил ранее неизвестные для промышленности генетические и минералогические типы руд – слюдисто-флюоритовые.

М.П. Материков выделил в районе три этапа рудообразования, разделенные внедрением даек основного и среднего состава: 1) касситерит-кварцевый с топазовыми грейзенами и скарнами, 2) флюоритовый и флюоритоловянный с турмалином, 3) железисто-кремнистый жильный с оловянной и цинковой минерализацией.

По данным Ю.Г. Иванова (1954–1959 гг.) все месторождения Вознесенского района составляют единый рудный комплекс, который сформировался в процессе становления позднебайкальских интрузий в два этапа: 1) грейзены, слюдисто-флюоритовые руды, касситерит-кварцевые и контактово-метасоматические железные руды; 2) касситерит-турмалин-флюоритовые, сульфидно-турмалин-флюоритовые и свинцово-цинковые руды. Об общности источника этих этапов оруденения свидетельствует пространственная совмещенность и геохимическое родство руд.

Е.А. Радкевич [13] указала на различие руд Вознесенского района по составу главных минерализаторов, что объясняется, по её мнению, длительным процессом развития оруденения и существованием обособленных магматических очагов. То есть, разнообразные месторождения, представляющие здесь, несомненно, единый генетический ряд, связанный с гранитами, формировались не одновременно, причём некоторые из них являются многофазными.

И.Н. Говоров, изучавший слюдисто-флюоритовые руды, указал на их сингенетичность с топазовыми грейзенами и поэтому рассматривал первые как десилицированные грейзены, образовавшиеся по известнякам. Такие руды представляют собой апоскарновые грейзены, промежуточные между нормальными грейзенами и скарнами.

Промышленная флюоритовая минерализация Вознесенского района относится к редкометалльно-флюоритовой рудной формации со слюдисто-флюоритовым, топаз-флюоритовым и касситерит-турмалин-флюоритовым типами руд [16]. Основными особенностями данной рудной формации являются: 1) локализация в карбонатных породах метасоматических залежей и прожилковых зон, 2) развитие во вмещающих породах процессов грейзеннизации, скарнирования, микроклинизации, альбитизации и турмалинизации; 3) генетическая и парагенетическая связь руд с лейкогранитами повышенной щелочности, часто отвечающим литий-фтористому типу.

Развитие рудного процесса [16] происходило в течение четырех этапов: 1) додайковый – внедрение вознесенских гранитов, автометасоматическая альбитизация, микроклинизация, скарнирование; 2) ранний рудный (редкометалльно-флюоритовый) – внедрение даек диабазов; 3) средний рудный (сульфидно-касситеритовый) – внедрение даек диоритовых порфиринов; 4) поздний рудный (сульфидный) – внедрение даек диоритовых порфиринов вдоль даек ранних фаз.

Как полагают Д.В. Андросов и В.В. Раткин [1], развитые в районе сульфидные промышленные руды, являются не самыми поздними, а более ранними образованиями по сравнению с флюоритовыми залежами грейзеновой природы, и представляют собой цинково-колчеданный тип. На наш взгляд, такой вывод является в

значительной мере дискуссионным и требует веского обоснования, поскольку ему противоречит доказанная связь сульфидного оруденения с позднекембрийскими субвулканическими массивами риолитов.

Полученные нами ранее данные о комагматичности гранитоидов вознесенского типа и верхнекембрийских покровов кислых вулкаников позволяют с новых позиций оценить перспективы Вознесенского рудного района [5]. Так, в пределы площадей, рекомендуемых под постановку поисковых работ, следует включить верхнекембрийские вулканические ареалы и особенно участки развития жерловых фаций. Там можно ожидать обнаружения всего комплекса полезных компонентов, связанных как с вознесенскими гранитами, так и с кислыми вулканиками (урановые проявления); при этом весьма вероятно вскрытие подэкранных залежей.

С учётом полученных в процессе геолого-геофизического моделирования данных могут быть предложены следующие представления о перспективах рудоносности Вознесенского рудного района. Анализируя гравитационное поле и характер размещения редкометалло-флюоритового оруденения в центральной части района, авторы пришли к выводу о пространственной связи главных рудоносных структур с глубинным контактом позднекембрийского гранитоидного и ордовикского габброидного комплексов.

Главная рудоносная структура района располагается в западной части вулканогенно-интрузивного купола в зоне высокого градиента силы тяжести (профиль I), которая выражена глубинным разломом и которая контролирует размещение основных месторождений и рудопоявлений Вознесенского района. В связи с этим площадь между пикетами 15 и 25 является перспективной в отношении редкометалло-флюоритового оруденения. Не менее интересным является и восточный фланг купола, который по данным плотностного моделирования, имеет симметричное строение (пикеты 25–30). К участкам первой очереди под постановку поисковых работ относится место сочленения Ярославского разлома и его ветви (пикет 25), где вознесенские граниты залегают на небольшой глубине. Как отмечалось ранее [5], в окрестностях вулкана Дальзаводского можно ожидать наличие подэкранных руд, тем более что здесь в районе пикетов 8–12 наблюдаются локальное повышение интенсивности поля силы тяжести.

