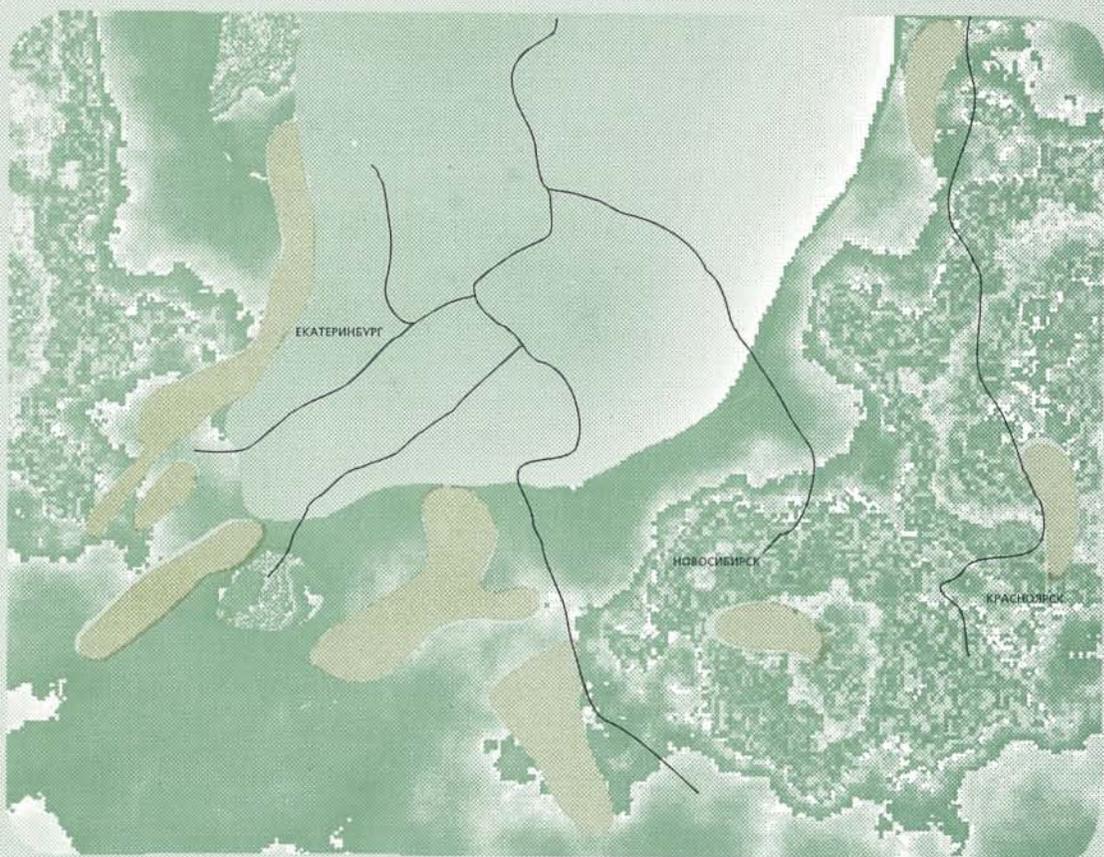


ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ САЛАИРА



НОВОСИБИРСК 1995

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy

GOLDBEARING WEATHERING CRUSTS OF THE SALAIR REGION

Scientific editors
O. P. Ivanov, N. A. Roslyakov

Novosibirsk 1995

РОСКОМНЕДРА
ЦЕНТРОСИБГЕОЛКОМ
Региональная научно-техническая программа “Сибирь”

ROSKOMNEDRA
Centrosibgeolkom
Regional scientific and technical program “Siberia”

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ САЛАИРА

Научные редакторы
О. П. Иванов, Н. А. Росляков

Новосибирск 1995

Золотоносность кор выветривания Салаира / Росляков Н. А., Нестеренко Г. В., Калинин Ю. А., Васильев И. П. и др. / РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. [Науч. ред. О. П. Иванов, Н. А. Росляков]. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1995. 170 с.

ISBN 5-7628-0732-8

Обобщены материалы многолетних исследований по золотоносности кор выветривания Салаирского кряжа и сопредельных регионов. Рассмотрено поведение золота в профилях выветривания каолинового типа, широко развитых в Сибири. Детально охарактеризованы открытые при участии авторов золоторудные месторождения формации коры выветривания, сформированные на слабозолотоносных минерализованных зонах. Основная ценность этих месторождений — гравитационно извлекаемое самородное золото, в составе которого две трети остаточного и одна треть вновь образованного.

Дополнительным источником добычи может быть тонкодисперсное золото, на долю которого приходится до половины от общего количества. Разработана генетическая типизация месторождений золота в корях выветривания и дана оценка их перспектив. Обрамление Западно-Сибирской равнины рассматривается как новая провинция золоторудных месторождений коры выветривания.

Для геологов и геохимиков, занимающихся поисками и прогнозом месторождений золота, а также преподавателей и студентов геологических специальностей.

The auriferous crusts of weathering of the Salair Ridge and contiguous regions as a result of long standing investigations have been generalized. Behavior of gold in kaolinitic type weathering profiles widespread in Siberia have been examined. Detailed characteristic has been given to gold deposits of the weathering crust formation discovered with author's participation and formed in small auriferous zones. The essential value of these deposits are gravity extracted gold particles consisting of authigenic supergene particles (1/3) and residual endogenic particles (2/3).

The finely-dispersed gold which reach a half of all precious metal can be an additional source of recovery. A genetic typification of gold deposits in weathering crusts as well as the evaluation of their prospects have been devised. The frame of the West-Siberian Plain have been considered as a new province of gold deposits in weathering crusts.

The monograph is of interest to geologists and geochemists carried out the gold deposit exploration and prognosis. It may be useful to instructors and students of geological specialities.

Авторский коллектив

Н. А. Росляков, Г. В. Нестеренко, Ю. А. Калинин, И. П. Васильев,
А. И. Неволяко, Н. В. Рослякова, С. Р. Осинцев, В. Г. Свиридов,
В. В. Колпаков, Л. П. Бобошко

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук Р. С. Родин (СНИИГГиМС),
д-р геол.-мин. наук В. И. Сотников (ОИГГМ СО РАН)

Золотоносность элювиальных образований известна с глубокой древности. До недавнего времени эксплуатировались лишь зоны окисления рудных месторождений, в основном, благодаря несложной технологии их отработки и высоким содержаниям золота в железных шпяхах и зоне цементации как собственно золоторудных, так и комплексных колчеданно-полиметаллических, медно-порфириновых и других золотосодержащих месторождений. Не потеряли они своей актуальности и сейчас.

К настоящему времени промышленная золотоносность кор выветривания установлена во многих регионах мира — это Австралия, Индия, Бразилия, Приэкваториальная Африка (Мали, Нигерия, Либерия, Танзания), Французская Гвиана, Суринам, Папуа-Новая Гвинея, США, Енисейский и Салаирский кряж, Урал и др.

Если в мировой практике эксплуатируются золотоносные латеритные коры выветривания, то в России месторождения этой формации связаны главным образом с каолиновыми корами выветривания линейно-карстового типа. Все они сформированы на породах с повышенным содержанием золота. Интенсивное гипергенное преобразование исходного субстрата приводит к высвобождению золота, его облагораживанию и частичному новообразованию. Вместе с тем, четко прослеживается связь между гипергенными и первичными образованиями. В связи с возрастающим интересом промышленности к месторождениям золота в корях выветривания все более актуальным становится их углубленное изучение и установление геолого-геохимических критериев, позволяющих на фоне региональных кор выявлять золотоносные, по ним давать прогноз эндогенного золотого оруденения и оценивать источники аллювиальных россыпей.

Многолетние исследования золотоносности кор выветривания Салаирского кряжа и других районов страны позволили авторам обобщить накопленный материал и представить вниманию читателей собственное видение проблемы. В обобщенном виде задачи исследования предусматривали:

- изучение геохимических и минералогических особенностей золотоносных кор выветривания;
- выявление условий формирования рудных концентраций золота в корях выветривания и его типоморфных свойств;
- установление характера связи коренного и элювиального золотооруденения;
- генетическую типизацию золотоносных кор выветривания;
- оценку перспектив месторождений золота формации кор выветривания Сибири.

Для решения поставленных задач, наряду с традиционными геологическими и минералогическими методами исследования, широко использовался комплекс современных прецизионных аналитических методов: атомно-абсорбционный, нейтронно-активационный, сцинтилляционный, рентгенофлюоресцентный, химический, рентгеноспектральный, пробирный, гамма-спектрометрический и др. Минеральный состав тонкодисперсной фракции глин диагностировался с помощью микронзондового рентгеноструктурного и дифференциального термического анализов, инфракрасной спектроскопии и электронной микроскопии. Большое внимание уделено изучению состава самород-

ного золота. В золотилах, извлеченных из эндогенных минерализованных зон и их выветрелых производных, количественным микрорентгеноспектральным методом определены содержания Au, Ag, Hg и Cu.

Детально изучена золотоносность в корах выветривания Апрельского месторождения огнеупорных глин Урского рудного поля и Егорьевского рудного узла Салаирского кряжа. Фактический материал по Апрельскому месторождению получен при картировании стенок карьера в масштабе 1:100, сопровождающемся сплошным бороздовым опробованием. На Егорьевском месторождении документировались поисково-разведочные скважины. Керн пометражно промывался на ПОУ-4-2М и выборочно опробовался другими видами анализов.

Учитывая, что вопросы, касающиеся условий формирования региональных кор выветривания, их химизма и зависимости гипергенного минерального состава от исходных пород, в литературе освещены достаточно широко, в работе они охарактеризованы лишь в объеме, необходимом для понимания места золота при корообразовании. Сопоставление полученных результатов с опубликованными в последние годы данными по золотоносности отечественных и зарубежных кор выветривания показывает, что предлагаемая вниманию читателя работа выходит за рамки салаирского региона. Охарактеризованные в ней тенденции рудного концентрирования золота в процессах корообразования имеют более общий характер, что позволило авторам выделить обрамление Западно-Сибирской равнины как новую провинцию золоторудных месторождений формации коры выветривания.

На разных стадиях исследований авторы пользовались консультациями Г. А. Вавилихина, Б. Н. Лапина, О. О. Минко, Е. Г. Пескова, Б. В. Рыжова, И. Б. Флерова, Ю. Г. Щербакова, С. В. Яблоковой и др. Большую помощь оказали геологи Новосибирской ГРЭ, Салаирской партии и сотрудники института С. Б. Бортникова, А. В. Васильева, Т. Н. Григорьева, Е. В. Запороженко, А. О. Пяллинг, Т. И. Таньгина, А. Ю. Туровинин, В. Г. Цимбалит. Всем им выражаем искреннюю признательность и благодарность.

Работа выполнена в рамках проекта "Региональный и локальный прогноз месторождений благородных металлов Сибири на основе формационного анализа и геолого-генетического моделирования" региональной научно-технической программы "Сибирь".

Северо-Западный Салаир является старейшим горно-рудным регионом в Сибири. О его золотоносности известно с глубокой древности, но организованная золотодобыча, продолжающаяся по настоящее время, началась с открытия Салаирского I (1781 г.), Вагановского (1784 г.), Салаирского II (1786 г.) и Салаирского III (1797 г.) полиметаллических месторождений. Сначала минеральным сырьем на золото служили окисленные серебряные руды этих месторождений. Из них с момента освоения за 50 лет было добыто 3114,1 пудов (т. е. 49,827 т) лигатурного золота [Ведомость..., 1838]. В среднем из окисленных руд ежегодно извлекали около 1 т золота, что является очень высоким для того времени показателем. Для сравнения приведем количество добытого рудного золота рядом объединений корпорации "Алмазолото" в 1990 г.: "Записзолото" - 572 кг, "Южуралзолото" — 714 кг, "Амурзолото" — 523 кг, "Приморзолото" — 166 кг, "Лензолото" — рудное золото не добывало [Плутешко, 1993].

С момента открытия Копенного прииска в 1788 г., содержащего, по данным Б. С. Митропольского и М. К. Паренаго [1931], 250-300 мг серебристого золота в 1638 кг руды и признанного в 1827 году "не благонадежным", а также богатого серебром (до 6,25 кг/т) Самойловского (1840 г.) месторождения, начинается история изученности золотоносности Урского рудного поля и примыкающих к нему Золотогорской и Ключевской зон. Начало освоения Егорьевского рудного узла относится к 1830 г., когда на р. Фомиха, левом притоке р. Суенга, в октябре была открыта первая крупная за Уралом россыпь золота. К концу года на Егорьевском промысле получили 14 фунтов первого на Малом Алтае золота [Об открытии..., 1831; Кулибин, 1836]. Вскоре на Суенге в Урском рудном поле и сопредельных районах были выявлены новые золотоносные россыпи. Созданные Касьминский (1832 г.), Урской (1833 г.) и Мунгайский (1836 г.) промыслы Салаирского кряжа существенно изменили динамику добычи золота в Сибири. С тех пор и по настоящее время в балансе добываемого металла доминирует россыпное золото [Плутешко, 1993]. Как следствие, изменилась и стратегия поисков. Если раньше регион опойсывался на рудные месторождения, главным образом окисленные серебряные и тяжелошпатовые, в том числе золотосодержащие руды, то с 1830 г. усилия геологов были сосредоточены на поисках и разведке россыпей золота [Кулибин, 1836]. В 1831 г. на Салаире поиски золотоносных россыпей вели 12 партий [Буэ, 1833]. К 1836 г. на кряже, в основном на водосборе Бердь — Чумыш, по Ф. Бегеру [1831], где расположены описываемые нами рудные поля, разрабатывалось 49 россыпей и плотность разведанной россыпной золотоносности здесь стала самой значительной в мире. В 1837 г. уровень добычи достиг 26 пудов [Ведомость..., 1838]. Однако вскоре начали обрабатываться богатые россыпи в Мариинской тайге, с 1838 г. на Енисейском кряже, а затем центр тяжести золотодобычи переместился в систему рек Лена — Бодайбо и бассейн Амура. В 70-е годы наметилась устойчивая тенденция мельчания промыслов в Западной Сибири и укрупнения их в более восточных золотоносных провинциях России с вытекающими отсюда последствиями: россыпная золотодобыча и активность изучения региона с 1854 г. пошли на убыль. Так, если из Салаирских россыпей в 1845 г. Кольвано-Воскресенские заводы выплавили 130 (россыпного), то в 1858 г. его производство снизилось до 48, а в 1878 г. до 20

пудов. С 50-х годов надолго были прекращены площадные поисковые работы и проводились они главным образом вокруг действующих приисков и рудников [Отчет..., 1851; Ковригин, 1861]. Резко сократилось количество выявляемых россыпей. Не было существенных открытий и рудного золота при тенденции спада его добычи на Салаирских рудниках. К концу столетия поступило несколько заявок на открытие кварцевых жил с высоким содержанием золота, достигающим 12,5—25 золотников в 100 пудах руды (золотник соответствует 4,266 г) [Кулибин, 1888]. В Егорьевском рудном узле в 1895 г. были обнаружены Кратовско-Каменское (ныне месторождение Жила N 13), Кратовско-Петровское и Кратовско-Суенгинское золотосульфидно-кварцевые проявления с содержанием золота 7,6—12 г/т [Митропольский, Паренаго, 1931].

Несмотря на большой объем золотодобычи в прошлом столетии, геологическая изученность золотоносности региона была очень низкой. Характеризуя геологические достижения в России, Н. П. Барбот-де-Марни [1875] писал о Западной Сибири, что в геологическом отношении ей "посчастливилось менее всего". Она обогатилась лишь некоторыми сведениями К. Гривнака [1873] об Алтайских и Салаирских рудных месторождениях. Развивая эту мысль В. Кулибин [1888, с. 331] отмечает, что литература по геологии золотоносных районов Сибири, несмотря на более чем 50-летнюю золотодобычу, "чрезвычайно бедна: даже в Горном журнале ей уделяется немного места, а пишущих по этому предмету можно перечислить без всякого труда".

