

Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых

УДК 553.3/4+550.3

ЭНДОГЕННО-РУДНЫЕ СИСТЕМЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ИНВЕРСИОННОМ СЛОЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ж.В. Семинский¹

Иркутский национальный исследовательский технический университет, 664074, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83.

Целью работы является установление связи эндогенно-рудных систем с глубинным строением земной коры региона. Построена физико-геологическая модель земной коры, которая представлена сиалической и базитовой оболочками, разделенными инверсионным мафитовым слоем. Граница этих оболочек залегает на глубине 6–20 км. Сиалическая (условно гранитная) оболочка является наиболее гетерогенной и представляет собой изменчивую неоднородную среду. Средняя ее плотность составляет 2,73 при вариациях значений 2,30–2,92 г/см³, средняя мощность составляет 8–10 км при колебаниях до 25 км.

Нижняя (условно базальтовая) оболочка более однородна и консервативна, в ее пределах возрастание плотности с глубиной колеблется от 2,82 до 3,00 г/см³. Особого внимания заслуживает переходный (инверсионный) мафитовый слой земной коры. Он характеризуется инверсией плотности, намагниченности и скорости упругих волн. Его нижняя граница картируется как подошва магнитоактивного слоя, верхняя отвечает границе сред со средней плотностью 2,73 и 2,82 г/см³. Для него характерно падение скорости продольных волн на общем фоне роста этой скорости с глубиной. В строении инверсионного мафитового слоя выделяются поднятия, впадины, внутрикоровые котловины, валы, гребни, депрессии, ложбины и другие элементы, выраженные в рельефе подошвы и кровли, формирование которых может быть связано со струями Забайкальского плюма.

Анализ размещения рудных объектов показывает, что наибольшей рудонасыщенностью характеризуется юго-восточная часть региона. Строение мафитового слоя здесь является наиболее сложным. Локальные эндогенно-рудные системы локализуются в эндо- и экзоконтактных зонах поднятий и опусканий, особенно на крутосклонных участках, на гребневидных поднятиях и на узких «перемычках» поднятий мафитового слоя. Эти структурные элементы отражают неоднородности земной коры, обусловленные энергетическими потоками из мантии.

Ключевые слова: земная кора; глубинное строение; эндогенно-рудные системы; закономерности локализации; инверсионный слой.

ENDOGENOUS ORE SYSTEMS OF SOUTH-EASTERN SIBERIA IN THE EARTH CRUST INVERSION LAYER

Zh.V. Seminsky

Irkutsk National Research Technical University, 83 Lermontov St., Irkutsk, 664074, Russia.

This study is aimed at establishing the relationship between endogenous ore systems and the deep structure of the earth crust in the region. A physical and geological model of the earth's crust has been built. It is represented by sialic and mafic shells separated by a mafic inversion layer. The boundary of these membranes is at the depth of 6–20 km. The sialic (conditionally granite) shell is the most heterogeneous and represents a changeable inhomogeneous medium. Its average density is 2,73 and varies in the range of 2,30–2,92 g/cm³, its average thickness is 8–10 km and can reach up to 25 km.

Lower (conditional basalt) shell is more uniform and conservative. Its density increases in depth from 2,82 to 3.00 g/cm³. Specific attention should be paid to the transition (inversion) mafic layer of the earth's crust. It is characterized by the inversion of density, magnetization strength and velocity of elastic waves. Its lower boundary is mapped as a bottom of a magnetically active layer, its upper boundary correlates to the boundary of media with an average density of 2,73 and 2,82 g/cm³. It is characterized by the fall in velocity of longitudinal waves, while

¹Семинский Жан Вячеславович, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геологии и геохимии полезных ископаемых, тел.: (3952) 405112, e-mail: seminsky@istu.edu

Seminsky Zhan, Doctor of Geological and Mineralogical sciences, Professor of the Department of Geology and Geochemistry of Minerals, tel.: (3952) 405112, e-mail: seminsky@istu.edu

in general this velocity increases with depth. The structure of the inversion mafic layer features uplifts, depressions, intracrustal basins, dykes, ridges, depressions, hollows and other elements, expressed in relief bottoms and roofings formation of which can be connected with the Trans-Baikal plume streams.

Analysis of ore object distribution shows that ore objects are concentrated mostly in the south-eastern part of the region. Here the mafic layer has the most complex structure. Local endogenous ore systems are localized in endo- and exo-contact zones of uplifts and subsidences, especially on steep sites, ridge-like uplifts and narrow "bridges" of mafic layer uplifts. These structural elements reflect the heterogeneity of the earth's crust caused by the energy flows from the mantle.

Keywords: earth's crust; deep structure; endogenous ore systems; localization patterns; inversion layer.

Введение. В процессе изучения металлогенических провинций неизменно возникает вопрос о достоверности и надежности выделения рудных поясов, зон, узлов и, конечно, перспективных площадей. Металлогеническое районирование рудных районов и провинций России проведено многократно в различных масштабах и на основе различных принципов. Например, для сибирских регионов составлены металлогенические карты масштабов от 1:5000 до 1:5000000 на структурно-формационной или тектонической (фиксистской, мобилистской) основе; при этом главенствующая роль отводилась то линейным, то сводово-глыбовым тектоническим элементам, то субдукционным, коллизионным или другим геодинамическим обстановкам, то минералого-геохимическим факторам с выделением гидротермалитовых (метасоматических) формаций как главного элемента районирования. Неоднократно использовались и физические поля, но чаще как вспомогательный материал для металлогенических построений.

Традиционные подходы к изучению закономерностей размещения рудных месторождений в рассматриваемом регионе отражают связь оруденения с тектоническими элементами, проявленными на современной поверхности. При этом в настоящее время в качестве «базовых» выделяются линейные структурно-металлогенические пояса и зоны, формировавшиеся в различных геодинамических условиях: в складчато-надвиговых орогенах на окраинах кратонов, в аккреционно-коллизионных, во внутриплитных геодинамических обстановках [5, 6].

В последние десятилетия исследователи все чаще обращаются к анализу

глубинного строения рудоносных площадей для того, чтобы исключить влияние «случайных» или малозначимых элементов геологического строения при металлогеническом районировании и определить фундаментальные факторы рудоконтроля.