На профиле II выделяются два контрастных гравитационных максимума (пикеты 188–198), фиксирующие нескрытые массивы габбро. Этот участок, вслед за А.М.Петрищевским, [12] нами также рассматривается как перспективный на флюорит-редкометалльное оруденение, поскольку, по данным плотностного моделирования, здесь на глубине предполагается тело вознесенских гранитов.

Заключение

Таким образом, в работе определены связи между покровными, экструзивными и интрузивными образованиями позднекембрийского возраста, выходящими на юге Ханкайского массива, которые объединены в вознесенскую гранит-риолитовую формацию. Авторы полагают,

что время формирования данных магматических комплексов должно определяться не только с помощью изотопных датировок пород, но и в значительной мере опираться на геологические данные. В результате геолого-геофизического моделирования глубинного строения Вознесенской вулканогенно-интрузивно-купольной структуры установлено, что она представляет собой сложно построенную магматическую колонну, в которой выделяются три зоны, сложенные (снизу): ордовикскими габброидами (1) и гранитами (2) и позднекембрийскими гранитами (3). На основании этих данных выделены участки, перспективные в отношении редкометалло-флюоритового оруденения, в том числе подэкранного типа.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинково-колчеданные руды в Вознесенском грейзеновом месторождении // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32, № 5. С. 46–58.
2. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 89 с.
3. Говоров И.Н., Благодарева Н.С., Журавлев Д.З. Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района (Приморье) по данным Rb-Sr изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 60–69.
4. Изосов Л.А., Рязанцева М.Д. Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Сов. геология. 1977. № 2. С. 77–90.
5. Изосов Л.А., Петрищевский А.М., Бажанов В.А. Позднекембрийский вулканоплутонический комплекс Вознесенского рудного района Приморья // Сов. геология. 1989. № 5. С. 90–95.
6. Изосов Л.А., Никитина А.П., Старов О.Г., Никогосян В.А. Карбон Юго-Западного Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 69–71.
7. Изосов Л.А., Горошко М.В. Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие // Тихоокеан. геология. 2006. № 3. С. 33–41.
8. Кононец С.Н., Валитов М.Г., Изосов Л.А. Новые данные по глубинному строению Южно-Синегорской вулканотектонической впадины // Тез. докл. Всероссийской конференции. Чтения памяти академика К.В. Симакова. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 2007. С. 101–103.
9. Манилов Ф.И., Иволга Е.Г. Ретроспективные построения на базе гравитационных реконструкций (Ханкайский массив. Приморье) // Тихоокеан. геология. 1988. Т. 17, № 4. С. 107–115.
10. Материков М.П. Роль ассимиляционных процессов и тектонических условий становления рудоносных интрузий в образовании оловорудных месторождений различных генетических типов // Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М.: Наука, 1964. С. 44–54.

11. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Структурно-формационное районирование Приморья // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 53–61.
12. Петрищевский А.М. Глубинные структуры Вознесенского флюоритоносного района. Владивосток: Дальнаука, 2002. 106 с.
13. Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Лобанова Г.М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 130 с.
14. Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности: Тр. ИГЕМ. 1960. Вып. 33. 357 с.
15. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 60–73.
16. Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. М.: Недра, 1992. 157 с.
17. Смирнов А.М., Давыдов А.И., Изосов Л. А., Мельников Н.Г. и др. Кембрийская липаритовая формация Приморья // ДАН СССР. 1982. Т. 264, № 2. С. 417–429.
18. Фаворская М.А., Руб М.Г., Кигай В.А. и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 328 с.
19. Rub M.G., Rub A.K. Petrology of rare-metal granite from Voznesenka ore-bearing area, Primorye, Russia // Petrology. 1994. Vol. 2. P. 33–56.
20. Sato K., Suzuki K., Nedachi M., Terashima S., Ryazantseva M.D., Khanchuk A.I. Voznesenka fluorite deposit in the Khanka Massif, Russia: geology and age of mineralization // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of the Active Continental Margins. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 537–539.

The article presents a description of the Late Cambrian Granite-Rhyolite Formation of the Voznesenk ore-bearing region in Primorye; the problems of age, structure and substance composition of the volcanic cover, its extrusive and intrusive facies. It is emphasized that the age of these magmatic complexes is to be defined not only by means of the isotopic data but to a great extent be based on the geological data. The geology-geophysical models of the Voznesensk volcano-intrusive deep structure cupola are constructed. Its structure is composed of the magmatic column, including 3 zones (below): Ordovician gabbro (1), granite (2), granite of Late Cambrian (3). The authors have marked the perspective plots with rare-metal-fluorite ores, as well as the ones of the under-screen ore type.