

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ И МЕСТО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Л. В. ЛИ, В. М. ДАЦЕНКО (КО СНИИГГИМС)

В числе проблем эндогенной металлогении одной из важных является проблема эволюции магматизма и рудообразования в истории тектоно-магматического развития подвижной области. В опубликованных работах В. И. Смирнова [9], Ю. А. Билибина [4], Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко [6] и др. подмечены общие закономерности смены минерализации различных металлов в истории развития Земли. В то же время многие частные закономерности формирования месторождений в каждом этапе тектоно-магматического цикла изучены еще слабо. В настоящей статье предпринята попытка рассмотреть условия формирования гранитоидных интрузий и временные соотношения золотого оруденения с гранитоидными формациями.

Как известно, Енисейский кряж является полициклической областью, геосинклинальное развитие которой завершилось в байкальскую складчатость. С данным тектогенезом связано формирование многочисленных гранитоидных интрузий и месторождений золота, являющегося профилирующим металлом, определяющим металлогеническую специализацию Енисейской складчатой области. По имеющимся геологическим материалам в развитии байкальского тектоно-магматического цикла можно выделить два этапа; 1 — рифейский (собственно геосинклинальный) и 2 — вендско-нижнекембрийский (орогенный). Первый из них в свою очередь подразделяется на раннюю и позднюю стадии.

Ранняя стадия рифейского этапа, охватывающая, по радиологическим данным, интервал 1400—900 млн. лет, характеризуется опусканием региона и накоплением мощных (от 4000 до 7000 м) толщ осадочных и осадочно-вулканогенных образований. Наибольшее прогибание, судя по мощности отложений, претерпела Восточно-Енисейская зона глубинных разломов. По развивающимся в последнее время представлениям, в начале данной стадии в рифейской геосинклинали Енисейского кряжа отчетливо обособились две структурно-фациальные зоны: западная — эвгеосинклинальная и восточная — миеосинклинальная. Граница между этими зонами достоверно еще не установлена. М. Н. Белянкина и Е. А. Долгинов [2] проводят ее вдоль сводовой части Приенисейского антиклинория, а В. Е. Хаин, М. И. Волобуев и др. [15] устанавливают эту границу вдоль зоны субмеридиональных разломов, простирающейся параллельно долинам рек Мурожной, Лендахи и Теи.

Эвгеосинклинальный характер западной зоны устанавливается по широкому развитию в ее пределах офиолитовой формации. Начало рифея ознаменовалось здесь излияниями эффузивов, о чем свидетельствует их присутствие в разрезе кординской свиты, являющейся нижним членом раннегеосинклинальной толщи сухопитской серии. Судя по постоянному участию эффузивов в строении и остальной части разреза сухопитской серии, эффузивная деятельность продолжалась на протяжении всей ранней стадии геосинклинального этапа. Имеется основание предполагать возможное значение эффузивов для золотоносности. На это отчасти указывает повышенное содержание золота в них, установленное опробование в последнее время на одном из участков. В восточной миогеосинклинальной зоне эффузивы пользуются ограниченным распространением. Для отложений сухопитской серии здесь характерны сланцевая и флишoidная формации при подчиненном значении кремнисто-карбонатной. При этом последняя венчает разрез раннегеосинклинальной толщи.

В конце ранней стадии в ходе складчатости осадочные и осадочно-вулканогенные образования претерпели метаморфические преобразования преимущественно до фации зеленых сланцев, на отдельных участках — до высоких ступеней амфиболитовой фации. С площадями развития глубоко метаморфизованных пород неразрывно связаны своим формированием метаморфогенные (ультраметаморфические) граниты, абсолютный возраст которых, по данным М. И. Волобуева, приходится на интервал 950—850 млн. лет. Эти гранитоиды являются синтетектоническими по отношению к рифейской складчатости и объединяются нами в синорогенную формацию. Массивы их являются согласными со структурой вмещающих метаморфических толщ и постепенно переходят в фельдшпатизированные гнейсы и кристаллические сланцы.