Разработка принципов металлогенического анализа на основе изучения глубинного строения является задачей сложных комплексных многолетних исследований. Для ее решения нужен всесторонний подход к изучению процессов рудообразования, а именно анализ тектонической деятельности и строения создаваемых ею структур на разных уровнях земной коры, исследование закономерностей формирования и перераспределения магматических образований и металлогенных элементов, выявление особенностей метаморфических и других процессов. Автором на данном этапе исследований продолжают работы по изучению процессов структурообразования в земной коре и связанной с ними локализации рудных месторождений. Естественно, что в дальнейшем полученные данные должны быть дополнены магматическими, метаморфическими, минералого-геохимическими и другими металлогеническими факторами, рассмотренными с позиций изучения эндогенно-рудных систем различных рангов, проявляющихся в глубинном разрезе земной коры.

Прежде всего, есть смысл определиться с термином «эндогенно-рудная система», так как существует различная трактовка этого понятия. Наиболее часто в литературе употребляются термины «рудно-магматическая система», «рудно-образующая система», «рудно-метасо-

матическая», «рудолокализирующая», «рудодопитающая» [3] и другие, которые в основном отражают какую-либо одну или две-три характеристики рудного объекта. При металлогеническом анализе для выделяемых таксонов желателен применять термин, отражающий полную характеристику рудного объекта. В этом случае термин «эндогенно-рудная система» (ЭРС) представляется более предпочтительным, если считать, что в это понятие входят и процесс, и источник рудного вещества, и среда рудообразования, и вещественная характеристика рудного объекта. Автором этот термин используется давно именно в указанном значении [4]. При этом учитывается то, что акт рудоотложения не является оторванным от непосредственно предшествовавших ему или сопровождающих процессов структурообразования, магматизма и метаморфизма, а определяется сочетанием перечисленных процессов, т.е. эндогенным тектоническим режимом тектоносферы. Термин ЭРС рассматривается нами как «внемасштабный». Выделяются системы регионального (рудные районы, зоны) и локального (рудные узлы, месторождений) рангов.

В общем случае ЭРС представляют собой «аномальные» по своему строению участки земной коры, а вероятно, и верхней мантии. Естественно, что они должны достаточно отчетливо выражаться на различных глубинных уровнях тектоносферы. В.А. Дедеев и П.К. Куликов [1], рассматривая происхождение структур земной коры, показали, что эндогенное структурообразование происходит на верхнекоровом и коромантийном уровнях. Понятно, что для изучения тектоники ЭРС необходимо установить связи расположения рудных узлов и месторождений с глубинным строением тектоносферы. По этой причине прежде всего необходимо обратиться к физико-геологической модели земной коры Юго-Восточной Сибири.

Физико-геологическая модель земной коры. Изучению глубинного

строения рассматриваемого региона посвящены работы многих исследователей, в том числе А.П. Булмасова, Э.Э. Фотиади, Ф.С. Моисеенко, И.Г. Клушина, Ю.А. Зорина, А.В. Ладынина, Г.И. Менакера, Н.К. Булина, Б.М. Письменного, Р.М. Деменицкой, Л.А. Мастюлина, С.И. Голеницкого и др. Наибольшую дискуссию вызывает количество слоев и границ раздела в земной коре. При этом в зонах мезозойского тектогенеза разрез коры является более сложным, чем в древних складчатых областях.

По данным Ф.С. Моисеенко, четырехслойному распределению аномальных масс соответствуют слои: 1 – вулканогенно-осадочный, 2 – гранитный, 3 – диоритовый, 4 – базальтовый. А.В. Ладынин в четырехслойной модели земной коры Забайкалья выделил слои: 1 – осадочно-вулканогенных и метаморфических стратифицированных пород, 2 – гранитный с метаморфическими породами, 3 – диоритовый с метаморфическими породами, 4 – базальтовый. Г.И. Менакер [2] на территории Забайкалья выделил блоки сиалического и фемического типов и показал, что участки интенсивной вулканической деятельности в мезозое отличаются приближением базальтового слоя к поверхности, наличием диоритового слоя повышенной мощности, увеличением количества границ раздела в базальтовом слое и верхней мантии. По данным Н.К. Булина, в тектоносфере региона установлено несколько волновидных (инверсионных) слоев мощностью 2–4 км в коре и в верхней мантии. Иными словами, земная кора региона является гетерогенной как в плане, так и в разрезе.

В процессе выполнения работ по теме «Изучение эндогенно-рудных систем Восточной Сибири и разработка их многофакторных моделей» автором и В.С. Питателевым также была разработана физико-геологическая модель земной коры региона. Сбор и обработка материалов по физическим полям региона

были проведены В.С. Питателевым. Полученная модель формировалась на основе анализа результатов интерпретации аномалий гравитационного поля в редукции Буге и в виде изостатической редукции и магнитного поля (данные расчетов глубин залегания нижних кромок магнитоактивных масс). Данные глубинного сейсмического и магнито-теллурического зондирования использовались в основном для характеристики качества выделенных слоев. Были построены субмодели: плотностная (на основе карт изостатических аномалий и плотности земной коры) – гравитационное поле в редукции Буге; магнитная (на основании расчетов глубин залегания магнитоактивных масс) – использованы симметричные аномалии, снятые с карт магнитного поля; для характеристики слоев использованы данные ГСЗ и МТЗ.

При этом было установлено, что мощность земной коры колеблется в пределах 38–48 км; в ее составе выделены три слоя, и установлено их сложное слоисто-блоковое строение (рис. 1).

Подошвой земной коры является граница Мохоровичича – поверхность, на которой скорость распространения продольных сейсмических волн резко возрастает. Средняя скорость в земной коре принята равной 6,4 км/с. Граничная

скорость в верхней мантии составляет 7,6–8,3 км/с, т.е. имеет место существенный перепад скорости в 0,7 км/с, обусловленный различным качественным состоянием верхней мантии. На границе Мохо также резко возрастает уровень плотности. Средняя плотность нижней части земной коры равняется 2,86–2,92 г/см³ (перепад составляет 0,6 г/см³). Плотность верхней мантии (нормальная мантия) принята равной 3,25 г/см³. Плотность «аномальной» (астеносферной) мантии (граничная скорость волн – 7,6–7,8 км/с) при составлении моделей принята равной 3,21 г/см³. Поверхность Мохо погружается в нашем регионе на глубину до 50 км.