С начала нашего столетия до 1917 г. в изучении геологии рудных и россыпных месторождений золота Сибири были достигнуты большие успехи. Для некоторых рудных районов составлены 10-верстные карты, но, по В. А. Обручеву [1909, 1910], новейшие геологические исследования по золоту почти не затронули Салаир и Кольвань-Томскую складчатую зону. По его мнению, будущее развитие золотой отрасли в этих регионах зависит не от истощения запасов благородного металла, а от денежных средств, которые будут затрачены на техническое переоборудование приисков и проведение к ним подъездных путей. Желанию В. А. Обручева не суждено было сбыться до революции.

Первая мировая война и революция 1917 г. привели к застою и почти полному развалу золотой промышленности, которая начала восстанавливаться лишь с 1924 г. Период с 1924 по 1941 гг. был очень плодотворным в отношении изучения геологического строения и золотоносности Салаира. В 1929 г. в Урском рудном поле были обнаружены богатые золотом баритовые сыпучки, которые обеспечили запас самородного металла, далеко перекрывающий все разведанные с 1929 по 1933 гг. его запасы в россыпях Салаира [Юрмазов, 1933]. Позже М. А. Усов [1933], Б. Ф. Сперанский [1933], Ф. Н. Шахов [1946] этому типу золотоносности придавали большое значение. Однако с 1934 г. геологические организации региона были нацелены на изучение угленосности Кузбасса и Горловского прогиба, на увеличение сырьевых ресурсов развивающихся черной и цветной металлургии, нефтяной и газовой промышленности, что существенно тормозило проведение работ на золото. В числе первоочередных участков на эндогенное оруденение Салаира представлялось Урское рудное поле [Белоусов, 1936]. Позже здесь были обнаружены Ново-Урское и Белоключевское полиметаллические месторождения.

Накануне войны перспективы золотоносности стали вырисовываться более реально и Салаирский горно-рудный район рассматривался как объект для развития будущего золоторудного предприятия крупного масштаба с ориентацией на освоение большеобъемных золотоносных убогосульфидных руд и зон окисления, типа баритовой сыпучки.

В войну и после нее вплоть до 1975 г. специальных научно-исследовательских и поисковых работ на рудное золото в регионе практически не проводилось. В этот период в силу секретности публиковались лишь отдельные статьи и вышла в свет монография А. Я. Бульникова [1948]. Хотя геологическое изучение территории и исследование колчеданно-полиметаллического оруденения было активным (составлялись государственные геологические карты масштаба 1:200 000 и 1:50 000), но Новосибирское геологическое объединение асигнований на золото не получало. "Строчка" финансирования на работы по золоту в Объединении появилась лишь в конце 80-х годов, но уже через несколько лет стала угасать сама геологическая служба. Весьма ограниченным спецфинансированием располагало и ПГО "Запсибгеология".

За всю историю геологической изученности в полосе, протягивающейся от Салаирских рудников через Урское и Егорьевское рудные поля и зону сочленения Салаира с Колывань-Томской складчатой зоной, обнаружено около 150 точек с рудной золотоносностью. Около 50 из них представлено зонами окисления сульфидной минерализации. К сожалению, в основном эти участки остались неизученными. Переоценка их на современном уровне научных знаний, методических разработок и технических средств должна стать первоочередной задачей, как это делается сейчас в Англии, Франции, Испании и других старейших золотодобывающих странах. Во Франции, например, в короткий срок провели геохимическое опробование поверхности 228 отработанных в 18 веке рудников и среди них открыто два крупных золоторудных месторождения: Маранас и Грос-Галле.

В Егорьевском рудном узле ныне известно более 70 кварцевых жил с признаками золотоносности. В архивных и фондовых материалах имеются сведения об отработке старателями кварцевых жил, в том числе и в Новосибирской части кряжа. Отрабатывались они обычно на глубину порядка первых десятков метров, поскольку проходка велась без применения буровзрывных работ ручной разборкой трещиноватых скальных пород. Хотя объем добычи золота по отдельным жилам обычно ограничивался первыми или десятками килограммов, кварцы порой оказывались весьма золотоносными: в Егорьевском районе из небольшой (0,5 м²) глыбы кварца Лапинского Лога извлекли 7,8 кг золота; в кварцах Краатовско-Фоминских приисков N 1 и N 2 содержание золота составило 21,4 и 5,5 г/т соответственно. Вероятно, если бы у старателей прошлого века была взрывчатка, они разрабатывали бы жилы на значительно большую глубину. В целом перспективы золотоносности жил, по нашему мнению, были занижены тем, что в течение последних десятилетий из разведочно-оценочных работ было исключено крупнообъемное гравитационное опробование, широко практиковавшееся до революции. Дело в том, что в выходах кварцев тонкое золото значительно выщелочено и существенная часть его присутствует в сравнительно крупных остаточных самородных частицах. В этом случае даже пробирный анализ может оказаться недостоверным, так как в небольшую по объему пробу золотина по вероятностной статистике часто не попадает. Например, промывкой крупнообъемных протолочных проб жильных кварцев нами устанавливались граммовые содержания золота даже в тех жилах, которые ранее считались "пустыми". Не случайно, что ревизионные работы, проводимые в 1962—1963 гг. трестом "Запсибзолото" по жиле N 13 без крупнообъемного опробования показали низкие, непромышленные содержания золота, тогда как ранее в 1911—1912 гг. "Золотороссом" при дроблении и промывке этого жильного кварца были определены содержания золота от следов до 540 г/т при среднем 42,2 г/т. Более того, перспективность жил во все времена обычно оце-

нивалась по данным опробования канав, вскрывающих самую верхнюю и наиболее обедненную часть золото-кварцевого выхода — подзону поверхностного выпелачивания золота [Росляков, 1981]. Поучительна в этом плане история оценки Кубалдинской жилы близ Салаирского рудника. Она была обнаружена в тайге случайно по глыбе кварца. Оценка с помощью канав положительных результатов не дала. Подземная же разведка оценила жилу промышленной, а ее руды отработывались на небольшой фабрике с одной парой бегунов, построенной вблизи жилы в 1933 г. Можно быть уверенным, что большая часть золотоносных кварцевых проявлений, в том числе в пределах Егорьевского рудного узла, осталась недооцененной и недовывявленной. В таком закрытом районе, как Салаирский кряж, обнаружить жильное месторождение — большая удача. Ведь почти все проявления, в основном известные с давних времен, встречаются либо при отработке золотоносных россыпей, либо благодаря выходу устойчивых к выветриванию кварцевых жил на поверхность в положительных формах рельефа (Жила N 13, рудопоявление N 2, жилы Больничные и др.).

Однако часто, как это установлено в самые последние годы, золотоносные кварцы развиты в виде мелких прожилковых и штокверковых зон, приуроченных к гидротермально измененным нередко золотоносным породам, таким как описываемые ниже мусковит-парагонитовые метасоматиты, с вкрапленностью сульфидов. Они к тому же тяготеют к тектоническим зонам и к неустойчивым к выветриванию карбонатным и терригенно-карбонатным породам. Эти зоны более благоприятны для выветривания, чем окружающие незолотоносные породы, и потому приурочиваются к отрицательным формам в рельефе. Будучи перекрыты рыхлыми покровными отложениями, они надежно скрыты. Для их обнаружения необходимо применение специальных современных методов поисков (геофизических, геохимических, гидрогеохимических).

Во все годы нашего столетия, как и ранее, основные усилия золотой отрасли на Салаире были сосредоточены на обеспечение прироста запасов россыпей известных золотоносных долин. В итоге старые районы с россыпной золотоносностью изучены достаточно хорошо.

Основная масса россыпей региона имеет средневерхнечетвертичный возраст, приурочена к современным долинам, но часто не к их тальвегам, а к "мягким" бортам [Нестеренко и др., 1983б]. По генезису россыпи преимущественно аллювиальные и делювиально-аллювиальные. Их можно отнести к полупогребенным, глубокозалегающим, в какой-то мере приуроченным к древней (до современной) долиненной сети.

Залегая ниже дна современных водотоков, они значительно обводнены, что было большой помехой при их отработке. Удельная продуктивность средневерхнечетвертичных россыпей на Салаире достаточно высока: по р. Фомиха — 500 кг/км; в Каменке-Барабановской — 189 кг/км; Мостовой — 160 кг/км; по р. Петровка — 129 кг/км и р. Бол. Тайпы — 113 кг/км и т. д.

Менее изучены, но достаточно широко развиты золотоносные труднооткрываемые плиоцен-нижнечетвертичные россыпи. Они отличаются от предыдущих сильной обохренностью, кварц-лимонит-баритовым составом обломочного материала, слабой связью с современным рельефом и даже отсутствием ее. Эти россыпи полностью погребенные, а нередко и водораздельные. По генезису они чаще делювиально-аллювиальные (ложковые) и аллювиальные относительно мелких водотоков. Однако среди них встречаются весьма богатые и достаточно крупные россыпи. Например, Июньская и Краснознаменная в Урском рудном поле. Сюда же, по нашему мнению, следует отнести и россыпные концентрации золота в базальных неогеновых отложениях кочковской свиты,

представляющей собой продукт ближнего механического переотложения донегеновых кор химического выветривания, широко развитых на Салаире и в его сочленении с Кольвань-Томской складчатой зоной. На Салаире к этим отложениям приурочены не связанные с современной гидросетью так называемые "красноземные россыпи". Поисково-разведочные работы на древние погребенные россыпи проведены в ограниченном объеме.

Длительное и резкое отставание поисковых и поисково-разведочных работ от эксплуатационных систематически тормозило развитие сырьевой базы золотодобывающей промышленности не только на Салаире, но и в Западной Сибири в целом. Если в период активных площадных поисков (1830—1854 гг.) только на Салаире добывалось в год до 2 т рудного и россыпного золота, то после их прекращения уже в 1860 г. добыча снизилась до 1 т [Июсса, 1885; Полетика, 1866]. Динамика добычи золота в Западной Сибири за 1965—1990 гг. объединением "Запсибзолото" показаны на рис. 1. Из него видно, что в 1990 г. предприятия "Запсибзолото" добыли всего 1,632 т золота, притом не только на Салаире, а включая Кузнецкий Алатау, Горную Шорию и Горный Алтай [Плутешко, 1993].

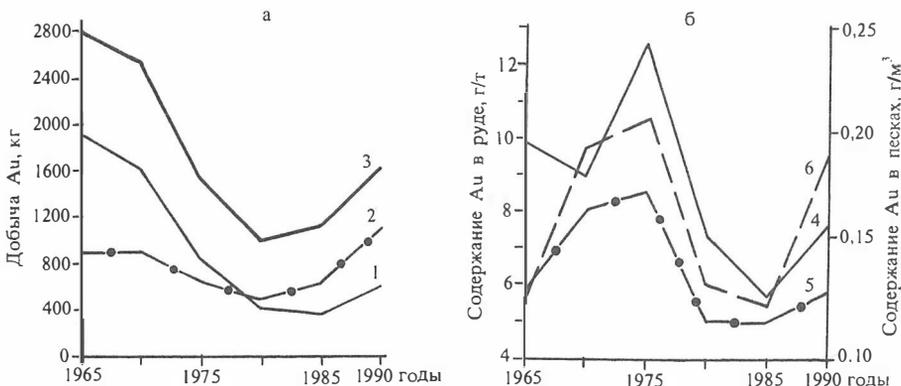


Рис. 1. Динамика добычи золота (а) по объединению "Запсибзолото" и изменение его средних содержаний при добыче (б) за 1965—1990 гг. (по В. П. Плутешко [1993] с дополнениями).

Добыча золота: 1 — рудного; 2 — россыпного; 3 — общая. *Содержание золота:* 4 — при добыче рудного золота; 5 — дражная отработка россыпей; 6 — гидравлическая разработка россыпей.

Другой причиной хронического снижения золотодобычи является недоучет реальных возможностей постепенного перехода золотой промышленности от добычи россыпей к освоению рудного золота. Этому также способствовало сложившееся в Мингео и Минцветмете СССР представление о бесперспективности региона, созданное ведущими отраслевыми институтами. К примеру, в ЦНИГРИ считали, что Салаир на рудное золото совершенно не перспективен, и постановка на нем с 1976 г. наших научно-исследовательских работ была возможна только благодаря поддержке ГКНТ СМ СССР. Сотрудники СНИИГГиМСа, которым было поручено составление полистных карт прогноза на золото в масштабе 1:500 000, согласно приказу Мингео СССР № 54 от

19.01.93, ресурсы Салаирского кряжа по категориям $P_1+P_2+P_3$ оценили менее 100 т, а Кольвань-Томскую складчатую зону отнесли "разряд вообще не перспективных. В Институте "Гиналмаззолото" считают, что для выявления в обозримом будущем на территории деятельности "Запсибзолото" перспективного золоторудного объекта не имеется даже предположений [Плутешко, 1993].

Открытие последних лет противоречит данным высказываниям. Ю. Г. Щербаковым и др. [1981] в Салаирском рудном поле установлена значительная промышленная золотоносность, наложенная на полиметаллическое оруденение и выходящая за контуры свинцово-цинковых рудных тел одноименного месторождения. В Урском рудном поле выявлены Июньское золото-полиметаллическое месторождение и ряд жильных собственно золоторудных проявлений. Разведка в 80-е годы Копенного прииска под руководством Н. Ф. Агеенко и Д. И. Портянникова позволила перевести этот объект в разряд промышленных месторождений с золото-сульфидно-кварцевыми рудами в топазовых кварцитах [Рослякова и др., 1983]. Работами ПГО "Новосибирскгеология" Жила N 13 оценена как среднее по запасам золота месторождение.

Нами впервые были обнаружены нетрадиционные для Сибири рудные концентрации золота в элювиальных образованиях Апрельского месторождения, разрабатывавшегося на огнеупорные каолиновые глины более 20 лет. Это открытие инициировало постановку поисково-разведочных работ на золотоносные коры выветривания Салаира и их углубленное изучение.

Коры выветривания (остаточные и переотложенные) Салаирского кряжа и смежных площадей привлекали к себе внимание и довольно интенсивно изучались более полувека, начиная с 30-х годов, в связи с их потенциальной бокситоносностью [Ермолаев и др., 1933; Лабазин, 1932; Нагорский, 1934, 1943а и др.], никель- и кобальтоносностью [Коржнев и др., 1962; Агеенко и др., 1967], а также приуроченностью к ним месторождений огнеупорных глин, железных руд, минеральных красок и другого нерудного сырья [Жуков, 1934; Казаринов, 1939; Кляровский, 1948; Кузнецов, 1937; Кузьмин, 1932; Питтер, 1963; и др.]. Целенаправленные научно-тематические работы по золотоносным корам выветривания Салаирского кряжа проводятся в последние полтора—два десятка лет [Росляков и др., 1982; Неволько и др., 1989; Калинин и др., 1994; Овсянников, Шаров, 1994; и др.], хотя вопросы золотоносности гипергенных элювиальных образований Салаирского кряжа, связанных с выветриванием сульфидной минерализации, в том числе "красноземных" и лимонитсодержащих, освещались в той или иной степени в значительно более ранних работах [Сперанский, 1933; Шахов, 1946].