Среди пород формации наиболее широко распространены несколько гнейсовидные розовые и розово-серые порфиробластические граниты с мелко- и среднезернистой основной массой. В них почти никогда не наблюдаются магматические структуры, да и минералогический состав указывает на формирование этих пород в процессе гранитизации. Составляют они из кварца (28—37%), калиевого полевого шпата (27—40%), плагиоклаза (22—30%), биотита (2—3%), вторичных (до 5%), акцессорных и рудных минералов (около 1%). Структуры порфиробластические с участками пойкилобластических. Порфиробласты размером до 2,5 см представлены калиевым полевым шпатом, обычно микроклином высокой триклинности с углом оптических осей 76—86° и в разной степени выраженной микроклиновой решеткой. Характерно полное отсутствие пертитов распада, хотя жилковатые и веретенообразные пертиты замещения довольно обычны. На метасоматический характер микроклина указывают сохранившиеся в нем пойкилитовые включения плагиоклаза и кварца, а также деформации двойников плагиоклазов, окружающих порфиробласты. Для микроклина основной массы характерно межгранулярное (интерстиционное) развитие. Плагиоклаз представлен двумя разновидностями: альбитом № 4—8 и олигоклазом № 16—22. Средний состав плагиоклаза, определенный при пересчетах химанализов по методу Е. А. Кузнецова, равен Ap_{16} . Большинство зерен олигоклаза заключено в порфиробластах микроклина, меньшая часть вместе с альбитом находится в основной массе. В отдельных случаях порфиробласты микроклина окружены каемками альбита, причем это нехарактерно для микроклинов, содержащих относительно неразложившиеся зерна олигоклаза. Последний обычно серицитизирован, иногда по нему развиваются мусковит и эпидот. Подобного рода процессы рассматриваются как результат калиевого метасоматоза [1]. В олигоклазе

же отмечены и мирмекитовые вроски кварца. Раздельная кристаллизация микроклина и альбита, наличие зерен кианита и граната, которые характерны также для вмещающих метаморфических пород, по нашему мнению, свидетельствуют в пользу метасоматического генезиса гранитов.

Помимо отмеченных гранитов и гнейсо-гранитов в строении массивов синорогенной формации принимают участие связанные с ними постепенными переходами аляскитовые, роговообманковые, эпидотовые граниты, адамеллиты и плагиограниты. Химический состав гранитов варьирует в значительных пределах и находится в определенной зависимости от состава вмещающих их пород.

По приуроченности к стадиям геосинклинального процесса формирование синорогенной гранитоидной формации в Енисейском кряже соответствует формированию ассоциации плагиогранитного типа более молодых областей. Ю. А. Кузнецов [8] отмечает, что отсутствие в отдельных регионах плагиогранитных ассоциаций «отвечает особому состоянию данного участка коры». Вероятно, особенность Енисейского кряжа заключается в том, что геосинклинальные образования байкальского этапа формировались на «цоколе» гранитизированных кристаллических пород архейского возраста, где процессы селективной мобилизации и метасоматической гранитизации были в значительной степени облегчены.

Металлогеническое значение метаморфогенных гранитов выяснено еще слабо. По имеющимся материалам, проявляется связь с ними магнетитового оруденения гидросиликатового типа [7]. Привлекают внимание также геохимические ореолы вольфрама, окружающие некоторые массивы. Золотое же оруденение пространственно не ассоциирует с массивами метаморфогенных гранитов. Весьма вероятно, что в процессе метасоматической гранитизации метаморфических толщ происходил вынос золота с рядом других компонентов — железом, магнием и др. — из зоны ультраметаморфизма в покрывающие толщи кровли и, главным образом, вторичное его рассеяние, в связи со слабым развитием в эпоху основной фазы складчатости благоприятных рудолокализирующих структур. Наряду с последним, очевидно, имела место частичная концентрация золота на значительном удалении от зоны ультраметаморфизма в образовавшихся тектонических структурах. Имеются некоторые основания связывать с метаморфогенными гранитами образование кварцевых и кварц-полевошпатовых жил.

Поздняя стадия геосинклинального этапа развития Енисейского кряжа соответствует накоплению терригенно-карбонатно-сланцевых формаций (тунгусикская серия) в условиях все более дифференцирующихся локальных прогибов, обособление которых связано с инверсией Центрального и Приенисейского антиклинориев.