Выше этой поверхности залегает условно базальтовый, а точнее гранулитно-базальтовый слой. Верхний слой земной коры выделяется как условно гранитный или гранитно-метаморфический и гранитно-осадочный в разных частях региона. Разделяет указанные слои промежуточный (инверсионный) слой.

Условно базальтовый слой аппроксимируется пластом с постоянно нарастающей с глубиной скоростью сейсмических волн и плотностью, последняя – от 2,82 г/см³ вверху до 3,00 г/см³ в нижней части. Отмечается латеральная

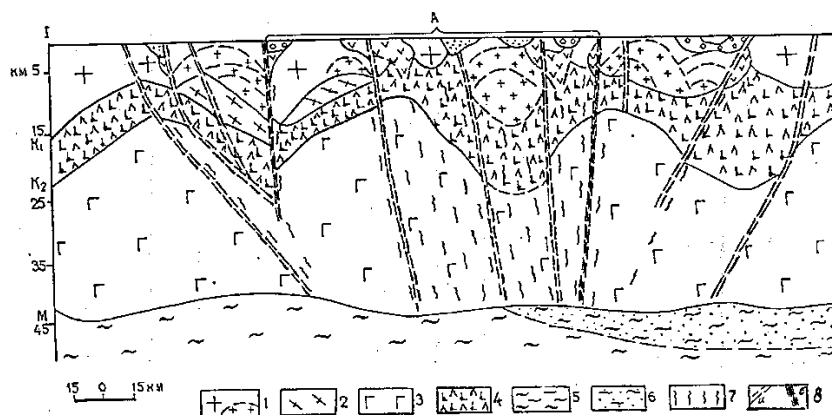


Рис. 1. Модель строения земной коры (на примере Приисклинского рудного района):

1 – гранитно-метаморфический слой с участками распространения интрузивных, осадочных и вулканических пород; 2 – гнейсовые толщи; 3 – базальтовый слой; 4 – инверсионный мафитовый слой; 5 – верхняя мантия; 6 – аномальная мантия; 7 – участки интенсивной флюидизации и разогрева; 8 – разломы (а), ограничивающие площадь ЭРС (б); А – положение ЭРС

изменчивость скорости и плотности. Средняя плотность условно базальтового слоя варьирует от 2,86 до 2,92 г/см³ в связи с различными структурно-вещественными комплексами его составляющими и процессами, протекавшими в нем. Данные Кольской сверхглубокой скважины указывают на гнейсовый состав соответствующего базальтовому слою интервала разреза земной коры.

Полученные данные о тектонической расслоенности условно базальтового слоя позволяют рассматривать его как достаточно благоприятную среду тепломассопереноса из мантии в верхние слои земной коры, т.е. возможно возникновение вертикальных или наклонных структурных зон разуплотнения как каналов тепломассопереноса из верхней мантии.

Условно гранитный слой включает геологические образования, развитые в приповерхностной зоне земной коры. Наибольшим распространением пользуются разнообразные гранитоиды, занимающие в ряде районов до 80–90% всего объема этого слоя. Значительные по размерам и интенсивности плотностные аномалии минимума соответствуют линзам разуплотненного вещества, вероятно, гранито-гнейсам, развитым участками в низах слоя.

Средняя плотность условно гранитного слоя принята равной 2,73 г/см³ при вариациях значений от 2,30 до 2,92 г/см³ для отдельных ее участков. Уровень намагниченности пород определяется, вероятно, не столько составом, сколько характером преобразований, происходящих в результате наложенных процессов (гранитизации, базификации). Мощность гранитно-метаморфического слоя меняется от сотен метров, где развиты чаще всего терригенно-вулканогенные породы впадин, до 25 км и более на участках преимущественного развития гранитоидов. Средняя мощность слоя составляет 8–10 км. Области, характеризующиеся значительной мощностью условно гранитного слоя, соответ-

ствуют, как правило, существенно гранитизированным сиалическим блокам земной коры, области с резко сокращенной мощностью отвечают блокам фемического состава.

Решающее значение при формировании модели верхней части земной коры сыграл факт выделения в земной коре Юго-Восточной Сибири самостоятельного переходного (инверсионного) слоя, залегающего между условно гранитным и базальтовым слоями.

Этот слой имеет, вероятно, *мафитовый состав* в соответствии с его магнитными свойствами, которые определяются аномально высокими концентрациями железо-магниевого минералов. Кровля мафитового слоя картируется повсеместно и достаточно надежно как граница раздела сред со средней плотностью 2,73 г/см³, отвечающая гранитно-метаморфическому слою, и 2,82 г/см³ — мафитовому слою. Нижняя граница слоя, его подошва также надежно картируется как подошва магнитоактивного слоя, но только в тех участках, где проявлялись повышенные давление и температура, т.е. существовала «аномальная» среда.

Мафитовый слой по положению в разрезе земной коры, следуя классическим представлениям, соответствует, вероятно, разделу Конрада – границе между гранитно-метаморфическим и условно базальтовым слоями (рис. 2).

В условиях нормальной среды «намагниченность» не проявляется, и мощность мафитового слоя оценивается нами в 4–5 км. Эта мощность отвечает средней мощности «волноводного» слоя, характеризующегося инверсией по данным глубинного сейсмического зондирования.