Многолетние комплексные исследования геологии и геохимии золота в системе исходная порода (руда) — выветрелая порода (окисленная руда) — золотоносный ореол (первичный-вторичный) — золотоносная россыпь от первого открытия в Урском рудном поле до подготовки к эксплуатации золоторудного месторождения формации коры выветривания в Егорьевском рудном узле позволили нам накопить и обобщить в данной монографии большой оригинальный материал по морфологии, минералогии, геохимии и условиям рудного концентрирования золота в корях выветривания региона. Поскольку к настоящему времени золотоносные коры выветривания установлены в Енисейском кряже, на Урале, в Казахстане, Австралии, во Вьетнаме и во многих других золотоносных провинциях мира с развитыми корами выветривания, обсуждаемая в монографии проблема приобрела особую актуальность, выходя за рамки региона и имея общий характер, что побуждает авторов более обстоя-

тельно рассмотреть состояние изученности золотоносности формации коры выветривания.

До недавнего времени единственным представителем промышленных скоплений золота в элювии считались **зоны окисления рудных месторождений**. По способу концентрирования в них золота М. А. Усов [1933] выделил месторождения зон окисления в самостоятельную группу — вторичного обогащения рудных месторождений. "При вторичном обогащении, — писал он, — получаются как бы новые месторождения с иным распределением металлов и с образованием иных минеральных соединений" (с. 157). Ранее такие рудные скопления нередко представляли главную ценность золотоносного участка. Объектом добычи служили окисленные руды, баритовые и кварцевые сыпучки зон вторичного золотого обогащения и выходы бурых железняков (железные шпалы) жильных собственно золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений.

Золоторудные зоны окисления не потеряли актуальности и в настоящее время, несмотря на многовековую их эксплуатацию и относительно легкую открываемость. Так, например, по данным Н. П. Пискорского [1989], в конце 80-х годов основной прирост запасов золота в Европе был обеспечен за счет переоценки железной шпалы месторождения Рио-Тинто в Испании, содержащего около 100 т благородного металла. Запасы золота в окисленных рудах месторождения Джилт-Идж, штат Южная Дакота, оценены в 88,1 т со средним содержанием 12,4 г/т. В Судане недавно открыты крупные залежи золотоносных бурых железняков, а под ними — золотополиметаллических колчеданных руд [Aye et al., 1985]. Примеры можно продолжить, и, как отмечает журнал "World Mining Equip" [1985], интерпретация железных шпал стала обычной работой геолога в ходе поисковых работ на рудные месторождения в целом и золоторудные в частности.

Во второй половине нашего столетия выявлены новые промышленные типы так называемых "большеемных" эндогенных месторождений золота в черносланцевых толщах, в гранитоидах, скарнах, джаспериодах, типа Карлин и др. Изменилось понятие о зоне окисления как о геологическом теле, к которому вслед за Ф. Н. Шаховым [1960] сейчас относят не только окисленные руды и железные шпалы, но и околорудные породы, претерпевшие выветривание. Зона окисления понимается как особый частный случай коры выветривания.

Поскольку зоны окисления не являются объектом нашего исследования, на их рассмотрении останавливаться не будем. Обзор обширной литературы по изученности золотоносных зон окисления позволяет заключить следующее.

1. Основным объектом исследования служили зоны окисления жильных и комплексных золотосодержащих (главным образом серно-колчеданных) месторождений. Зоны окисления других формационных типов месторождений золота изучены слабее. Особенно мало исследованы зоны окисления "большеемных" месторождений, характеризующихся низким содержанием золота в первичных рудах, но большими его запасами (минерализованные зоны в черносланцевых толщах типа Мурунтау, Сухого Лога и др.; тонкодисперсное золото в терригенно-карбонатных толщах — Карлин, Олимпиада и др.); в минерализованных зонах гранитоидов — Васильковское, Ключевское и др.).

2. Экспериментально установлено и практически подтверждено, что в процессе окисления золотоносных руд золото может переходить в раствор, мигрировать и осаждаться вновь, образуя зоны и горизонты вторичного обогащения. Во многих месторождениях выявлено два и более горизонта, обогащенных золотом, при этом наиболее продуктивный из них тяготеет к древнему палео-

уровню грунтовых вод и залегает в основании зоны окисления. Второй, также имеющий нередко промышленный интерес, тяготеет к современному уровню грунтовых вод; золото в зоне окисления преимущественно остаточное. На долю нового "водородного" золота иногда приходится до 30—40 % [Нестеренко, 1991].

3. Растворение золота происходит в средах, содержащих галоиды, серно-кислые соли щелочных металлов и специфические бактерии. Наиболее быстро оно идет в серно-кислых и хлоридных средах в присутствии сильных окислителей, таких как атомарный фтор и кислород, оксиды переходных металлов, особенно марганца, железа и меди.

4. Успешно решались практические вопросы, в том числе по установлению зон вторичного золотого обогащения и оценке первичных руд золоторудных жильных тел по их окисленным выходам.

5. В связи с недостаточной изученностью геохимии золота, основным дискуссионным вопросом все еще остается генезис его самородных выделений в зоне окисления. Одни исследователи полагают, что основная часть самородков реликтовая, другие, наоборот, важное значение придают укрупнению частиц золота в процессе окисления руд.

Современные высокочувствительные методы анализа минералов и пород на золото позволили с начала 70-х годов расширить исследования по геологии и геохимии золота в зоне гипергенеза и выявить новые типы его **элювиальных месторождений** в латеритных, смектитовых, гидрослюдисто-каолинитовых и других генетических **профилях коры выветривания**.

Значительные запасы благородного металла выявлены в латеритных корях выветривания. На месторождении Боддингтон в Западной Австралии, приуроченном к элювию бокситоносных латеритов, подсчитаны запасы золота в 96 т со средним содержанием 1,6 г/т и прогнозом в 300 т. К северу от него в такого же типа месторождении Хедгес запасы золота оценены в 17,6 т [Пискорский, 1989]. В Бразилии важное значение приобрели среди формации золотоносной латеритной коры выветривания месторождения Мара-Роза в штате Гойас, Караджас в штате Амазонас и др. Месторождения данного типа обнаружены в Венесуэле, Колумбии, Перу, Эквадоре и других приэкваториальных странах [Recent..., 1986; Dominique, 1987; Lecomte, Colin, 1987, 1989; Great..., 1989; Ridgway, 1989; Щербаков и др., 1992]. Если в странах с теплым климатом золото концентрируется в латеритных профилях, то в Сибири все большее промышленное значение приобретает золотоносность каолиновых кор выветривания. Развита она на Урале [Ниязов, Щербик, 1971; Альбов, 1972; Савельева, 1990; Новгородова и др., 1995], в Казахстане [Абишев и др., 1972; Росляков, 1981], на Салаире [Росляков и др., 1982], в Енисейском крае [Середенко, 1984; Яблокова и др., 1986] и в других золоторудных провинциях.

В итоге накопился большой фактический материал по золотоносности кор выветривания, требующий осмысливания и нетрадиционных подходов к его типизации. Месторождения золота формации коры выветривания охватывают уже все генетические группы элювиально-метатетических месторождений по классификации М. А. Усова [1933]: элювиальные, метатетические и вторичного обогащения.

В настоящее время многие ранее эксплуатируемые месторождения нерудного сырья переоцениваются на золото и переориентируются на его добычу. К примеру, в штате Керал (Индия) латеритные глины использовались как строительный материал. Впоследствии в них было подсчитано 10 т золота и они стали его минеральным сырьем [Indian Mining, 1989]. В бокситах месторождения

Баянь-Еу во Вьетнаме запасы золота оценены в 5 т. Столько же его выявлено в латеритах района Съама, Мали [Freyssinet, 1987a,б]. Для Апрельского карьера огнеупорных глин Н. А. Росляковым еще в 1981 г. дана прогнозная оценка по гравитационно обогащаемому золоту в 617 кг с приростом перспективных запасов на флангах месторождения, где известны россыпи золота, геохимические аномалии и подсечения скважинами выветрелых пород с граммовыми его содержаниями. Повышенная золотоносность до 180 мг/т нами выявлена в элювиальных глинах хорошо известного Ашутского месторождения, а сереброносность до 21 г/т — Аркалыкского в Казахстане. Эти и другие публикации последних лет убедительно свидетельствуют о необходимости ревизии в золотоносных районах месторождений нерудного сырья на золото и комплексного подхода к их освоению.

Заканчивая краткий обзор изученности золотоносности Салаира с акцентом на коры выветривания, отметим следующие важные для понимания гипергенного рудообразования моменты.

1. Золотоносные коры выветривания служат связующим звеном между коренными источниками и россыпями региона, представляя самостоятельный генетический тип золоторудных месторождений.

2. За рубежом изучаются и разрабатываются на золото коры выветривания латеритного профиля, выходы которых нередко сложены наиболее богатой благородным металлом плотной лимонитовой кирасой. В Сибири сохранились главным образом древние, неоднократно эпигенетически преобразованные, но менее зрелые каолиновые коры выветривания, что естественно требует других методических подходов к их изучению и других научных обоснований гипергенного концентрирования золота путем нисходящей миграции, а не восходящей, как это имеет место при формировании кирас.

3. Коры выветривания Салаира, в том числе и наиболее перспективные на золото линейно-карстового типа, хорошо изучены на бокситы, огнеупорные и керамические глины и строительные материалы. В обширной литературе, включая монографическую, детально описано их геологическое строение, вещественный состав и генезис. Золотоносные коры выветривания являют собой частный фрагмент региональных. Поэтому главное в их изучении — определить место золота в процессах корообразования и разработать критерии отличия золотоносных кор выветривания от обычных, довольно широко развитых в Сибири. В этом аспекте полезны все накопленные знания о поведении золота в зоне гипергенеза, включая зоны окисления собственно золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений.

Глава II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ КOROОБРАЗУЮЩЕГО СУБСТРАТА

Салаирский кряж, в пределах которого расположены рассматриваемые нами золотоносные коры выветривания, — сложное складчато-глыбовое сооружение длительной каледоно-герцинской консолидации на стыке двух геосинклинальных областей: каледонской Алтае-Саянской и герцинской Зайсанской. В геологическом строении Салаирского кряжа выделяется нижний этаж, сформированный раннепалеозойским этапом геосинклинального развития и сложенный вулканогенно-терригенно-карбонатными толщами, и верхний — среднепалеозойского раннеорогенного этапа, представленный вулканогенно-терригенными комплексами пород. Существенными структурными элементами кряжа являются линейные дугообразные складчатые сооружения, обращенные выпуклостью в сторону Кузнецкого бассейна, от которого Салаир отделен Тьрганским разломом.

II.1. Общая геологическая позиция северной части Салаирского кряжа

В основании геологического разреза залегают толщи карбонатных, карбонатно-терригенных и вулканогенных образований общей мощностью свыше 2,5 км. К наиболее древним из них относятся существенно карбонатные породы кинтерепской, егорьевской и гавриловской свит. Возраст их большинством исследователей считается нижнекембрийским на основании находок археоциат в известняках гавриловской свиты и условий залегания толщ. Однако в последние годы мраморизованные известняки кинтерепской свиты стали датировать поздним рифеем — вендом [Нечаев и др., 1988 г.]. Выше по разрезу залегают нижнекембрийские породы суенгинской, анчешевской и печеркинской свит (рис. 2).

Суенгинская терригенно-карбонатная свита слагает периферию Егорьевского рудного поля и значительную часть Полднево-Иковской золотоносной зоны. Мощность свиты более 700 м. Аналогичная карбонатно-терригенная толща, но содержащая подчиненные прослои и линзы вулканитов, на северо-востоке кряжа выделяется в анчешевскую свиту. Залегает она там на породах печеркинской свиты, которые в свою очередь подстилаются известняками гавриловской.

Вулканогенные образования печеркинской свиты развиты в виде двух кулисообразно расположенных полос. Южная из них слагает существенную часть главного полиметаллического пояса, в том числе Урское рудное поле. Вторая ветвь протягивается по главному водоразделу верховьев рек Чебура — Ик. Вулканизм проявился в период накопления известняков синхронно с отложением низов анчешевской свиты, что послужило основанием для разделения карбонатной толщи на гавриловскую и анчешевскую свиты. Об этом свидетельствуют археоциаты, найденные Ю. Г. Щербаковым в 1982 г. в известняках анчешевской свиты в непосредственной близости от печеркинской вулканокупольной структуры Салаирского рудного поля и изученные Д. В. Осадчей, а также результаты Д. И. Портянникова и В. В. Толмачева по картированию глубоких

скважин. В целом печеркинская свита сложена преимущественно дацитовыми и риолит-дацитовыми порфирами, их субвулканическими фациями, андезитовыми и андезит-базальтовыми порфиритами, туфами, в меньшей мере — песчаниками, алевролитами, сланцами, известняками.

Весьма широко в пределах характеризуемой части Салаирского кряжа распространены средне- и верхнекембрийские преимущественно терригенные образования. Между ними и выпеперечисленными нижнекембрийскими свитами залегает нерасчлененная нижнесреднекембрийская терригенно-эффузивная толща.

Менее широко распространены отложения верхнего кембрия — нижнего ордовика (чебуринская свита), ордовика и силура. Среди них выделяются существенно терригенные, терригенно-карбонатные и преимущественно карбонатные толщи и пачки.

Заметно шире представлена девонская часть разреза, имеющая литологический состав, близкий к составу ордовика и силура. Нерасчлененные отложения верхнего девона — нижнего карбона представлены также терригенно-карбонатными образованиями.

В пределах характеризуемой площади кряжа значительно развиты интрузивные образования, которые можно подразделить на шесть самостоятельных комплексов: 1 — нижнекембрийские субвулканические интрузии кислого состава; 2 — среднекембрийские плагиограниты; 3 — средневерхнекембрийский габбро-диорит-диабазовый (метадиоритовый) комплекс; 4 — верхнепалеозойские интрузии основного — кислого состава; 5 — позднепалеозойские граниты и 6 — позднедевонские субвулканические андезитовые и диабазовые порфиристы.

Распространение нижнекембрийских субвулканических интрузий кислого состава (комагматов одновозрастного вулканизма) ограничено в основном выходами печеркинской свиты. Интрузии включают различные по форме и часто небольшие по размерам штоки и дайки. По данным Э. Г. Дистанова [1977], в печеркинской свите кроме кислых интрузий имеются субвулканические тела основных пород.

Среднекембрийский плагиогранитный комплекс представлен интрузией, развитой в районе с. Старогутово по правым притокам р. Тарсыма, в ее верхнем течении. Интрузивное тело мощностью около 1 км вытянуто в субширотном направлении согласно простираению вмещающих рассланцованных и гидротермально измененных пород печеркинской свиты.