Конец позднегеосинклинальной стадии развития региона ознаменовался интенсивными поднятиями ранее сформировавшихся положительных структур. С этими поднятиями связано формирование в ядрах Центрального и Приенисейского антиклинориев позднескладчатых (сининверсионных) гранитоидов. Среди гранитоидных массивов различаются авто- и аллохтонные. Последние приурочены по времени к завершению геосинклинального и началу орогенного этапов и интродуцируют складчатые структуры байкальского цикла. Гранитоидные интрузии метаморфизуют вмещающие образования, в результате чего в последних развиваются, например, кордиерит и андалузит. Сами граниты в эндоконтакте претерпевают «закалку», выражающуюся в постепенном уменьшении зернистости, что служит показателем резкого температурного градиента между вмещающими породами и гранитами в момент

образования массивов. По всей вероятности, гранитоиды рассматриваемой формации в своем становлении проходили стадию магматического расплава. Характерными являются полосы гибридных пород в приконтактных и апикальных частях массивов. В петрографическом отношении типичными являются магматические микроструктуры (гипидиоморфнозернистая, гранитовая, реже гранофировая), а также наличие твердых распадов калинатровых полевых шпатов, совместная кристаллизация которых возможна только при высоких температурах. Кристаллизационная дифференциация в этих условиях протекает особенно благоприятно, в результате чего породы различных срезом интрузии отличаются по химизму. Эти явления наряду с процессами гибридизма и ассимиляции определили значительное разнообразие пород формации. Наибольшим распространением пользуются биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, подчиненным — плагиограниты, амфиболовые граниты, кварцевые диориты, диориты, аляскиты, щелочные граниты, нордмаркиты и сиениты.

С гранитоидами позднеорогенной формации в пространстве и во времени тесно ассоциирует широко проявленная в Енисейском кряже золотая минерализация. Золоторудные поля нередко приурочиваются к апикальной части кровли интрузии и часто к их экзоконтактам. По отношению к гранитоидным массивам проявляется зональность в распределении различных типов золоторудной минерализации, представляющая собой зональность рудных полей, по классификации В. И. Смирнова [10]. Так, например, в Северо-Енисейском районе в направлении от интрузии устанавливается смена характера минерализации в следующей последовательности: в теле гранитоидного массива — редкометалльно-золоторудная, проявленная в грейзенах, в экзоконтактном ореоле — золото-арсенопиритовая и вне зоны воздействия интрузии-золото-пирит-арсенопирит-полиметаллическая. Зональность рудных полей намечается и в Южно-Енисейском районе.

Из изложенного вытекает достаточно обоснованный вывод о существовании генетической связи золотого оруденения с позднеорогенными гранитоидами. В связи со сказанным следует также отметить, что пространственное размещение как гранитоидных массивов, так и золоторудных месторождений определяется зонами глубинных разломов — Восточно-Енисейской и Западно-Енисейской. Отсюда напрашивается еще один вывод, что золотоносные пояса в Енисейском кряже тяготеют к зонам максимальных прогибов в рифейской геосинклинали.

При анализе распределения золотоносности привлекает внимание закономерная приуроченность всех более важных в промышленном отношении золоторудных месторождений к полям развития пород низкой степени метаморфизма; поля же глубоко метаморфизованных пород характеризуются, как правило, слабым проявлением минерализации. Такая избирательная локализация оруденения связана, по-видимому, с различной реакционной способностью вмещающих образований на термальное воздействие интрузий. Как указывает Н. Г. Судовиков [12], в слабо метаморфизованных породах под воздействием высокой температуры происходит минералообразование с разрушением гидроксил- и карбонатсодержащих минералов и выделением метаморфогенных растворов. В этих условиях рудогенные элементы имеют большую миграционную способность. Наоборот, в глубоко метаморфизованных породах — гнейсах, кристаллических сланцах термальное воздействие интрузий ограничено, метаморфогенные растворы возникают в незначительных количествах и миграция рудогенных элементов затруднена.

Таким образом, устанавливается тесная зависимость интенсивности оруденения от метаморфизма вмещающих пород, что указывает на

развитие процессов рудообразования в условиях завершенной складчатости и метаморфического преобразования геосинклинальных осадков. По времени металлогеническая эпоха золотого оруденения совпадает с самым концом позднегеосинклинальной стадии развития Енисейского кряжа. Сказанное подтверждается в локализации золоторудных месторождений преимущественно в зонах интенсивного расланцевания и смятия пород, наложенных на складчатые структуры, и в согласном со сланцеватостью (чаще всего) залегании рудных тел.

С вендско-нижнекембрийским (орогенным) этапом развития Енисейского кряжа связано накопление формации предгорных прогибов. Данному этапу предшествовала складчатость, общее поднятие и размыв рассматриваемой территории. По окраинам устойчиво поднимающихся участков, по всей вероятности, одновременно закладываются прогибы, в связи с чем параллелизация сформированных в них отложений затруднена. Общим для отложения прогибов является их залегание с угловым несогласием на геосинклинальных образованиях. Состав орогенного комплекса осадков фациально изменчив. В Приангарье комплекс представлен существенно карбонатной тасеевской серией, в северо-восточной части кряжа — карбонатно-терригенной чингасанской серией и в северо-западной — карбонатно-флишевой вороговской серией. Возраст отложений, по радиологическим данным, 600—750 млн. лет.