К основным свойствам мафитового слоя относится прежде всего пониженная по отношению к выше- и нижележащим слоям земной коры вязкость. Под действием внешних факторов (со стороны верхней мантии) – повышенных давлений и температуре – происходит

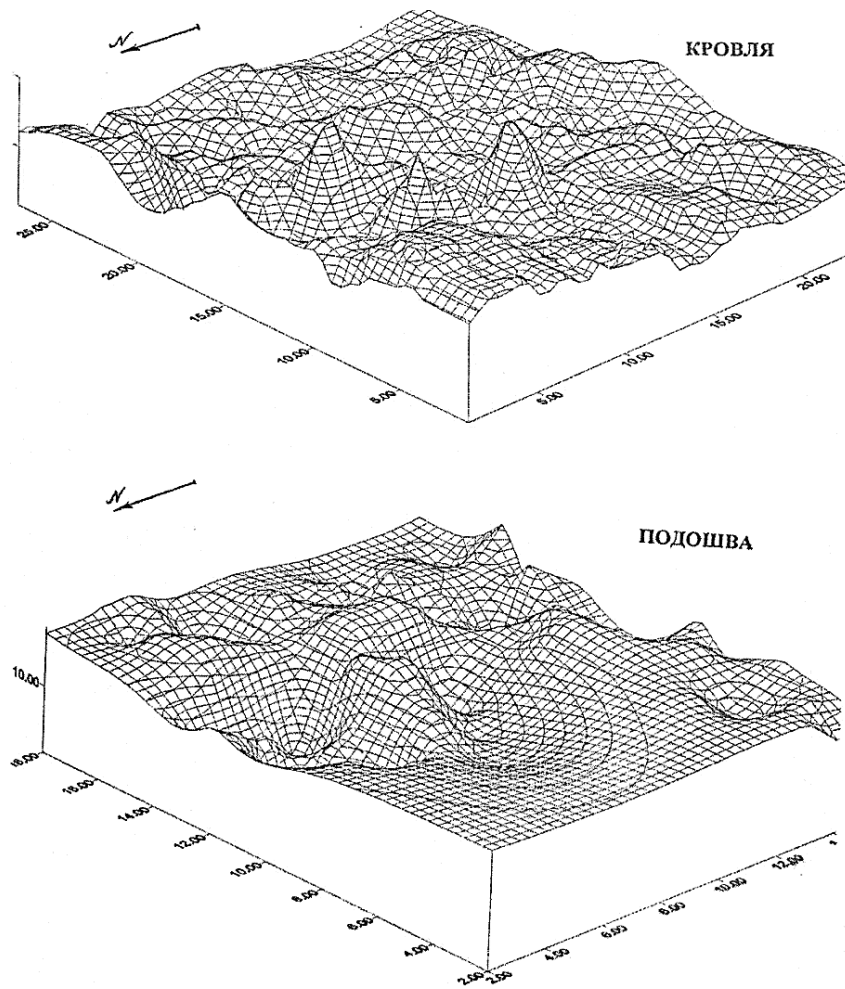


Рис. 2. Рельеф кровли и подошвы мафитового слоя

существенное увеличение объема, тектоническая скученность, пластичное течение (переток) масс. Увеличиваются инверсионные свойства слоя – понижение скорости прохождения волн и плотности, а также увеличение намагниченности по направлению к источнику тепловой энергии. В результате роста динамической активности слоя нарушается его сплошность. В условиях аномальной («активизированной») среды мощность мафитового слоя благодаря его реологическим свойствам существенно увеличивается до 15 км и более. Образуются системы крупных линз, которые оказывают деформирующее влияние на выше- и нижележащие слои земной коры, создавая очаги напряжения. Это привело к формированию или ликвидации структурных форм и другим процессам, усложнявшим строение земной коры.

Очевидно, благодаря своим аномальным инверсионным свойствам мафитовый слой в разные этапы развития земной коры интенсивно воздействовал на формирование строения земной коры. Зона инверсии ограничивается сверху фронтом метаморфизма зеленосланцевой фации, снизу – амфиболитовой.

Таким образом, наибольшую информацию об особенностях глубинного строения можно извлечь из анализа структуры мафитового слоя, разделяющего базитовую и сиалическую оболочки. Верхний гранитно-метаморфический слой отличается значительной гетерогенностью, отчетливо коррелируется с поверхностью, имеющей сложное геологическое строение, что часто затрудняет выделение «генеральных» структурных элементов типа региональных ЭРС.

Нижний условно базальтовый слой более однородный, хотя и содержит, вероятно, структурные элементы, определяющие тепло- и массоперенос из верхней мантии.

Сопоставление карт рельефа подошвы и кровли мафитового слоя (см. рис. 2) показывает, что нарушения его первичного залегания (в виде поднятий к поверхности) на обеих картах по знаку часто совпадают. В то же время структурный рисунок этих поверхностей имеет явные различия: в кровле наблюдается сочетание линейных и нелинейных структурных элементов с преобладанием первых, тогда как в подошве больше проявлены последние.

Связь локализации и формирования ЭРС с инверсионным слоем земной коры. Рассматриваемый регион, включающий Забайкальскую и Саяно-Байкальскую минерагенические провинции, характеризуется интенсивным развитием процессов рудообразования, связанных с протерозойскими, палеозойскими и мезозойской металлогеническими эпохами. Региональные орогенные пояса этой территории формировались в окраинно-кратонных, коллизионных, субдукционных, внутриплитных и других геодинамических обстановках [5].

Основной минерагенический фон рассматриваемой территории составляют уран, молибден, медь, золото, свинец, цинк, вольфрам, олово, литий, тантал, ниобий, серебро, флюорит, а также редкие земли, железо, слюды, цветные камни, уголь, причем многие из них составляют значительную часть разведанных общероссийских запасов. Наиболее характерные полезные ископаемые и представляющие их рудные формации распространены по территории неравномерно.

Урановые месторождения (настуран-молибденит-флюоритовая, настуран-гидрослюдистая и другие формации) в восточной и южной частях Забайкалья связаны с позднеюрско-раннемеловыми вулcano-плутоническими комплексами мезозоя (Стрельцовский,

Оловский, Могочинский и другие рудные узлы); второй группой являются инфльтрационные (гидрогенные) месторождения Витимского района.

Среди месторождений железа наибольшее значение имеют железистые кварциты метаморфогенного происхождения, распространенные в Чаро-Токкинском районе, в ряде районов Восточного Саяна, магматогенные руды Центрального Забайкалья. Кроме того, имеются титано-магнетитовые месторождения (Чинейское на севере и др.). Месторождения меди представлены медно-никелевой, медно-молибденовой, медно-полиметаллической, медно-баритовой формациями и формацией медистых песчаников. Наиболее продуктивной является последняя, распространенная на крайнем северо-востоке территории в Удоканском рудном районе.