Средневерхнекембрийский габбро-диорит-диабазовый комплекс распространен довольно широко. Еще А. Я. Бульбаников и Н. Н. Смирнова [1939] подчеркивали, что эти интрузии присутствуют на всех золотоносных участках Салаирского кряжа и с ними связано золотое оруденение, а иногда они поражены им. Интрузии трассируют швы зон разломов, залегая в виде серии сближенных кулисорасположенных даек и силлов мощностью до десятков метров, протяженностью до 2 км, а также малых лакколитов и штоков размером до 100 м и несколько больше. Преобладающей разностью являются габбро-диориты. Реже встречаются кварцевые габбро-диориты, диориты, меланократовые габбро и кварцевые диабазы. Они, как правило, сильно изменены и в большей мере сложены хлоритом, альбитом, актинолитом, эпидотом, карбонатом, что и определило их название как метадиориты. Степень их золотоносности находится в прямой зависимости от интенсивности и направленности гидротермального изменения, что будет рассмотрено ниже. Породы, вмещающие метадиориты,

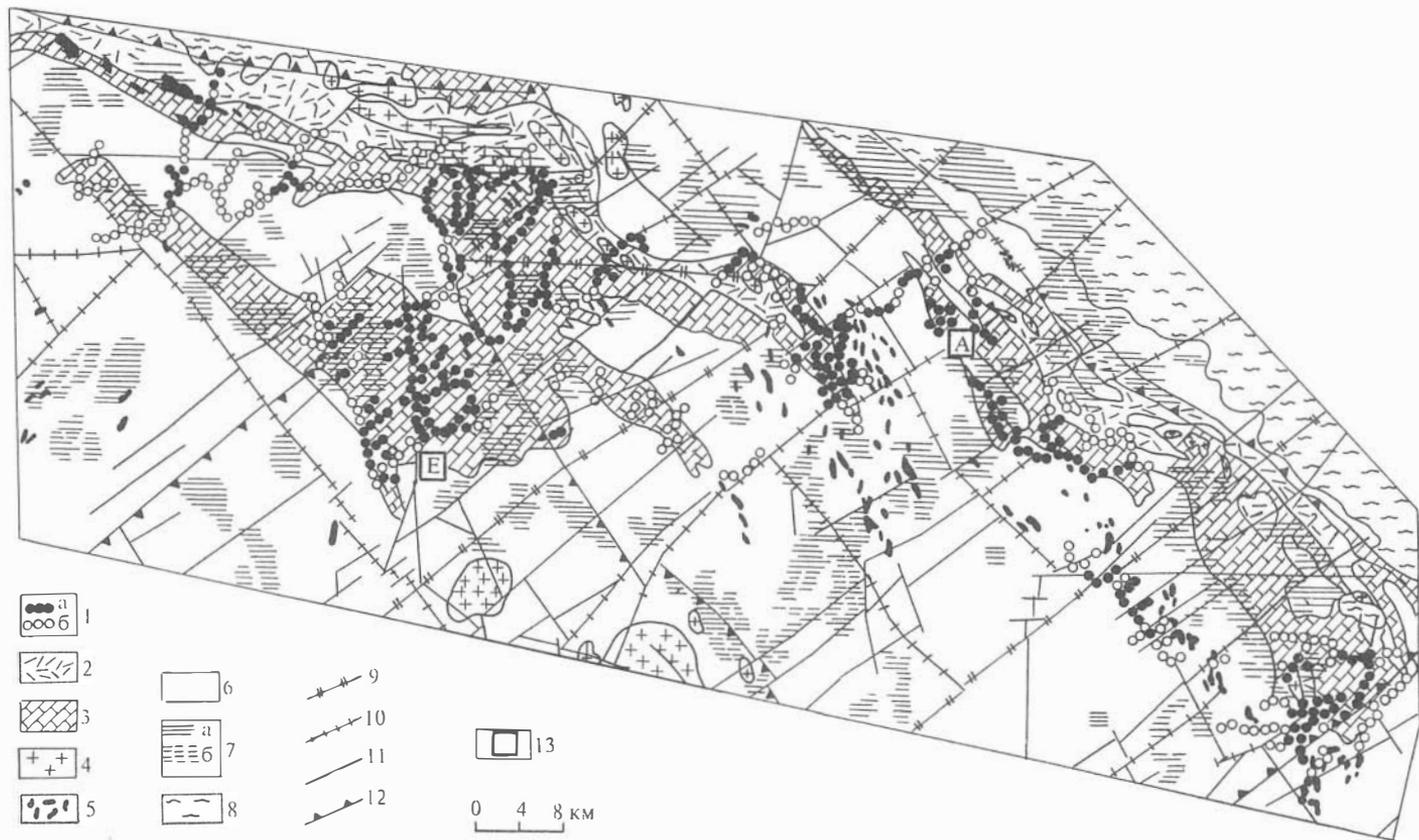


Рис. 2. Схема геологического строения и золотоносности северной части Салаирского кряжа (геологическая основа по Н. И. Овсянникову [1982 г.]):

1 — относительная степень проявления россышной золотоносности; а — повышенная, б — пониженная; 2—8 — элементы геологического строения; 2 — нижнекембрийские существенно вулканогенные метаморфизованные образования печеркинской свиты, содержащие субвулканические интрузии кварцевых порфиров, гидротермалиты, рудные зоны, 3 — существенно карбонатные толщи нижнего кембрия, 4 — интрузивные тела преимущественно кислого состава, 5 — габбро-диорит-диабазовый дайковый комплекс, 6 — нижне-, среднепалеозойские толщи терригенных и терригенно-вулканогенных пород, 7 — площади развития: а — мел-палеогеновых кор выветривания, б — глинистых продуктов их переработки, 8 — четвертичные отложения прилегающих впадин; 9 — 12 — тектонические разломы: 9 — ограничивающие блоки первого порядка, 10 — ограничивающие блоки второго порядка, 11 — внутриблоковые разломы, 12 — тектонические уступы; 13 — исследованные месторождения: А — Апрельское, Е — Егорьевское.

несут следы контактового метаморфизма: мраморизация известняков, окремнение и актинолитизация терригенных отложений.

Верхнепалеозойский субвулканический комплекс интрузий основного состава, в которой мы включаем и постордовикские малые интрузии, выделяемые Н. И. Овсянниковым, по-видимому, распространен на Салаире значительно шире, чем показывается на существующих картах. По составу он практически не отличается от вышеописанных средневерхнекембрийских габбро-диабазов, определения абсолютного возраста которых позволили Э. Г. Дистанову [1977] считать их тоже нижекарбонowymi.

К верхнепалеозойскому гранитоидному комплексу отнесены крупные массивы биотитовых гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов: Чемской, Елбанский, Выдрихинский, Еловский, Улантовский, Коуракский и др., а также ряд мелких интрузивных тел. Вероятно, к тому же верхнепалеозойскому комплексу следует относить и гранитоидный массив, вскрытый бурением на глубине порядка 200 м в районе золоторудного месторождения Жила N 13 на Егорьевской площади. В эндоконтактной зоне гранитоидов в незначительной степени развиты роговики, скарны и скарноиды.

Субвулканические андезитовые и диабазовые порфириты распространены большей частью среди среднекембрийской зелено-лиловой толщи по периферии Егорьевского рудного узла и реже в поле более древних образований. Они слагают темные зеленовато-серые тонкозернистые дайки габбро-диабазов, габбро-долеритов и т. п., подобные широко развитым пермотриасовым дайкам среди нижнекаменноугольных толщ Томь-Кольванской зоны. Пермский возраст диабазовых даек Салаирского рудного поля установлен Ю. Г. Щербаковым и др. [1987].

В мезозое территория Салаира вступила в платформенный этап развития с относительно спокойной и устойчивой тектоникой, что благоприятствовало формированию мощных региональных кор выветривания (см. гл. III).

В свете реконструкции условий и механизма формирования золотоносных продуктов формации коры выветривания важное место принадлежит геолого-геохимической характеристике главных типов кооробразующих пород и эндогенного золотого оруденения Урского и Егорьевского рудных полей, по существу, являющихся эталонными объектами региона для системы исходная — выветрелая порода (руда).

II.2. Урское рудное поле

Урское рудное поле расположено северо-восточнее Салаирского. Оно изучалось очень многими исследователями. В последние 10—15 лет детальные поисковые и разведочные работы велись Н. Ф. Агеенко, Н. И. Овсянниковым, Д. И. Портянниковым и др. Геологическое строение рудного поля, размещение месторождений, состав полиметаллических и золотых руд и околорудных пород достаточно подробно освещены в литературе [Дербигов, 1937; Булыничков, 1940, 1948; Дистанов, 1977; Рослякова и др., 1983; и многие другие].

Основной структурой Урского рудного поля является Урско-Бачатская горст-антиклиналь. С северо-запада она ограничена Касьминским, а с юго-востока — Аламбайским поперечными глубинными разломами. Рудное поле сложено главным образом породами печеркинской свиты, залегающими среди известняков анчешевской, на глубине переходящей в гавриловскую.

Все породы рудного поля претерпели гидротермальный метаморфизм, выразившийся в интенсивной серицитизации, хлоритизации, пиритизации, карбонатизации и окварцевании, вплоть до образования крупных тел гидротермально-метасоматических кварцитов по дацитовым порфирам, туфам и туфобрекчиям [Рослякова и др., 1983].

В рудном поле выявлены барит-полиметаллические, медно-цинковые и золото-кварцевые месторождения (рис. 3). В них наиболее распространенными рудными минералами являются: пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит. Руды образовались в четыре стадии в диапазоне температур от 500 до 70 °С. Низкотемпературные образования, завершающие этап формирования колчеданно-полиметаллических руд, представлены маломощными кварцевыми жилками с карбонатом и флюоритом. Золото, отложившееся в этап колчеданно-полиметаллического оруденения, микроскопически наблюдать не удалось. Его наличие установлено атомно-абсорбционным анализом как в целом в рудах, так и в сульфидной их фракции (от 30 до 2200 мг/т).

В северной части рудного поля на месторождении Копна выявлено наложение на образования колчеданно-полиметаллического этапа более позднего кварцевого штокверка с небольшим количеством сульфидов, самородным золотом и теллуридами свинца, золота, серебра и никеля. Развивается штокверк в виде линейных зон, пересекающих кварцитовые тела полиметаллического этапа в север-северо-западном направлении и выходящих за их пределы в рассланцованные, интенсивно серицитизированные дацитовые порфиры, по которым и возникли топазсодержащие кварциты. Эти зоны выделены и оконтурены при детальной разведке месторождения. В начале 80-х годов Д. И. Портянников, рассмотревший распределение золота в колчеданно-полиметаллических рудах других месторождений рудного поля, показал, что относительно повышенные его содержания (более 1 г/т) прослеживаются в виде полос, вытянутых тоже в север-северо-западном направлении. Температура гомогенизации кварцев из штокверка охватывает диапазон 420—70 °С. По аналогии с Салаирским рудным полем можно считать, что Урской кварц-карбонатный золоторудный штокверк является результатом нового самостоятельного процесса минералообразования, наложенного на кембрийское колчеданно-полиметаллическое оруденение в связи с внедрением пермских даек основного состава [Щербakov и др., 1987].

На северном фланге Урского рудного поля находится Апрельское месторождение огнеупорных глин. Оно было известно еще в 40-е годы. С 1969 по

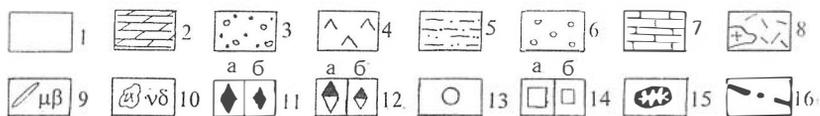
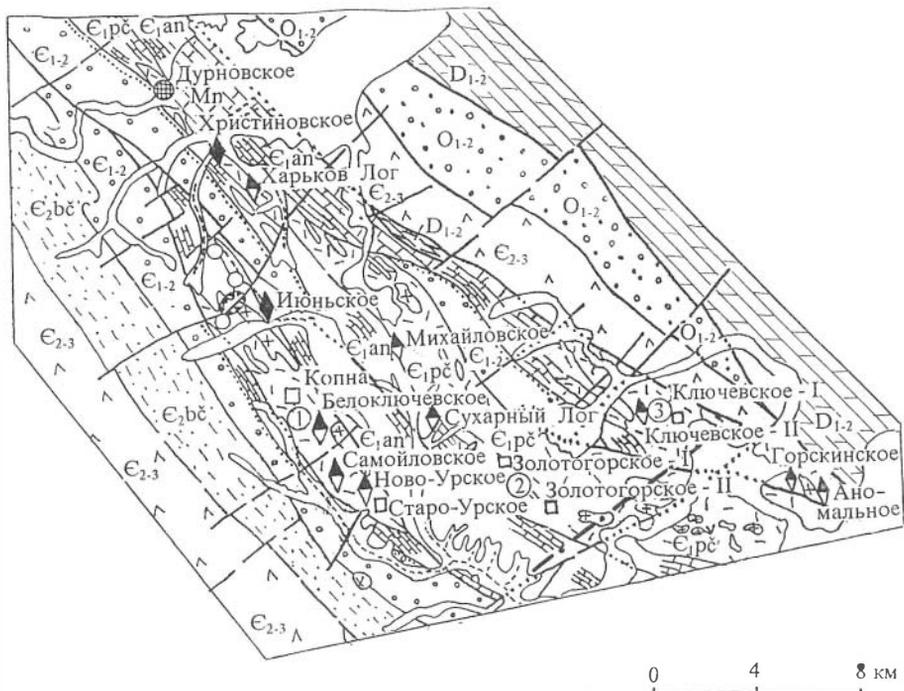


Рис. 3. Схематическая геологическая карта и рудоносность Урского рудного поля:

1 — четвертичные отложения: суглинки, глины, пески, галечники; 2 — нижний-средний девон: карбонатно-терригенные отложения; 3 — ордовик: конгломераты, песчаники; 4 — средний-верхний кембрий: средние и основные эффузивы и их туфы; 5 — средний кембрий: песчаники, алевриты, гравелиты, линзы известняков и порфиритов (бачатская свита, E_{2bc}); 6 — нижнесредний кембрий: конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы, линзы известняков (прямушкинская толща); 7 — нижний кембрий: известняки с прослоями терригенных пород (анчешевская свита, E_{1ap}); 8 — нижний кембрий: средние и кислые эффузивы, их туфы, линзы черных сланцев и известняков (печеркинская свита, E_{1pc}); 9 — дайки диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов ($\mu\beta$); 10 — малые интрузии габбро-диабазов, габбро-диоритов и диоритов ($\nu\delta$); 11—16 — месторождения (а) и рудопроявления (б): 11 — барит-полиметаллические, 12 — медно-цинковые, 13 — золото-кварцевые, 14 — золото-кварцевые в топазовых кварцитах, 15 — золотоносная кора выветривания Апрельского месторождения огнеупорных глин, 16 — Горскинский разрез. Цифры в кружках — золотоносные зоны: 1 — Урская, 2 — Золотогорская, 3 — Ключевская.

1980 г. здесь добывались белые и кремовые огнеупорные глины, выклинивающиеся на глубинах до 150 м от дневной поверхности. Считалось, что каолиновые глины месторождения образованы в озерно-болотных условиях и выполняют карст в известняках анчешевской свиты, непродуктивной на золото и цветные металлы. Эта точка зрения на происхождение глин, высказанная еще в 1948 г. В. М. Кляровским, укоренилась настолько прочно, что несмотря на известные публикации Ф. Н. Шахова [1946] и В. П. Казаринова [1958], в которых подчеркивалась генетическая связь этих глин с выветриванием сульфидизированных сланцев, даже в завершающую стадию эксплуатации карьера (длина порядка 600 м, ширина около 400 м, глубина до 60 м) месторождение на геологических картах масштаба 1 : 10 000 и мельче находилось в поле развития анчешевских известняков.

Проведенное нами в 1977 г. детальное геологическое картирование всех уступов карьера позволило уточнить представления Ф. Н. Шахова и В. П. Казаринова на происхождение глин и установить, что основным их исходным субстратом были породы печеркинской свиты. Несколько позже это подтвердилось поисково-оценочными работами Салаирской ГРП. Оказалось, что анчешевские известняки залегают севернее и по периферии карьера (рис. 4). В карьере подсечены лишь линзы известняков среди сланцев и кварцевых порфиров печеркинской свиты.

Для выяснения местного фонового содержания золота и сопутствующих ему элементов в исходных корообразующих породах Урского рудного поля нами детально опробована вулканогенно-осадочная толща печеркинской, продуктивной на полиметаллическую и золотую минерализацию, анчешевской, прямушкинской и орлиногорской свит, а также габбро-диориты и диабазовые дайки Горскинского разреза по р. Ур (от с. Горскино до с. Васильевка). Это достаточно обнаженный, наиболее стратиграфически полный и самый удаленный от известных рудных проявлений разрез. Его породы слабее всего испытали гидротермальный метаморфизм в связи с формированием месторождений района. Для порфиров характерны вкрапленники кварца округлой формы размером до 2 мм, реже 5—6 см и идиоморфные кристаллы плагиоклаза в 3—5 мм. В риолит-дацитовых порфирах преобладает кварц, в дацитовых — андезит. Основная масса порфиров состоит из альбит-олигоклаза, зерен кварца, небольшого количества серицита. Вкрапленники порфиритов размером 1—1,5 мм представлены диопсидом, авгитом и плагиоклазом. В основной массе кроме стекла присутствуют альбит, пироксен, хлорит, эпидот-цоизит, лейкоксен, тонкая сыпь магнетита и ильменита. Плагиоклазы в различной степени сосуртитизированы и серицитизированы.