С активизацией тектонических движений, отмечавшейся в раннюю стадию этапа, связано внедрение гранитоидных интрузий. Последние приурочены к региональным разрывным нарушениям, несут черты посторогенных (по отношению к рифейской складчатости) интрузий и часто сопровождаются вулканизмом. Абсолютный возраст пород 590—620 млн. лет.

Преобладающими породами формации являются равномернозернистые, обычно среднезернистые микроклиновые граниты. Подчиненным развитием пользуются щелочные граниты, темноцветные минералы которых представлены щелочными амфиболами. Микроклиновые граниты по составу близки к аляскитам. Структура их гранитовая, реже гранобластовая. Наблюдаемая резкая дискордантность массивов и закалка гранитов в эндоконтактах, а также минералогический состав и структуры гранитов указывают на их магматическое происхождение и кристаллизацию из расплавов. В породах контактовых зон характерны кордиерит, реже андалузит.

Золотая минерализация в связи с гранитоидами посторогенной формации проявлена слабо. Она представлена отдельными кварцевыми жилами с убогим содержанием золота, залегающими в отложениях сухопитской и тунгусикской серий преимущественно согласно со сланцеватостью пород. Участки развития этих жил не разведаны, характер минерализации и условия локализации не изучены.

Обобщая изложенные материалы, можно высказать следующее суждение. Гранитоиды Енисейского кряжа составляют единую геосинклинальную группу формаций, проявление каждой конкретной формации которой связано с определенным тектоническим этапом развития региона. Они представляют единый эволюционный ряд формаций — от метасоматических и анатектических до магматических. Последовательная смена одной формации другой связана с более глубоким расплавлением гранитизированной толщи и увеличением подвижной фазы в каждый последующий этап активизации тектонических процессов. К такому же выводу об общности процессов формирования гранитоидов Енисейского кряжа пришел И. С. Туркин [13] на основании анализа радиоактивности пород.

В этом процессе становления гранитоидных интрузий не совсем

ясна причинная связь эпохи максимального развития золоторудной минерализации с этапом формирования позднеорогенных гранитоидов. По-видимому, одной из основных причин интенсивного образования концентрации золота является широкое развитие структур, благоприятных для локализации оруденения, при инверсии рифейской геосинклинали. В этап основной фазы байкальской складчатости эти структуры проявились слабо, в связи с чем условия для образования концентрации золота были ограничены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барт Г. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1956.
2. Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. К вопросу о структурно-фациальной зональности рифейских отложений в Заангарской части Енисейского кряжа. В кн.: «Вопросы геологии Красноярского края». Изд-во МГУ, 1964.
3. Бернштейн П. С., Петровская Н. В. Золоторудное месторождение Советское (Енисейский кряж). Геология главнейших золоторудных месторождений СССР, т. VI, 1954.
4. Билибин Ю. А. Металлогения и типы месторождений золота. В кн.: «Золотые месторождения Урала и Казахстана». Metallurgizdat, 1947.
5. Волобуев М. И. Геохронология и геология гранитоидов Енисейского кряжа. Автореф. канд. диссерт. Изд-во МГУ, 1967.
6. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.
7. Комов И. Л. Некоторые закономерности размещения железорудных месторождений в центральной части Енисейского кряжа. Геол. рудн. м-ний, № 4, 1968.
8. Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов). «Геол. и геоф.», 1961, № 10.
9. Смирнов В. И. Очерки металлогении СССР. Госгеолтехиздат, 1963.
10. Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности. В кн.: «Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования», т. I, Прага, 1963.
11. Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.
12. Судовиков Н. Г. Проблемы рапакиви и позднеорогенных интрузий. Изд-во «Наука», 1967.
13. Туркин И. С. Методика расчленения гранитоидных комплексов. Тр. СНИИГИМС, вып. 44, Новосибирск, 1967.
14. Феодотьев К. М. О формировании гидротермальных растворов, содержащих тяжелые элементы. В кн.: «Эндогенные рудные месторождения», МГК, XXIII сессия, проблема 7, изд-во «Наука», 1968.
15. Хаин В. Е., Волобуев М. И., Воробьев И. В. и др. Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое. «Вест. МГУ», № 5, 1967.
16. Хуан Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.