Свинцово-цинковые месторождения, имеющие в регионе весьма широкое распространение, относятся к формации жильных сульфидно-полиметаллических гидротермальных руд (Юго-Восточное Забайкалье) и к колчеданно-полиметаллической формации стратиформных месторождений, залегающих в терригенно-карбонатных и вулканогенных толщах двух рудных районов: Холднинского на западе Байкало-Патомской области и Озерного в Центральном Забайкалье.

Месторождения вольфрама, молибдена и олова, весьма типичные для южных и восточных районов Забайкалья, относятся к вольфрамит-кварцевой, касситерит-кварцевой, касситерит-вольфрамит-кварцевой, касситерит-сульфидной, кварц-молибденитовой и вольфрамит-молибденитовой формациям. Золото распространено, хотя и неравномерно, на всей территории. Однако наиболее насыщена им территория бассейна р. Шилки, где преобладают золото-кварц-сульфидная и золото-кварцевая формации, представленные типичными жильными гидротермальными месторождениями (Дарасунский, Балейский, Карийский и другие рудные узлы).

Крупные районы с россыпной и коренной золотоносностью находятся в северной части региона. К ним относятся в первую очередь Бодайбинский (Ленский), Чарский районы. В первом из них распространены золоторудные месторождения золото-кварцевой и золото-малосульфидной формаций в черносланцевых толщах рифея. Это полигенные и полихронные месторождения. Эти месторождения связаны с флюидными процессами позднерифейско-среднепалеозойского возраста в зонах динамометаморфизма, что отличает их от магматогенно-гидротермальных систем, широко распространенных в Забайкалье. Последние ассоциируют с мезозойской гранит-гранодиоритовой формацией.

Месторождения флюорита пользуются наиболее широким распространением в центральной и южной частях Юго-Восточной Сибири, где они представлены кварц-флюоритовой формацией, распространенной в Калангутском, Абагайтуйском, Солонечинском, Наранском, Эгитинском и других рудных узлах.

Среди других полезных ископаемых необходимо отметить мусковитовые месторождения Мамской слюдоносной провинции, локализующиеся в пределах протяженной зоны в Байкало-Патомской области, а также Молодежное месторождение асбеста, многочисленные месторождения поделочного сырья (нефрит Восточного Саяна, чароит Байкальской области и др.). Значительную ценность представляют месторождения тантала, ниобия, редких земель в Восточном и Центральном Забайкалье.

Таким образом, в регионе проявлены месторождения лито-, халько- и сидерофильных элементов. Это свидетельствует о том, что земная кора сложена разными по геохимическим типам блоками, предопределившими формирование ЭРС, различных по специализации и, очевидно, глубине заложения.

Анализ размещения ЭРС ранга рудных узлов и месторождений показы-

вает, что они распределяются по площади неравномерно. Наибольшей рудонасыщенностью характеризуется юго-восточная часть региона (Восточное и Южное Забайкалье), где находится основное количество месторождений и рудопроявлений молибдена, олова, свинца, цинка, флюорита, золота, вольфрама, редких элементов и других полезных ископаемых. Это рудные узлы Усугли-Дарасунский (золото, флюорит), Жирекенский (молибден), Амазаро-Могочинский (золото, молибден, уран), Карийский (золото), Оловский (уран), Балейский (золото), Шерловогорский (олово, полиметаллы), Кукульбейский (вольфрам, флюорит, редкие металлы), Любавинский (золото), Кличкинский (полиметаллы), Стрельцовский (уран, молибден, флюорит), Абагайтуйский (флюорит) и др.

Плотность распространения рудных узлов в других районах значительно меньше. В Байкало-Патомской области имеется несколько крупных рудоносных площадей и узлов (Бодайбинский и Муйский золоторудные, Северо-Байкальский свинцово-цинковый, Удоканский меденосный, Мамский слюдоносный и др.). Одинокные крупные рудные узлы выявлены на юго-западе и в центре (Джидинский, Озернинский).

При изучении связи ЭРС ранга рудных узлов и месторождений с глубинными структурами земной коры учитывается сложная геологическая история рассматриваемого региона, которая привела к тому, что на плитотектоническом и плюмтектоническом этапах в земной коре сформировались разнообразные парагенезисы линейных и нелинейных структурных элементов. Представителями первой категории являются рифтоподобные зоны, включающие грабены, линейные вулканические впадины, зоны разломов. Ко второй категории относятся разноранговые сводовые структуры, очагово-купольные, вулканические сооружения центрального типа с системами кольцевых, дуговых и радиальных разломов.

Таким образом, на современной поверхности и в верхней части условно гранитного слоя наблюдается весьма сложный рисунок структурных форм. По этой причине среди них трудно выделить однозначно типичные геологические обстановки, тем или иным способом связанные с процессами зарождения, эволюции и консервации рудообразующих систем, и те региональные и локальные структуры, которые оказали наиболее существенное влияние на локализацию оруденения. На более глубоких горизонтах земной коры, где исключается влияние второстепенных факторов рудоконтроля, обусловленных особенностями эрозионного среза, неравномерной изученностью и т.д., с большей достоверностью можно установить главные рудоконтролирующие структурные элементы, обязанные своим происхождением глубинной эндогенной активности в период функционирования рудообразующих систем.

Для выделения таких обстановок необходимо обратиться к рассмотрению строения земной коры. В.В. Соловьев и А.Д. Щеглов [7] показали, что особое значение для проявления некоторых групп месторождений имеет граница раздела земной коры и верхней мантии. На этой границе, по данным А.В. Пейве, происходят мощные процессы гидротермальной переработки пород верхней мантии, что может иметь большое значение для установления природы рудообразующих систем. При этом важную роль должно играть изучение самых различных структур центрального типа, которые проявляются на разных глубинных уровнях и являются энергогенерирующими. В общем случае рельеф границ раздела отражает развитие энергетических процессов, с которыми связано разуплотнение вещества и поднятие его к поверхности. Установлены факты нахождения месторождений олова, вольфрама, молибдена, золота, ртути над участками высокого стояния поверхности Мохо.

В пределах Юго-Восточной Сибири намечается другая закономерность.