Породы Горскинского разреза анализировались на 32 элемента. Оказалось, что в них As, Bi, W, Li, Ta, Nb, Ce и Ge спектральным анализом не обнаруживаются. Из 79 проб в одной пробе известняка прямушкинской свиты Sb, Cd и Sn зафиксированы только в единичных случаях: Sn (3 г/т), Cd (50 г/т) в пробе габбро-диоритов, Sb (30 г/т) — диабазовых даек. Повсеместно присутствуют (частота встречаемости 80 % и более) Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Ba, Sr, Sc, Y, Ga, Mo, а также Mn, Ti, Ni, Co, P, V, Zr и Cr. Первые шесть элементов являются профилирующими для полиметаллических месторождений не только Урского рудного поля, но и в целом для Салаира. Содержание золота и серебра коррелируются в порфиритах печеркинской свиты, в туфогенных породах прямушкинской и в известняках анчешевской. По отдельным типам пород с золотом и (или) серебром коррелируется ограниченный спектр элементов, характер распределения которых показан в табл. 1.

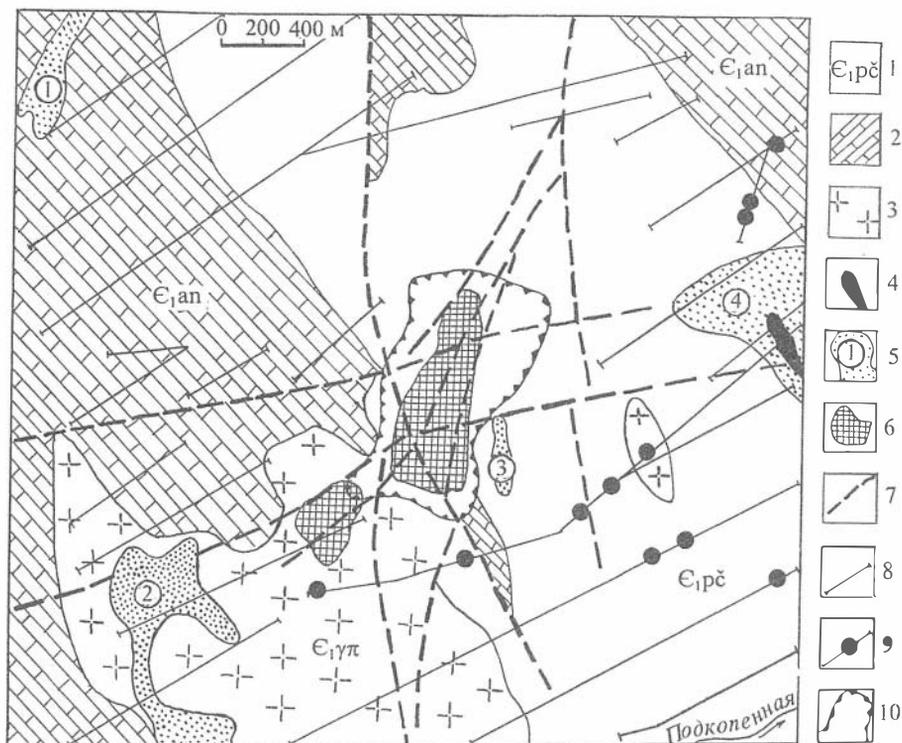


Рис. 4. Схема геологического строения Апрельского месторождения огнеупорных глин:

1 — хлорит-серицитовые и углисто-хлоритовые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников (печеркинская свита E_{1pc}); 2 — известняки (анчешевская свита E_{1an}); 3 — кварцевые порфиры субвулканической фации (E_{1yt}); 4 — участки интенсивной сульфидной минерализации; 5 — золотоносные элювиальные "россыпи" и их номера: 1 — Красноземная, 2 — Январская, 3 — Апрельская, 4 — Июньская; 6 — огнеупорные глины; 7 — крупные дизъюнктивные нарушения; 8 — линии картировочных скважин; 9 — скважины, подсекающие кору выветривания с содержанием золота более 1 г/г; 10 — контур карьера месторождения огнеупорных глин.

Содержание золота в конкретных типах пород, свитах и в целом по Горскинскому разрезу не превышает кларкового уровня в аналогичных породах земной коры. Лишь образования прямушкинской свиты несколько обеднены им. Повышенными содержаниями серебра отличаются габбро-диориты, а также порфиры и кремнистые сланцы печеркинской свиты. Остальные профилирующие элементы (Pb, Zn, Cu, Ba) тоже характеризуются отдельными высокими концентрациями и заметным разбросом содержаний. Кларк концентрации (К — отношение содержания элемента в опробованной породе к кларку) более 2 свойственен лишь Ba, Zr, Y и Yb (см. табл. 1). Видимо, породы данного разреза, несмотря на их удаленность от месторождений, все же заражены элементами-примесями, хотя и не очень существенно. Более значительно оно в породах рудного поля. Здесь вариации содержаний Au достигают трех порядков, а Ag,

Таблица 1. Распределение Au, Ag и коррелирующихся с ними элементов-примесей в породах Горьковского разреза по р. Ур

Порода	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Ba	Sr	Sc	Zr	V	Ga	Y	Yb
Дацитовые и риолит-дацитовые порфиры, n = 16	<u>0,8—7,2</u> 2,76	<u>16—430</u> 86,8	<u>0,5—50</u> 11,9	<u>10—150</u> 63,8	<u>3—100</u> 22,6	<u>н/о—1000</u> 364	<u>н/о—500</u> 225	<u>10—50</u> 33,1	<u>70—150</u> 93,1	<u>10—100</u> 80,6	<u>3—50</u> 27,7	<u>3—30</u> 10,7	<u>н/о—20</u> 2,3
Андезит-базальтовые порфиры, n = 14	<u>1,2—7,2</u> 2,41	<u>13—180</u> 74,0	<u>1—30</u> 9,7	<u>н/о—300</u> 70	<u>20—300</u> 130	<u>н/о—1000</u> 100	<u>100—500</u> 291	<u>10—100</u> 27,3	<u>100—300</u> 58,2	<u>100—500</u> 186	<u>10—50</u> 28,2	<u>н/о—5</u> 1,6	<u>н/о—3</u> 0,7
Известняки, n = 1	1,10	24,0	1,0	н/о	20,0	12,0	300	20,0	н/о	40,0	30,0	н/о	2,0
Песчаники, n = 1	2,62	13,0	3,0	20,0	100	300	300	10	70	70	18,0	10	1
Кремнистые сланцы, n = 4	<u>1,2—6,8</u> 3,21	<u>20—920</u> 290	<u>10—30</u> 17	<u>н/о—70</u> 30,2	<u>70—100</u> 80,4	<u>н/о—300</u> 200	<u>100—300</u> 250	<u>10—100</u> 32,5	<u>50—150</u> 92,5	<u>100—320</u> 150	<u>20—30</u> 25,0	<u>н/о—20</u> 8,8	<u>н/о—1</u> 0,8
В целом по печеркинской свите	<u>0,8—7,2</u> 2,62	<u>13—920</u> 101	<u>0,5—50</u> 11,1	<u>н/о—300</u> 59,5	<u>3—300</u> 72,9	<u>н/о—1000</u> 232	<u>н/о—1000</u> 258	<u>10—50</u> 29,8	<u>н/о—150</u> 76,2	<u>10—300</u> 128	<u>3—50</u> 27,4	<u>н/о—30</u> 6,6	<u>н/о—20</u> 1,5
Известняки, n = 4	<u>1,4—3,5</u> 2,55	<u>10—44</u> 22,2	<u>10—30</u> 14,2	<u>50—200</u> 103	<u>10—50</u> 27,8	<u>200—300</u> 112	<u>300—350</u> 323	<u>3—7</u> 5,2	<u>5—300</u> 128	<u>5—200</u> 78,1	<u>1—50</u> 14,8	<u>0,6—40</u> 11,0	<u>0,3—20</u> 5,9
Глинистые сланцы, n = 1	2,30	80,0	10,0	10,0	100	500	300	30	100	300	50,0	10,0	2,0
В целом по анчешевской свите	<u>1,4—3,5</u> 2,50	<u>10—80</u> 33,8	<u>10—30</u> 13,4	<u>10—200</u> 84,4	<u>10—100</u> 42,2	<u>20—500</u> 190	<u>300—350</u> 318	<u>3—30</u> 10,2	<u>5—300</u> 122	<u>5—300</u> 122	<u>1—50</u> 21,8	<u>0,6—40</u> 10,8	<u>0,3—20</u> 5,1
Известняки, n = 1	1,12	24,2	1,0	н/о	<u>н/о—30</u> 15,0	13,0	300	20,0	н/о	35,0	30	н/о	2,0
Кварциты, n = 2	<u>0,8—2,4</u> 1,61	<u>35—180</u> 108	<u>н/о—50</u> 25,2	<u>н/о—30</u> 15,0	30,0	<u>100—1000</u> 550	100	<u>10—30</u> 20,0	<u>100—150</u> 125	<u>50—150</u> 100	<u>20—30</u> 25,0	10,0	<u>1—2</u> 1,5
Туфобрекчии, туфопесчаники, n = 15	<u>0,8—2,8</u> 1,63	<u>18—70</u> 39,0	<u>0,5—30</u> 9,6	<u>30—300</u> 98,0	<u>30—300</u> 83,2	<u>н/о—100</u> 147	<u>н/о—2000</u> 435	<u>10—50</u> 35,4	<u>н/о—70</u> 46,2	<u>н/о—300</u> 179	<u>10—70</u> 33,8	<u>н/о—20</u> 9,1	<u>1—4</u> 1,5

В целом по прямужинской свите	<u>0,8—2,8</u> 1,58	<u>18—180</u> 45,4	<u>н/о—50</u> 10,4	<u>н/о—300</u> 80,5	<u>20—300</u> 72,5	<u>н/о—1000</u> 175	<u>н/о—2000</u> 386	<u>10—50</u> 32,7	<u>н/о—150</u> 52,3	<u>н/о—300</u> 162	<u>10—70</u> 33,5	<u>н/о—20</u> 8,8	<u>1—4</u> 1,5
Андезито-базальтовые порфириты и их туфы, n = 3	<u>1,4—2,7</u> 2,57	<u>40—50</u> 45,3	<u>н/о—5</u> 1,7	<u>30—71</u> 56,7	<u>5—20</u> 11,7	<u>500—1000</u> 667	<u>10—30</u> 20,0	<u>10—30</u> 23,3	<u>70—100</u> 90,0	<u>70—150</u> 123	30	5,0	<u>1,2—2,0</u> 1,3
Известняки, n = 1	2,30	20,0	3,0	н/о	10,0	100	100	н/о	н/о	н/о	3,0	н/о	н/о
В целом по орлиногорской свите	<u>1,4—2,7</u> 2,50	<u>20—50</u> 39,0	<u>н/о—5</u> 2,0	<u>н/о—71</u> 42,5	<u>5—20</u> 11,3	<u>100—1000</u> 525	<u>10—100</u> 40,0	<u>н/о—30</u> 17,5	<u>н/о—100</u> 67,5	<u>н/о—150</u> 92,2	<u>3,0—30</u> 23,2	<u>н/о—5</u> 3,8	<u>н/о—2</u> 1,0
Габбро-диориты, n = 5	<u>0,9—6,8</u> 3,0	<u>10—720</u> 250	<u>5—90</u> 15,0	<u>н/о—53</u> 27,0	<u>10—200</u> 80,0	<u>н/о—200</u> 80,0	<u>100—2000</u> 625	<u>10—70</u> 35,0	<u>30—10</u> 67,5	<u>20—200</u> 120	<u>10—30</u> 25,0	<u>1—3</u> 2,0	<u>1—3</u> 1,8
Диабазовые дайки, n = 10	<u>1,2—4,8</u> 2,69	<u>10—170</u> 82,2	<u>н/о—10</u> 5,0	<u>30—300</u> 107	<u>30—300</u> 143	<u>100—300</u> 160	<u>н/о—500</u> 260	<u>10—50</u> 28,0	<u>10—50</u> 28,0	<u>200—300</u> 270	<u>20—70</u> 45,0	<u>3—10</u> 7,4	<u>н/о—3</u> 1,3
В целом по интрузивному комплексу	<u>0,9—6,8</u> 2,80	<u>10—720</u> 138	<u>н/о—90</u> 8,3	<u>н/о—300</u> 80,3	<u>10—300</u> 122	<u>н/о—300</u> 133	<u>н/о—2000</u> 382	<u>10—70</u> 30,3	<u>30—100</u> 73,2	<u>20—300</u> 220	<u>10—70</u> 38,3	<u>1—10</u> 5,6	<u>н/о—3</u> 1,6
В целом по разрезу, n = 79	<u>0,8—7,2</u> 2,39	<u>10—920</u> 87,3	<u>н/о—90</u> 10,1	<u>н/о—300</u> 69,2	<u>3—300</u> 77,0	<u>н/о—1000</u> 212	<u>н/о—2000</u> 305	<u>н/о—200</u> 28,7	<u>н/о—300</u> 72,4	<u>н/о—300</u> 151	<u>1—70</u> 30,4	<u>н/о—40</u> 7,1	<u>н/о—20</u> 1,6
Кларк концентрации (К)	0,6	1,3	0,6	0,8	0,6	3,1	1,1	0,4	2,2	0,8	0,6	4,1	2,1

Примечание. n — число проб; Au, Ag определялись атомно-абсорбционным методом, мг/г; остальные элементы — приближенным количественным спектральным анализом, г/г. Здесь и далее в подобных таблицах: над чертой — разброс частных содержаний элемента в выборках, под чертой — среднее арифметическое содержание, н/о — элемент не обнаружен.

Pb, Zn, Cu и Ba — четырех. Относительно пород Горскинского разреза в породах рудного поля в несколько раз повышается и среднее содержание элементов, о чем свидетельствует величина коэффициента концентрации (табл. 2). Чаще встречаются и такие редко обнаруживаемые в Горскинском разрезе элементы, как As, Cd, Sn, а содержание Mo достигает 20 г/т. Несмотря на это, в породах рудного поля новых корреляционных пар Au — Me и Ag — Me не установлено.

Еще более высокие дисперсии и средние содержания элементов-примесей наблюдаются в гидротермально измененных породах полиметаллических и золотоносных месторождений (Белоключевское, Ново-Урское и Самойловское), а также месторождений огнеупорных глин (Апрельское, Ариничевское) Урского рудного поля (см. табл. 2). Это обусловлено нарастанием подвижности элементов-примесей, в том числе редкоземельных [Рослякова и др., 1983], по мере увеличения интенсивности процесса гидротермального метаморфизма от фонового (Горскинский разрез) до аномального (породы рудного поля) и затем, рудообразующего (породы и руды месторождений).

Таким образом, все Урское рудное поле, площадью порядка 100 км², представляет собой эндогенный ореол золота, а в его пределах развиты ореолы более высокого порядка и даже золоторудные месторождения.