Как видно из полученной нами модели земной коры, наиболее сложной является структура мафитового слоя. В рельефе его подошвы и кровли выделяются поднятия, впадины, внутрикоровые котловины, валы, гребни, депрессии, диапиры, ложбины и другие элементы. При этом наибольшей сложностью характеризуется строение мафитового слоя в Южном и Восточном Забайкалье, где наблюдается интенсивная расчлененность рельефа подошвы, а особенно кровли (рис. 3). Это система поднятий, прогибов, перемычек и других элементов. Эта область сложного строения мафитового слоя отчетливо ограничивается широкой зоной разломов Монголо-Охотской системы. Вдоль этой зоны, являющейся глубинным разломом, вытянуты линейные поднятия (валы) мафитового слоя и его трюги, что особенно хорошо фиксируется по рельефу кровли.

На остальной территории рисунок рельефа подошвы и кровли мафитового слоя иной: его расчлененность несопоставимо меньше – здесь выделяются отдельные довольно крупные поднятия этого слоя.

При изучении положения ЭРС в структурах земной коры Юго-Восточной Сибири видно, что наиболее информативным оказывается строение инверсионного мафитового слоя.

Во-первых, крупные рудные узлы тяготеют к поднятиям мафитового слоя, проявленным в подошве и кровле, т.е. являющимся наиболее глубинными (см. рис. 3). Во-вторых, относительно строения указанных поднятий видно, что эти ЭРС тяготеют к трем элементам: к эндо- и экзоконтактным зонам вдоль границ поднятий (особенно на крутосклонных участках); к гребневидным поднятиям слоя; к узким «перемычкам» поднятий (рис. 4). Например, крупное поднятие мафитового слоя, вытянутое в близмеридиональном северо-западном направлении, находится в междуречье

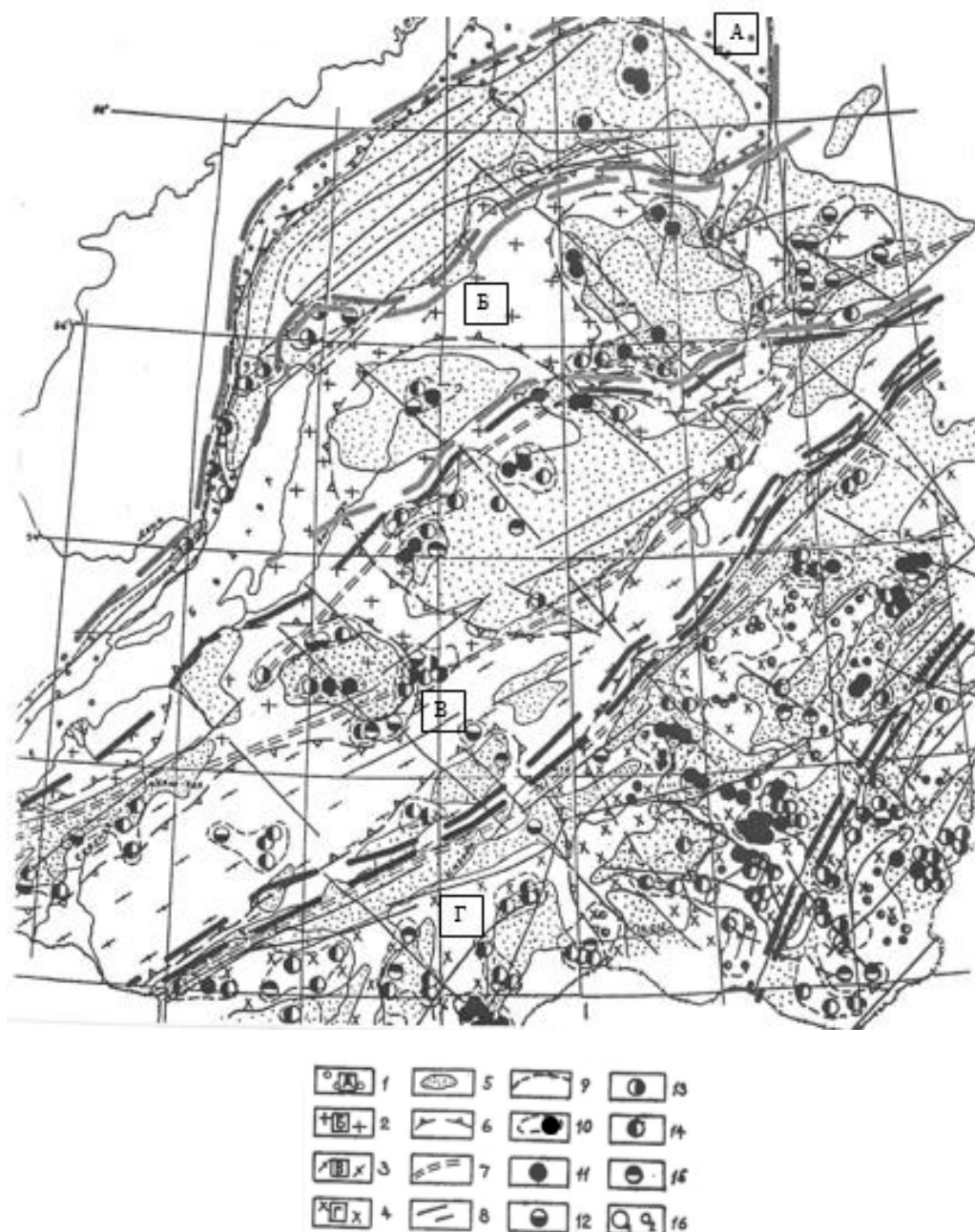


Рис. 3. Схема размещения рудных месторождений Юго-Восточной Сибири относительно элементов строения мафитового слоя земной коры:

1 – 4 – орогенные пояса: 1 – Байкало-Патомский, 2 – Байкало-Муйский, 3 – Байкало-Витимский, 4 – Чикой-Шилкинский; 5 – поднятия кровли и подошвы мафитового слоя; 6 – контуры деструктурированных участков земной коры, обусловленные плюмтектоническими процессами; 7 – зоны крупных разломов (структурные швы); 8 – прочие разрывные нарушения; 9–10 – рудоносность: границы потенциально рудных (9) и рудных (10) узлов и зон; 11–15 – группы полезных ископаемых: 11 – Au, Ag, 12 – Fe, Ti, Ni, Cr, Cu, 13 – Pb, Zn, Ag, 14 – W, Mo, Sn, Be, 15 – U; 16 – месторождения (1), рудопроявления (2); широкими штриховыми линиями околочурены металлогенические пояса

Шилки, Онона и Аргуни. К его периферии тяготеют узлы Балейский, Карийский золоторудные, Кличкинский, Широкинский полиметаллические, Шахтаминский и другие. Отчетливо выражена рудоконтролирующая роль краевой

зоны крупного поднятия мафитового слоя в западной части показанной на рассматриваемом рисунке территории, на левобережье р. Шилки, где локализуется Дарасунский и другие золоторудные узлы.

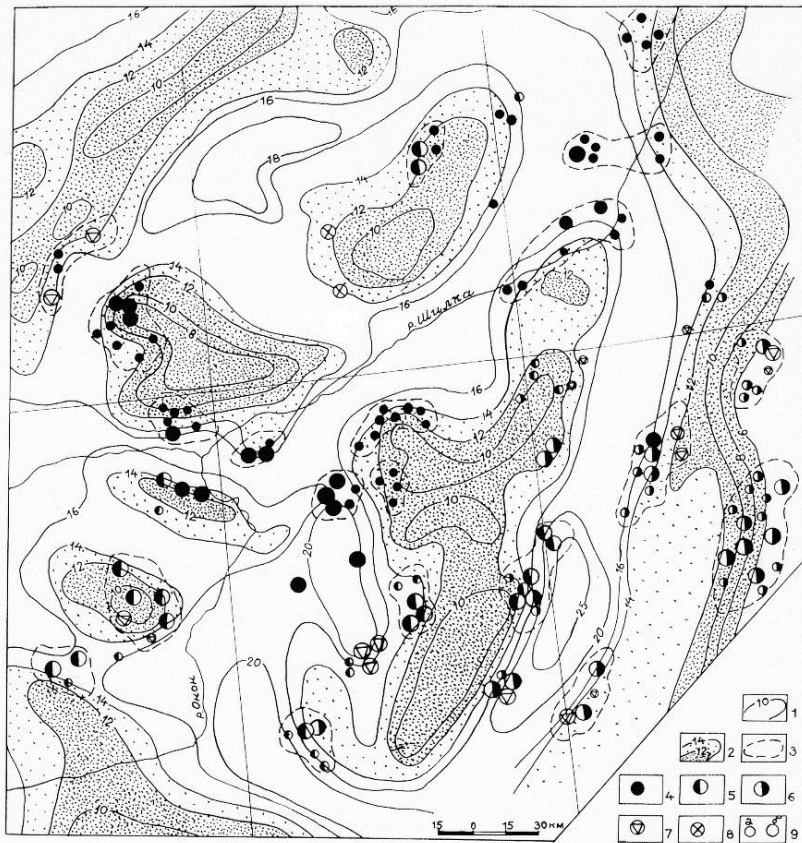


Рис. 4. Положение рудных узлов Пришилкинского района относительно структуры мафитового слоя:

1–2 – изолинии глубин залегания мафитового слоя (км от поверхности), определяющие: 1 – впадины, 2 – купольные поднятия; 3 – контуры рудных узлов; 4–8 – группы полезных ископаемых: 4 – благородные металлы, 5 – редкие металлы и редкоземельные элементы, 6 – полиметаллы, 7 – флюорит, 8 – нерудное сырье; 9 – рудопроявления (а), месторождения (б)

На основании изложенного можно предположить, что локальные ЭРС, связанные с очагами тепловой и энергетической активности, проявляются в строении инверсионного слоя земной коры участками воздымания этого слоя или своеобразными структурами энергоготовков, т.е. коровыми диапирами. При этом зонами наиболее высокой проводимости являются указанные выше крутосклонные участки, «перемычки», гребневидные поднятия, осложненные в приповерхностной зоне разрывными нарушениями. Они, вероятно, определяют повышенную проницаемость недр в этих крутосклонных участках поднятий мафитового слоя. Особенно отчетлива такая корреляция оруденения с поднятиями кровли мафитового слоя до 1–3 км от поверхности, т.е. с близповерхностными элементами строения коры. Связь

со структурами подошвы мафитового слоя, находящимися на глубинах 6–12 км, является более сложной.

Таким образом, в мафитовом слое находят отражение рудные системы различных рангов. При этом структурные элементы подошвы отражают крупные неоднородности земной коры, обусловленные энергетическими потоками из мантии; в кровле зафиксированы более локальные неоднородности, определяющие в ряде случаев благоприятные условия развития гидротермальных систем.

Рассмотренные структуры являются, скорее всего, выражением плюм-тектонических процессов. Они привели к короблению и формированию сводовых поднятий, а на заключительных этапах – к образованию флюидно-магматических и эндогенно-рудных систем. Эти структурные элементы, обусловленные

положением энерготоков, могут рассматриваться как отдельные струи Забайкальского плюма.

При анализе связи рудных систем с глубинными структурами земной коры необходимо учитывать возраст оруденения, тип минерализации и ряд других факторов, требующих специального детального изучения. Несомненно, что рудные узлы, обнаруживающие наиболее отчетливую связь с поднятиями мафитового слоя, были сформированы в постколлизийный плюм-тектонический этап. Наиболее интенсивно магматические, тектонические и рудные процессы юрско-мелового возраста были проявлены в зоне Монголо-Охотского разлома и к югу от него. Участки возмущения инверсионного слоя могут быть связаны с последними активными эндогенными процессами, которые имели место в раннемеловое время. Во многих случаях эти площади совпадают с участками интенсивной магматической деятельности и высоких тепловых потоков.

Таким образом, мафитовый слой играет роль своеобразной буферной зоны, конденсирующей энергию тепловых и механических потоков из верхней мантии и регулирующей поступление энергии в верхние слои земной коры.

Анализ рельефа подошвы и кровли мафитового слоя позволил выделить участки интенсивной деструкции земной коры – своеобразные купольные поднятия этого инверсионного слоя с дифференцированным внутренним строением

Северная часть рассматриваемого региона (Байкало-Патомская тектоническая область) характеризуется более древней металлогенией. Здесь ведущими являются протерозойская и средне-позднепалеозойская металлогенические эпохи. Процессы рудообразования в этой области имели часто флюидно-метаморфогенную природу с формированием ЭРС длительного развития. Положение мафитового слоя здесь более стабильное, а его структура отличается относительной простотой.