II.3. Егорьевский рудный узел

Структурно-тектоническая позиция Егорьевского рудного узла определяется его приуроченностью к центральной части одноименной антиклинали Салаирского антиклинория и области погружения нижнепалеозойских структур под верхнепалеозойские отложения Присалаирской депрессии. Антиклиналь имеет общее северо-западное простирание и осложнена более мелкими асимметричными складками линейного типа с тенденцией опрокидывания на юго-запад. Складки развиты продольными и поперечными тектоническими разломами, а крылья антиклинали нарушены надвигами. В результате в плане наблюдается моноклиальное залегание слагающих крыльев терригенно-карбонатных отложений суенгинской свиты и нерасчлененной зелено-лиловой песчано-сланцевой толщи.

Литологический состав суенгинской свиты, являющейся рудовмещающей на месторождении Жила N 13, довольно пестр. Это частое переслаивание конгломератов, полевошпатовых и граувакковых песчаников, глинистых и известково-глинистых сланцев, известняков и туфогенных пород основного состава. На месторождении они пропилитизированы, окварцованы и карбонатизированы. Для пород суенгинской свиты относительно кларка свойственно накопление не только наибольшего для рудного узла спектра элементов, но и уровня их концентрирования. По убывающей величине кларка концентрации в диапазоне K от 1,5 до 138 они образуют ряд: Mn — Sr — Bi — As — Co — Sb — Cu — Ba — Mo — Ni, Sc — Zn — V — W — Au — Ti — Ag — Pb — Li.

Анализ корреляционных связей между содержаниями элементов-концентраторов каких-либо явных закономерностей не выявляет. Лишь Ag надежно коррелирует с Bi.

Наиболее ранними и распространенными породами в рудном узле являются и известняки егорьевской толщи (кинтерепская свита), собранные в мелкие изоклинальные складки и представляющие собой ядро антиклинали (рис. 5). Мощность егорьевской толщи оценивается не менее 1000 м. В нижней

Т а б л и ц а 2. Распределение Au, Ag, Pb, Zn, Cu и Ba в эндогенных породах Урского рудного поля и его месторождений

Порода	Кол-во анализов	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Ba
Дацитовые порфиры	148/32*	<u>0,2—100</u> 39,6	<u>н/о—100</u> 300	<u>0—200</u> 19	<u>н/о—500</u> 36,0	<u>0—200</u> 36,0	<u>3350—54400</u> 47300
Андезито-базальтовые порфиры	6/6	<u>3,5—9,6</u> 6,5	<u>н/о—500</u> 300	<u>0—30</u> 20,1	<u>30—300</u> 93,0	<u>10—80</u> 41,7	<u>315—1720</u> 650
Хлорит-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы	57/57	<u>30—700</u> 204,3	<u>3—7000</u> 4009	<u>н/о—2200</u> 292	<u>н/о—5400</u> 1711	<u>110—1300</u> 911	<u>1800—4730</u> 8500
Кварц-серицитовые сланцы	14/14	<u>50—5100</u> 445,8	<u>490—12000</u> 6189	<u>н/о—800</u> 254	<u>н/о—2000</u> 178	<u>180—1030</u> 514	<u>900—10000</u> 5700
Углистые сланцы	5/5	<u>50—400</u> 190,0	<u>800—20200</u> 5600	<u>н/о—100</u> 60	<u>100—4000</u> 1200	<u>400—3000</u> 1400	<u>640—17200</u> 8900
Кварциты	117/117	<u>1—930</u> 138,4	<u>1—5000</u> 174	<u>н/о—300</u> 10,4	<u>н/о—600</u> 60,0	<u>5—1000</u> 90,7	<u>н/о—500</u> 59,4
Песчаники	21/21	<u>1,9—47</u> 8,7	<u>1—4300</u> 168	<u>н/о—50</u> 16,6	<u>10—2000</u> 188,3	<u>10—700</u> 40,5	<u>н/о—700</u> 61,2
Известняки анчевской свиты	15/15	<u>1—5</u> 2,53	<u>0—100</u> 29,0	<u>0—5</u> 1	<u>н/о</u> н/о	<u>н/о—20</u> 12	<u>200—340</u> 300
В целом по рудному полю	383/267	<u>0,2—5100</u> 107,4	<u>н/о—20200</u> 1080	<u>н/о—2200</u> 85,4	<u>н/о—5400</u> 466,0	<u>н/о—3000</u> 296,5	<u>н/о—54400</u> 8011
Коэффициенты концентрации (Кк)		44,9	12,4	8,46	6,73	3,85	37,8
Гидротермально измененные породы печеркинской свиты Апрельского, Белоключевского Ново-Урского, Самойловского месторождений	185/2300	<u>1—800</u> 146,2	<u>50—20200</u> 3230	<u>10—10000</u> 200	<u>10—10000</u> 640	<u>10—10000</u> 630	<u>н/о—80700</u> 28000
Коэффициент концентрации		61,2	37,0	19,8	9,2	8,2	132,1

П р и м е ч а н и е. Кк — отношение среднего содержания элемента в породах рудного поля (месторождения) к таковому в породах Горскинского разреза, т. е. к местному фону (см. табл. 1).

* Первая цифра — кол-во атомно-абсорбционных анализов на Au и Ag (мг/г); вторая — число химических анализов на остальные элементы (г/т).

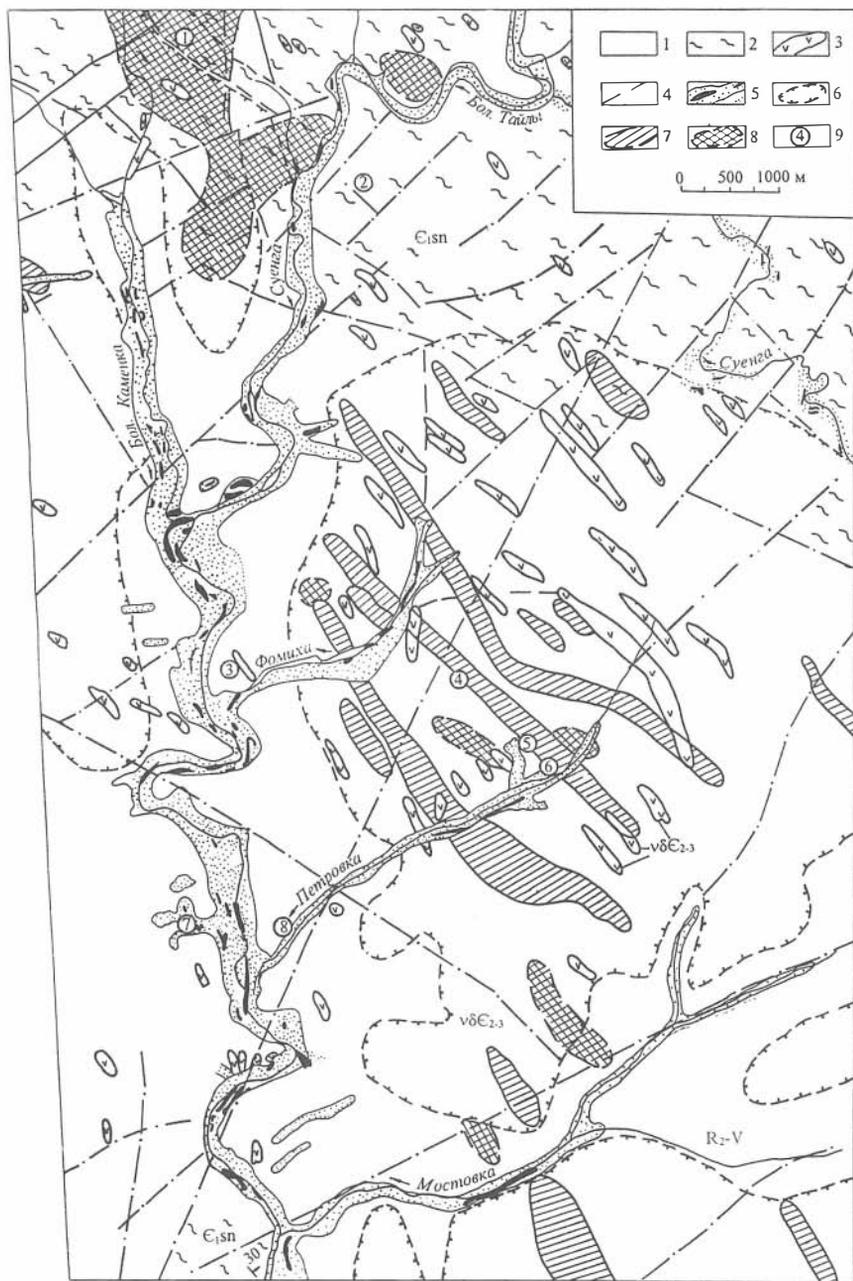


Рис. 5. Схема геологического строения Егорьевского золоторудного месторождения формации коры выветривания:

1 — верхний рифей — вендская егорьевская толща известняков с подчиненными прослоями туфопесчаников и алевролитов; 2 — нижнекембрийская суенгинская свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, туфопесчаники, известняки; 3 — метадиориты, диориты, диорит-диабазы; 4 — тектонические нарушения; 5 — россыпные концентрации золота; 6 — площади распространения мел-палеогеновой коры выветривания; 7 — рудные тела и геохимические аномалии золота в коре выветривания; 8 — геохимические аномалии золота в коренных породах; 9 — *коренное оруденение золота*: 1 — месторождение Жила N 13, 2 — N 9, 3 — N 20, 4 — Колокольцевское, 5 — Лапинский Лог, 6 — Ленивый Лог, 7 — Фонштремлевское, 8 — Петровское.

части разреза известняки преимущественно темно-серые и черные, чаще массивные, иногда тонкослоистые, в верхней — они более светлые, содержат прослойки аргиллитов, песчаников, глинисто-углеродистых и глинистых сланцев. На всех уровнях фиксируются сутуростилолитовые швы, образованные прослойками глинисто-углеродистого вещества разной степени насыщенности. Егорьевские известняки с терригенными прослоями являются главными вмещающими эндогенную золотоносную минерализацию исходными породами месторождений кор выветривания рудного узла. В известняках широко проявлены мраморизация, доломитизация, анкеритизация, а в терригенных прослоях — аргиллитизация и другие гидротермальные изменения, характеристика которых будет дана в следующих главах.

В терригенных прослоях егорьевской толщи число элементов-концентраторов ограничено и в пределах $K = 1,5 — 40$ они образуют следующий убывающий ряд: $Bi — Au — Sr — Cu — W$. Несколько больше их в известняках этой толщи. Здесь убывающий по K ряд этих элементов имеет вид: $Bi — Co — Hg — Ba — Sr — As — Mo — Sc — Zr — Ag — Ti — Au — Cu$.

Опробование глубоких структурных скважин показало, что вверх по разрезу егорьевской толщи в известняках содержание золота относительно глубоких горизонтов возрастает в 2 раза и более, тогда как в песчано-алевромергелистых породах суенгинской свиты наблюдается обратная картина. Для пород егорьевской толщи характерна прямая достоверная корреляционная связь между содержаниями $Au — P$ и отрицательная связь Au с Bi, Sr, Zr . Известнякам присуща устойчивая коррелирующаяся ассоциация элементов: $Zn — W — Ge — Cr — Ni$. У терригенных пород группа таких элементов больше: $Zn — Ge — Cr — Ni — Co — Cu — Ga — Mn — Ti — Ag$.

По южной периферии Егорьевского рудного узла картируются подчиненно распространенные останцы глубоко эродированных постсреднекембрийских терригенных толщ (верхнего кембрия — нижнего ордовика, силура и девона). Их отношение к эндогенной золотоносной минерализации не установлено.

Интрузивные образования в Егорьевском рудном узле проявлены в виде серии даек, пластовых залежей и мелких штоков. На дневной поверхности представлены они главным образом средне-, позднекембрийскими метадиоритами и пермскими андезитовыми и диабазовыми порфиритами.

В пределах зон гидротермального метаморфизма по метадиоритам развиваются листвениты, кварц-анкерит-парагонитовые метасоматиты и кварц-сульфидные прожилки. Отмечается повышенная эпидотизация и хлоритизация. Вмещающие метадиорит известняки несут следы контактового изменения, проявляющегося в их мраморизации, окремнении и осветлении в результате перераспределения углистого материала. Степень золотоносности метадиоритов находится в прямой зависимости от интенсивности гидротермальной проработки. В метадиоритах наряду с золотом в 1,5 раза и более выше кларкового

Т а б л и ц а 3. Распределение Au, Ag и типоморфных элементов-примесей в породах Егорьевского рудного узла (по данным атомно-абсорбционного анализа)

Порода	Кол-во анализов	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Ba	Sr	Yb	As
Егорьевские известняки (квинтерепская свита)	229	<u>0,1—9,0</u> 3,5	<u>2,0—123</u> 29	<u>2—10</u> 3	<u>1—10</u> 8	<u>1—10</u> 8	<u>50—400</u> 193	<u>200—10000</u> 4020	<u>50—5500</u> 426	<u>н/о—32</u> 5
Известково-мергельные и песчано-алевролитовые породы (в составе квинтерепской свиты)	23	<u>0,2—27</u> 5,2	<u>1,4—340</u> 39	<u>1—20</u> 8	<u>30—80</u> 47	<u>1—20</u> 8	<u>200—600</u> 294	<u>2981—12464</u> 5955	<u>55—675</u> 287	<u>н/о—10</u> 4
Песчано-алевромергельные породы (суенгинская свита)	17	<u>1,0—8,9</u> 2,7	<u>8,2—97</u> 28	<u>1—50</u> 16	<u>10—150</u> 47	<u>010—15</u> 47	<u>30—1000</u> 368	<u>100—10000</u> 2265	н/о	н/о
Габбро-диоритовый комплекс	17	<u>0,7—11</u> 2,6	<u>25—55</u> 36	<u>1—30</u> 4	<u>10—500</u> 65	<u>1—200</u> 56	<u>29—867</u> 216	<u>300—2000</u> 849	<u>300—2000</u> 849	<u>3—31</u> 16
В целом по рудному полю	286	<u>0,1—2,7</u> 3,2	<u>1,4—340</u> 30	<u>1—50</u> 4	<u>1—500</u> 17	<u>1—200</u> 17	<u>29—1000</u> 213	<u>100—10000</u> 3884	<u>50—5500</u> 403	<u>н/о—32</u> 8
Кoeffициент концентрации		1,3	0,3	0,4	0,2	0,2	1,0	12,7	4,9	4,7
Гидротермально измененные и минерализованные породы	12	<u>1,4—120</u> 34	<u>12—650</u> 87	<u>3—42</u> 13	<u>30—400</u> 90	<u>3—300</u> 145	<u>200—1000</u> 308	<u>300—21522</u> 4200	<u>22—1350</u> 510	<u>н/о—150</u> 43

П р и м е ч а н и е. К типоморфным отнесены элементы, среднее содержание которых в исследуемых породах выше, чем в аналогичных породах литосферы.

уровня обнаружено содержание V, Bi, As, Hg, Mo, W, Au, Sb, Sr, Ba. В них установлена прямая корреляционная связь между содержаниями Au — Ag — Bi, а также Ag — Cu.

Сравнение данных, приведенных в табл. 1 и 3, показывает, что относительно фоновых значений для пород Горскинского разреза в породах Егорьевского рудного узла содержание золота выше в 1,3 раза, мышьяка в 4,7, иттербия в 4,9 и стронция в 12,7 раз. В них относительно более высокие содержания и таких типоморфных для эндогенной золотой минерализации элементов как Sb, Bi, W, а также Y, Li, Ge, Nb, V. В то же время для пород Егорьевского рудного узла свойственны пониженные по сравнению с региональным фоном содержания Ag, Pb, Zn, Cu, Ga и Sc, коэффициент концентрации которых 0,5 и ниже (см. табл. 3). Однако содержания золота и других типоморфных рудогенных элементов в комплексах пород рассматриваемого рудного узла существенно ниже, чем в породах Урского рудного поля (сравни табл. 1—3). Исключение составляют As, Hg, Sr и некоторые другие элементы-примеси. Они совместно с золотом и пониженными содержаниями Ag, Ga, Sc определяют геохимическую специфику пород Егорьевского рудного узла, тогда как в породах Урского рудного поля в качестве типоморфных элементов фиксируется золото-полиметаллическая ассоциация Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Ba, коэффициент концентрации в которой варьирует от 3,85 до 44,9 (см. табл. 2).