Выводы. В процессе изучения закономерностей локализации ЭРС Юго-Восточной Сибири на основе анализа глубинного строения выявлены следующие особенности:

1. Физико-геологическая модель земной коры региона, интегрирующая плотностную и магнитную субмодели, отражает трехслойное строение. На нижней границе земной коры (поверхность Мохоровичича) происходит резкое возрастание скорости продольных сейсмических волн при переходе в верхнюю мантию. Выше раздела Мохо развит условно базальтовый слой, который имеет, очевидно, средний-основной состав и характеризуется нарастающей с глубиной плотностью от 2,82 до 3,00 г/см³. Средняя плотность слоя варьирует от 2,86 до 2,94 г/см³ в связи с различными структурно-вещественными комплексами, его составляющими и процессами, протекавшими в них. Верхний слой земной коры – гранитно-метаморфический – включает все разнообразие геологических образований, развитых в приповерхностных условиях. Наибольшим распространением здесь пользуются гранитоиды, определяющие плотностной фон этого слоя. Средняя плотность принята равной 2,73 г/см³ при вариациях значений от 2,30 до 2,92 г/см³. Уровень намагниченности слоя определяется не столько составом, сколько характером преобразований, происшедших в результате наложенных процессов (гранитизации, базификации). Мощность гранитно-метаморфического слоя меняется от сотен метров (участки выступов мафитового слоя), где развиты чаще всего терригенно-вулканогенные образования впадин, до 25 км и более на участках преимущественного развития гранитоидов. Средняя мощность слоя составляет 8–10 км.

2. Геолого-структурная модель земной коры опирается на структуру мафитового слоя, несущего, как оказалось, наибольшую информацию об особенностях глубинного строения. В силу физических, химических и реологических

свойств инверсионный слой, разделяющий базитовую и сиалическую оболочку коры, реагировал на глубинные процессы формирования сложного парагенезиса нелинейных и линейных структур различных порядков, отображенных в строении всей Юго-Восточной Сибири и конкретных региональных рудных систем в ее пределах. В силу своей высокой подвижности и химической активности мафитовый слой предопределил формирование главных структурных элементов земной коры в период орогенно-активизационного развития. В спокойной тектонической и термальной обстановке мощность слоя составляет 4–5 км, что отвечает средней мощности волноводного слоя.

Слой содержит мощные (до 15 км) линзы и утоненные участки. Это состояние можно объяснить влиянием глубинных мантийных струй, когда при изменении температур и давления благодаря реологическим и инверсионным свойствам слоя происходит переток вещества. В этом состоянии «активизации» по направлению к источнику тепловой энергии понижается скорость, плотность и увеличивается намагниченность. Очевидно, в определенных условиях происходит нарушение сплошности слоя в процессе поступления в эти участки глубинных тепловых потоков, магматических масс и функционирования флюидных систем.

Об этом свидетельствует структура этого слоя, определяющаяся рельефом подошвы, кровли, вариациями мощности. Поднятия этого слоя к поверхности по его кровле составляют 1–6 км, подошвы – до 6–12 км.

3. Анализ размещения ЭРС ранга рудных узлов и месторождений показывает, что наибольшей рудонасыщенностью характеризуется юго-восточная часть региона, где концентрируется основное количество месторождений и рудопроявлений молибдена, олова, свинца, цинка, флюорита, золота, вольфрама, урана и других полезных ископаемых. Строение мафитового слоя в этом районе

является наиболее сложным. Это свидетельствует о его интенсивной нарушенности, что можно связать с активной деятельностью струй Забайкальского плюма.

Инверсионный мафитовый слой включает поднятия, впадины, внутрикоровые котловины, валы, гребни, депрессии, диапиры, ложбины и другие элементы в рельефе подошвы и кровли.

В этих условиях концентрация оруденения наблюдается преимущественно в трех случаях: в эндо- и экзоконтактовых зонах поднятий и опусканий, особенно на крутосклонных участках; на гребневидных поднятиях слоя; на узких «перемычках» поднятий.

Приуроченность рудных проявлений к крутосклонным участкам поднятий и опусканий мафитового слоя свидетельствует о том, что здесь находятся зоны повышенной проницаемости, в ряде случаев это разломные зоны.

Таким образом, в мафитовом слое находят отражение рудные системы различных рангов. При этом структурные элементы подошвы отражают крупные неоднородности земной коры, обусловленные энергетическими потоками из мантии, в кровле зафиксированы более локальные неоднородности, определяющие в ряде случаев благоприятные условия развития гидротермальных систем.

Рассмотренные структуры являются выражением плюм-тектонических процессов. Они привели к короблению и формированию сводовых поднятий коры, а на заключительных этапах – к образованию флюидно-магматических и эндогенно-рудных систем. Очевидно, эти структурные элементы отражают положение энерготоков, обусловленных отдельными струями плюма.

Дальнейшее изучение связи ЭРС с глубинным строением земной коры предполагается проводить на основе анализа связи рудоконтролирующих структурных элементов мафитового и гранитно-метаморфического слоев.

Библиографический список

1. Дедеев В.А., Куликов П.К. Происхождение земной коры. Л.: Наука, 1988. 264 с.
2. Менакер Г.И. К вопросу о глубинном строении Прибайкалья и Забайкалья // Геология и Геофизика. 1972. № 5. С. 93–96.
3. Российский металлогенический словарь / И.А. Нежинский [и др.]; гл. ред. А.И. Кривцов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 320 с.
4. Семинский Ж.В. Генетические модели эндогенно-рудных систем Восточной Сибири // Геология, поиски и разведка рудных полезных ископаемых: межвуз. сб. науч. тр. Иркутск: Изд-во ИПИ. 1990. С. 6–16.
5. Семинский Ж.В. Металлогенические пояса Юго-Восточной Сибири // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2006. № 3 (29). С. 7–15.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Парфенов Л.М., Смелов А.П., Прокопьев А.В. [и др.]. М.: Наука, 2001. 571 с.
7. Щеглов А.Д. Нелинейная металлогения и ее прикладное значение // Вестник АН СССР. Геология. 1985. № 4. С. 94–101.

Статья поступила 26.05.2015 г.