II.4. Эндогенное золотооруденение

В Урском и Егорьевском рудных полях развиты все известные на Салаирском кряже генетические типы эндогенной золоторудной минерализации. Ее изучением занимались многие исследователи, но наиболее полные сведения приведены в работах В. А. Обручева [1908—1911], М. А. Усова [1933], Б. Ф. Сперанского [1933], А. Я. Бульникова [1934, 1939, 1840, 1948], В. В. Сыроватского [1969], Ю. Г. Щербакова и др. [1981, 1987], Н. В. Росляковой и др. [1983].

Долгое время считалось, что эндогенное золотооруденение на Салаире представлено главным образом золотосодержащими колчеданно-полиметаллическими рудами и золото-кварцевыми жилами [Митропольский, Паренаго, 1931]. Однако еще в прошлом столетии Пранг-2 и Ярославцев [1861] писали, что на р. Фомиха "рассеченный кварцевыми жилами темно-серый известняк так много проникнут серным колчеданом, что при толчении и промывке из него получается золото в самом тончайшем виде" (с. 330), но это открытие в то время осталось незамеченным. Постепенно стал накапливаться материал, свидетельствующий о многообразии в регионе генетических типов золоторудной минерализации. М. А. Усов [1933] впервые обосновал отнесение золото-полиметаллического и золото-кварцевого оруденения к разным эпохам вулканизма, выделив при этом еще и золото-флюоритовую формацию. В. Ф. Сперанский [1933] золотооруденение дополнил золотоносными конгломератами и сульфидизированными зонами. Как видно из табл. 4, более сложное расчленение эндогенного золотого оруденения дают А. Я. Бульников [1948] и В. В. Сыроватский [1969]. А. Я. Бульников считал, что золото-кварцевое и золотосодержащее полиметаллическое оруденения разобщены не только во времени, но и в пространстве. Ю. Г. Щербаковым и др. [1981] впервые было установлено, что на Салаирском месторождении золото-кварцевое оруденение наложено на полиметаллическое и далеко выходит за контуры свинцово-цинковых рудных тел.

Т а б л и ц а 4. Эндеогенное золотооруденение Салаирского кряжа

М. А. Усов [1933]	Б. Ф. Сперанский [1933]	А. Я. Булытников [1948]	В. В. Сыроватский [1969]	Авторы
<p>Подметаллические руды с невысоким содержанием золота (связь с кембрийскими кварцевыми порфирами жерловой формации)</p> <p>Золото-кварцевые жилы в т. ч. золото-флюоритовые с повышенным содержанием S, F, Fe, Cu, Pb (связь с более поздней диорит-диабазовой магмой)</p>	<p>Золотоносные конгломераты (кембрийские или может быть, докембрийские)</p> <p>Кварц-карбонатные жилы (связь с каледонскими интрузиями диоритов и гранодиоритов с различными дифференциатами — от кислых до ультраосновных)</p> <p>Сульфидизированные зоны в интрузиях и вмещающих их породах, с секущими золото-кварцевыми прожилками или без них (тоже каледонской эпохи)</p> <p>Полиметаллическое оруденение, с которым связаны Ag-Pb-Zn месторождения</p>	<p>Полиметаллическое оруденение с интересными в золотоносном отношении рудами зон окисления и выщелачивания (связь с кембрийскими кварцевыми альбитофирами жерловой и дайковой фаций)</p> <p>Кварцевые золотоносные жилы с генетическими типами:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Кварц-эпидот-альбитовые с пиритом и халькопиритом 2. Кварц-турмалиновые с сульфидами, золотом и шеелитом 3. Кварц-меднорудные с гематитом и золотом 4. Осиповский тип: жилы в известняках с заметным количеством сульфидов (медные блеклые руды, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит) с видимым золотом, шеелитом и примесью барита <p>Все 4 типа связаны с интрузией диоритов каледонского цикла складчатости</p> <ol style="list-style-type: none"> 5. Кварцевые жилы, связанные с полиметаллическим оруденением 	<p>Золото-сульфидно-кварцевое</p> <p>Золото-гематитовое</p> <p>Золото-колчеданно-полиметаллическое</p> <p>Золотосульфидно-кварцитовое</p> <p>Золото-сульфидно-лиственитовое</p> <p>Золотоносные железные шляпы</p>	<p>I. Собственно золото-рудное:</p> <p>золото-кварцевое</p> <p>золото-сульфидно-кварцевое</p> <p>золотоносные метасоматиты</p> <p>золото-сульфидное</p> <p>золотоносные конгломераты</p> <p>II. Золотосодержащее:</p> <p>барит-полиметаллическое колчеданно-полиметаллическое медно-колчеданное</p>

В настоящее время достаточно обосновано мнение о том, что собственно золотое оруденение Салаирского кряжа полигенно, моложе золотосодержащего колчеданно-полиметаллического, но нередко пространственно совмещено с ним. Проявляется оно в породах печеркинской, кинтерепской и суенгинской свит и в интрузивных комплексах, образуя различные по морфологии и минеральному составу тела. Суммируя имеющиеся литературные данные с учетом наших наблюдений, в табл. 4 предлагается авторский вариант возможных источников эндогенного золота для месторождений формации золотоносных кор выветривания Салаирского кряжа. Не каждый из них может давать эндогенное месторождение, но все они, особенно золотоносные метасоматиты и золото-сульфидные зоны минерализации, являются благоприятными для создания в коре выветривания большеобъемных месторождений благородного металла.

Среди собственно золоторудной минерализации доминируют **золото-кварцевая** и **золотосульфидно-кварцевая**, образующие жилы, жильно-штокверковые и штокверковые зоны. Количество сульфидов в них варьирует от 1—2 до 10—15 % с гнездами до 25—30 %, рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, блеклыми рудами. В малых количествах, но широко распространены теллуриды (алтаит, гессит, петцит, калOVERIT, мелонит и др.). Изредка встречаются молибденит, пирротин и кубанит. В отдельных жилах в заметных количествах развиты турмалин, барит, карбонаты, шеелит, гематит, эпидот, хлорит, серицит и флюорит [Бульникова, 1938, 1948; Рослякова и др., 1983].

Относительно выделяемой В. В. Сыроватским [1969] золото-сульфидно-кварцитовой формации можно заметить, что это не что иное как случай пространственного совмещения разных типов оруденения: наложение золоторудной штокверково-жильной минерализации на метасоматические кварциты этапа формирования колчеданно-полиметаллического оруденения. Например, на месторождении Копна в кварцит-топазовых метасоматитах по дацитовым порфирам содержание золота варьирует в пределах 0,001—0,93 г/т среднее по 99 анализам 0,15 г/т, а в секущем их кварц-карбонатном с сульфидами штокверке оно колеблется от 0,65 до 72 мг/т.

Основой проведенного нами минералого-геохимического сопоставления состава золота первичных и элювиальных руд послужило детальное изучение макросостава самородных его частиц по представительным выборкам. Оно базируется на микрорентгеноспектральном количественном определении в самородном золоте содержания Au, Ag, Cu и Hg [Нестеренко и др., 1990]. Для этого использовались монтированные аншлифы, приготовленные на токопроводящей основе (эпоксидная смола + графитовый порошок) по методике Ю. И. Маликова [1984], что позволило проводить определения без напыления графитовой пленки, которая затрудняет наблюдения под микроскопом деталей строения золота. Используемый микрорентгеноспектральный метод обладает высокой воспроизводимостью, локальностью и экспрессностью, но относительно невысокой чувствительностью (в пределах 0,1—0,05 %).

Содержание золота в данном типе колеблется от десятых долей до сотен граммов на тонну и более. В жильно-штокверковой зоне, секущей дацитовые порфиры печеркинской свиты, самородное золото характеризуется высокой пробностью: 800—880 при среднем 860, в трубообразной Осиповской жиле среди кембрийских мраморизованных известняков его пробность 870—880; в залегающей на контакте известняков с диоритовой дайкой Немецкой жиле — 960—970 [Нестеренко и др., 1983б; Рослякова, 1990]. Золото совместно с теллуридами, иногда с галенитом выполняет пространство между зернами карбона-

та, кварца, пирита и других сульфидов, а также залечивает трещинки в них, чем и определяется морфология золотинок. Размер выделений самородного золота от едва различимых под микроскопом до 2 x 5 мм и крупнее.

Из жильного кварца Егорьевского рудного узла получено несколько представительных выборок. Две из них, отобранные в центральной части поля на удалении 1,5—2 км друг от друга в Петровском разрезе (622-ЕГ) и Бобровском Логу (619-ЕГ), по составу очень близки между собой. Золото обеих выборок высокопробное, со средним значением пробыности 960 и узким разбросом значений, не превышающим 15—20 единиц. Небольшие интервалы значений характерны и для основных примесей самородного золота выборки; содержания Hg и Ag укладываются соответственно в значения 0,6—0,8 % в выборке 622-ЕГ и 0,3—0,1 % (т. е. близкое к фону прибора) и 4,8—3,8 % — в выборке 619-ЕГ. Золото обеих выборок весьма неоднородное, что иллюстрируют кривые распределения Hg и Ag по профилю через золотину (рис. 6). Среди характеризуемых частиц отмечаются довольно крупные до 3,5—2,3 мм. Форма их весьма разнообразна: кристаллографическая, в том числе в виде сростков нескольких кристаллов и друз, чешуйчатая, жилко- и комковидная. На некоторых зернах заметны отпечатки вмещающих минералов, в том числе пирита; наблюдаются также сростки с кварцем. Самородное золото из жильного кварца месторождения Жила N 13 Егорьевского рудного узла, судя по изучению весьма представительной выборки из нескольких десятков золотинок (рис. 7), в целом характеризуется широким распространением ртутьсодержащих (Hg до 11,04 и 18,0 %) и серебросодержащих (Ag до 12,0 и 33,0 %) разностей, хотя присутствуют золотины и с меньшим содержанием этих элементов: Hg — до фоновое уровня прибора и Ag — до 2,5 %. Коэффициент корреляции между ними равен +0,34. Распределение Hg и Ag в пределах золотинок в одних случаях более или менее равномерное, в других — нет. Последнее относится как к Ag, так и в еще большей степени к Hg (табл. 5, 6), несколько большая неравномерность распределения Hg по сравнению с Ag характерна и для выборки в целом. В соответствии с большим разбросом содержаний названных примесей широко варьирует и пробность металла от 490 до 960, при заметном преобладании среднепробных совокупностей: 810—830 и, особенно, 860—920 (рис. 8). Существенно более высокопробное (950—970) золото развито в кварцевом штокверке данного месторождения, насколько можно судить по замерам пяти частиц. Оно содержит 3—6 % Ag и не имеет Hg (вернее содержит на уровне фона прибора — 0,10—0,15 %).

На Салаирском кряже к золотоносным метасоматитам, способным дать месторождение золота формации коры выветривания, можно отнести не только кварцит-топазовые (и без топаза, как, например, Кварцитовая сопка) образования, но и описанные А. Я. Булытниковым [1948] кварц-альбит-эпидотовые автометаморфные изменения диоритов, баритизированные породы и березиты, подобные известным в Салаирском и Урском рудных полях, а также листовитизированные гипербазиты и недавно установленные на месторождении Жила N 13 скарны и скарноиды. Немаловажное значение, как источник элювиального золота, имеют околожильно-измененные породы золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого оруденения (окварцованные, березитизированные, сульфидизированные и т. п.).

В Егорьевском рудном поле нами установлено широкое развитие золотоносных метасоматитов, сложенных специфической для региона минеральной ассоциацией и развитых главным образом в существенно карбонатной толще

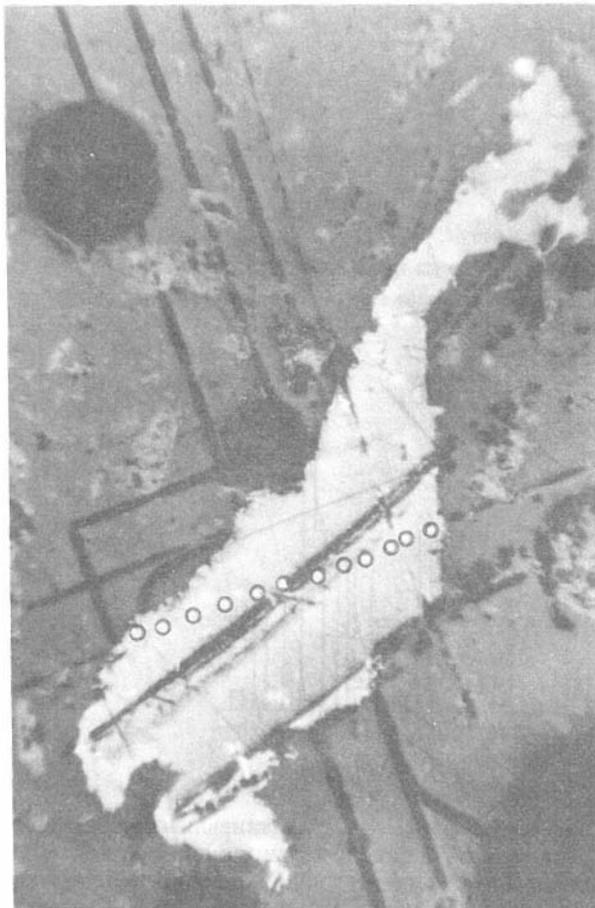
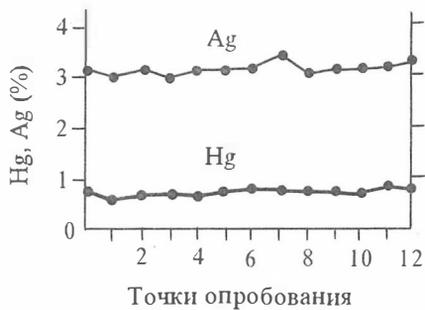


Рис. 6. Кривые содержания Hg и Ag в частице самородного золота из жильного кварца Лапинского разреза. Выборка 622-ЕГ, монтированный аншлиф, николи | |. Увел. 150.

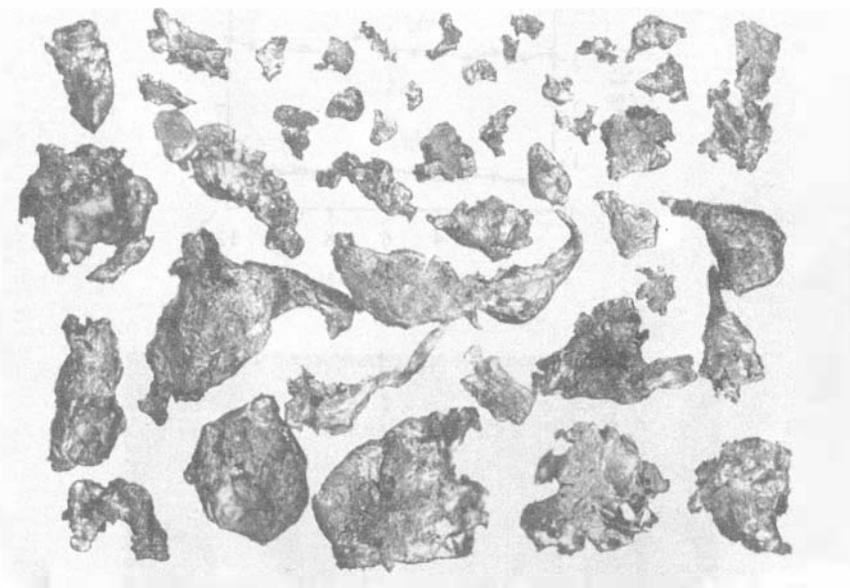


Рис. 7. Самородное золото из протолочной пробы кварца месторождения Жила N 13. Увел. 15 (отдельные золотины деформированы при дроблении).

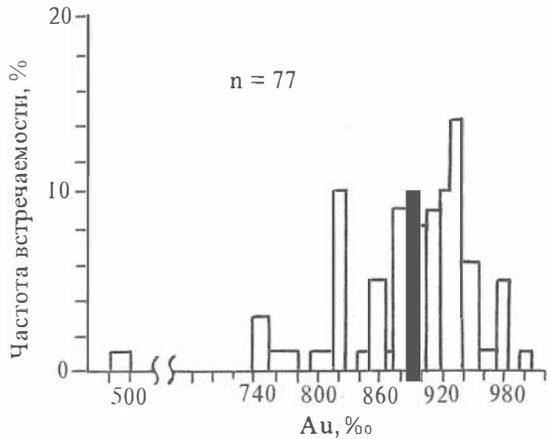


Рис. 8. Гистограмма распределения пробыности самородного золота из кварца месторождения Жила N 13.

“егорьевских” известняков (R₂ — V). Устанавливается их приуроченность к горизонтам, обогащенным примесью терригенного материала.

Минерализация метасоматитов кварц-анкерит-пирит-мусковит-парагонитовая. Ее особенность — наличие парагонита, который известен в некоторых золоторудных месторождениях Урала и является там поисковым признаком на золотооруденение [Новгородова и др., 1983].

Детальное изучение минералого-геохимических свойств слюдистых метасоматитов показало, что они могут развиваться по габбро-диоритам, песчано-алевроитовым прослоям и реже по известнякам. В зависимости от состава

Таблица 5. Результаты микрорентгеноспектрального определения Cu, Au, Hg и Ag в самородном золоте из кварцев месторождения Жила № 13, мас. %

Номер		Au	Hg	Ag	Сумма
п/п	зерна				
Пр о б а № 412 е — НС (выборка 25/22)					
1	1	90,610	0,3410	9,3920	100,340
2	1А	90,630	0,2220	10,1510	100,000
3	2	88,490	0,2070	9,8330	98,530
4	2А	74,070	4,4620	21,5090	100,040
5	3	75,570	18,2360	7,3330	101,140
6	—	76,230	16,3030	8,4190	100,950
7	—	76,290	16,7400	7,2720	100,300
8	4	49,360	18,2330	33,3070	100,900
9	—	49,780	17,4110	3,5130	100,700
10	5	87,570	1,0580	9,3370	97,970
11	—	87,670	1,7930	9,6210	99,080
12	—	86,200	2,3760	11,6920	100,270
13	—	86,160	2,1260	11,5400	99,830
14	—	86,500	2,3920	11,1780	100,070
15	6	86,910	0,5270	12,0580	99,490
16	7	86,990	0,4640	13,4020	100,840
17	—	86,490	0,3490	12,8040	99,640
18	—	91,000	1,5230	7,6750	100,200
19	—	89,970	1,5230	9,4020	100,880
20	—	90,460	1,4900	8,0180	99,970
21	—	90,230	1,5410	8,9660	100,740
22	8	95,540	0,2920	4,7580	100,590
23	—	84,420	6,0810	9,1910	99,690
24	—	82,560	7,2110	10,9370	100,710
25	—	82,210	5,9240	10,6040	98,730
26	9	91,880	1,4590	6,5850	99,930
27	—	90,430	1,5150	9,0610	101,010
28	—	91,730	1,3700	7,6350	100,730
29	—	90,210	1,3570	7,5000	99,070
30	10	80,460	11,0250	9,3810	100,870
31	10А	80,710	10,8250	6,9640	98,500
32	—	80,720	11,4050	6,9660	99,090
33	—	81,910	11,1860	7,0500	100,140
34	—	81,560	10,8960	7,3340	99,780
35	11	90,440	0,2800	9,4230	100,140
36	—	87,760	0,5430	10,4590	98,760
37	—	87,830	0,3870	11,0040	99,220
38	—	89,140	0,1680	9,3530	98,660
39	—	88,670	0,2710	11,2290	100,170
40	—	88,360	0,3650	9,8810	98,610
41	—	87,010	0,6230	12,7820	100,410
42	12	87,860	0,2410	12,2770	100,380
43	13	88,720	0,1610	11,4240	100,300
44	—	89,710	0,1590	9,4890	99,360
45	—	91,440	0,1010	9,4420	100,980
46	14	80,770	6,8020	11,4360	99,010
47	—	80,440	6,3680	12,0730	98,880
48	15	92,010	0,0800	7,6070	99,700
49	16	81,440	11,1520	7,7900	100,380
50	—	78,880	10,3980	12,5570	101,840
51	—	79,950	10,5360	9,0920	99,580
52	17	83,660	6,8540	6,7080	97,220
53	—	82,870	5,3680	6,7650	95,010
54	—	81,970	3,5990	9,1500	94,720
55	—	95,750	1,1700	3,0590	99,980
56	—	97,810	0,0000	2,4460	100,260

Номер		Au	Hg	Ag	Сумма
п/п	зерна ^c				
П р о б а № 412 е — НС (выборка 25/22)					
57	18	90,810	0,1190	8,5230	99,450
58	—"	90,450	0,2390	8,7180	99,410
59	19	84,510	1,3990	13,9970	99,910
60	—"	83,860	1,6660	14,2490	99,780
61	—"	84,940	1,7290	13,8750	100,540
62	20	93,650	1,6990	5,1980	100,550
63	—"	91,190	3,4620	5,1180	99,770
64	—"	91,610	2,2740	5,4210	99,290
65	1	95,120	1,5710	2,7240	99,410
66	—"	96,170	1,4440	2,6570	100,270
67	—"	94,860	1,5590	2,8490	99,280
68	2	91,320	0,2570	7,4040	98,980
69	—"	91,810	0,2380	7,2060	99,260
70	—"	91,210	0,2880	7,7840	99,280
71	3	91,610	0,1900	7,9290	99,730
72	—"	91,460	0,1890	7,7640	99,410
73	—"	91,710	0,1790	7,7520	99,640
74	4	87,660	0,4770	11,2620	99,400
75	—"	91,640	0,1400	8,1110	99,890
76	—"	91,230	0,1700	8,3600	99,760
77	—"	90,650	0,1980	8,2340	99,080

П р и м е ч а н и е. Медь в самородном золоте данной выборки не обнаружена.

Т а б л и ц а 6. Статистические параметры распределения основных компонентов (мас. %) в самородном золоте из кварцев месторождения Жила № 13 (составлена на основе данных табл. 5)

Параметры	Au	Hg	Ag
x_{\min}	48,920	0,000	2,440
x_{\max}	97,560	18,070	33,280
\bar{x}	86,784	3,574	9,642
S	8,061	4,959	4,905
A	-9,775	5,814	10,389
E	18,077	2,651	21,239
C	86,6	4,4	9,6
$S_{\lg x}$	0,05	0,69	0,20
$\lg x$	1,94	0,10	0,94
$A_{\lg x}$	-12,3	0,4	-1,1
$E_{\lg x}$	26,6	-2,3	4,5
n	77	77	77

П р и м е ч а н и е. Здесь и в следующих таблицах: x_{\min} — минимальное содержание золота; x_{\max} — максимальное его содержание; \bar{x} — среднее арифметическое; S — стандартное отклонение; A — стандартизированный коэффициент асимметрии; E — то же, но эксцесса; n — количество анализов; $C = 10^{(0,6745 + 1,151352 \lg x)}$ — максимально правдоподобная оценка среднего; $S_{\lg x}$ — дисперсия логарифмов содержаний; $\lg x$ — среднее логарифмов содержаний; $A_{\lg x}$ — стандартизированный коэффициент асимметрии логарифмов содержания; $E_{\lg x}$ — то же, но эксцесса.

исходной породы проявляются и особенности возникших за счет них метасоматитов.

Мусковит и парагонит образуют очень тесные сростания и переплетения, причем границы между их зернами неясны [Бортникова, 1992]. На электронном микроскопе в характеристических излучениях Na и K хорошо видны веерообразные, ленточные, спутанно-волоконистые агрегаты, в которых помикрозондовому определению состава слюдястых минералов присутствуют как крайние члены ряда мусковит-парагонит, так и их промежуточные разновидности [Калинин и др., 1992]. Вероятно, в большинстве случаев мы имеем дело с распадом твердых растворов. Именно в такой ассоциации эти минералы используются в качестве геотермометра [Попов, 1968]. Используя известную диаграмму $T - K/(K+Na)$, можно приближенно судить о температуре образования слюдястых минералов, а следовательно, и о температуре формирования золотоносных метасоматитов; она соответствует 350—400 °С. Как следует из фазовых равновесий в системе $HCl - H_2O - Al_2O_3 - K_2O - Na_2O - SiO_2$, с повышением давления насыщенного пара (5 атм) температура образования ассоциации мусковит-парагонит может понижаться до 150 °С, но в этом случае преобладание в растворе Na над K должно быть не менее, чем в 2 раза. По геохимической характеристике слюдястых метасоматитов (см. табл. 3) видно, что они относительно вмещающих пород содержат на порядок больше золота и повышенные концентрации типоморфных для Салаира рудных элементов: Ag, Pb, Zn, Cu, Ba, Sr, Yb и особенно As.

На основе корреляционного анализа в метасоматитах установлена следующая геохимическая ассоциация элементов: As + Pb, Bi, Y, Zr.

Золото метасоматитов. Результаты гравитационного (шлихового) обогащения протолочных проб из метасоматитов керна скважин (75, 78, 79, 92 и 95) Егорьевского месторождения показывают, что самородное золото обнаружено в значительной части протолочных проб, отобранных из сульфидизированных, терригенно-карбонатных пород (слюдитов), метадиоритов и мраморизованных известняков. Сульфидов в них содержится 5—10 %, иногда 30 %. Кроме доминирующего пирита, среди сульфидов присутствуют пирротин, халькопирит, арсенопирит, сфалерит и теннантит. Содержание самородного золота в названных протолочных пробах варьирует от “не обнаружено” до десятков миллиграммов на тонну, а в одной пробе — превысило 200 мг/т (табл. 7).

Извлеченное золото очень мелкое: размер частиц колеблется от 0,02 до 0,4—0,6 мм, а средний вес одной золотины в пробе от 0,0005 до 0,02 мг. Оно несколько мельче металла, полученного из 13 протолочек сульфидизированных пород, промытых с использованием ПОУ-4-2М (табл. 8).

В метасоматитах часть золота присутствует и в более мелких частицах, не улавливаемых гравитационными методами. Так, по данным сцинтилляционного анализа девяти образцов, среднее содержание золота в которых составило 270 мг/т, из обнаруженных 16 частиц благородного металла, девять имеют размер 3—5 мкм; две — 5—9; одна — 9—2; три — 12—15 и одна — 15—23 мкм. О заметном развитии в метасоматитах “негравитационного” золота в какой-то мере свидетельствует сопоставление результатов шлихового опробования и пробирного анализа тех же проб, а также атомно-абсорбционного анализа золота в мономинеральных пробах пиритов. Согласно этим данным (см. табл. 7), мономинеральные пиритовые фракции из метасоматитов характеризуются сравнительно высокой (до 20 г/т) золотоносностью, а доля самородного золота к “пиритному” и валовому во многих случаях опускается до 1 и

Таблица 7. Содержание золота в метасоматитах Егорьевского месторождения

Номер			Глубина, м	Содержание золота				Доля шлихового золота в породе (в %)	
п/п	скважины	пробы		шлихового в породе, мг/г	"пиритного"		валовое в породе, мг/г	к "пиритному"	к валовому
					в пирите, г/г	в породе, мг/г			
1	79	КР-964	261,2 — 264,7	13,8	9,7	87,4	400	15,8	4
2	92	КР-970	221,0 — 226,0	54,5	0,35	3,2	100	1700	54
3	95	215	173,0 — 174,0	н/о	—	—	—	—	—
4	79	КР-969	210,5 — 221,0	н/о	0,3	0,1	—	0	—
5	79	КР-965-966	281,5 — 288,0	31,0	16,0	239,9	750	12,9	4
6	79	КР-968	293,0 — 294,0	1,4	1,4	5,5	—	25,5	0,7
7	75	211,212	73,2 — 74,6	228,6	20,0	341,9	—	66,8	0,6
8	78	210,211	122,8 — 124,8	15,0	3,6	5,8	—	258,9	—
9	75	261	121,6 — 122,8	10,0	3,0	154,6	—	6,5	—
10	75	268,269	128,5 — 130,5	3,3	0,6	0,6	100	550	3
11	78	207,208	119,8 — 121,8	0,3	—	—	100	—	0,4
12	75	214,215	74,6 — 76,2	4,9	16,0	33,6	—	14,5	—
13	75	220,221	83,0 — 84,5	н/о	1,5	4,1	—	0	—
14	75	222,223	84,5 — 85,5	н/о	0,6	1,3	—	0	—
15	75	259,260	119,5 — 121,6	28,0	1,0	45,6	350	61,4	8
16	75	263,	123,5 — 124,5	0,4	1,4	3,1	—	13,9	—
17	75	264	124,5 — 126,7	69,1	2,7	0,8	—	8636	—

Примечание. "Пиритное" золото (в монофракциях пирита) — по данным атомно-абсорбционного анализа, валовое — пробирного; метасоматиты: по дюритам (1—4), по терригенно-карбонатным породам — слюдитам (5—11) и известнякам (12—17); прочерк — не анализировались.

Т а б л и ц а 8. Гранулометрический состав самородного золота из сульфидизированных пород Егорьевского месторождения (по данным 13 протолок большеобъемных проб)

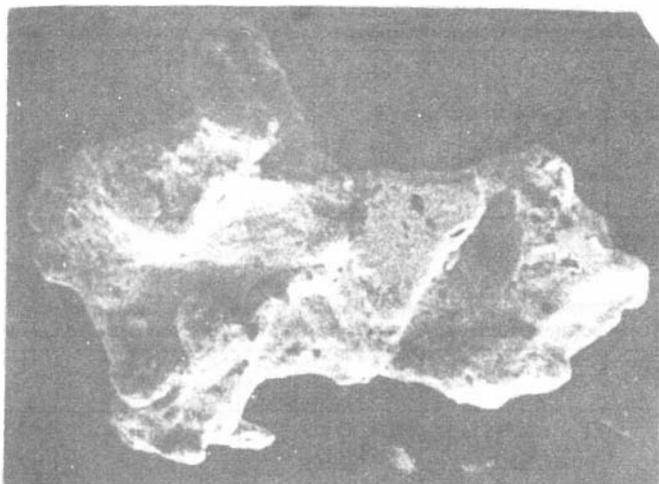
Классы, мм	<0,1	0,1—0,25	0,25—0,5	0,5—1	Всего
Кол-во золотинок	232	64	5	1	302
Выход фракции, %	76,8	21,2	1,7	0,3	100
Весовой, %	20,0	27,0	26,0	27,0	100

Т а б л и ц а 9. Статистические параметры распределения основных компонентов (мас. %) в самородном золоте из метасоматитов Егорьевского месторождения

Параметры	Cu	Au	Hg	Ag
x_{\min}	0,000	68,079	0,281	0,000
x_{\max}	0,719	99,659	24,558	19,087
\bar{x}	0,087	90,119	2,913	6,873
S	0,131	6,354	4,273	3,943
n	108	108	108	108

ниже. Все же именно благодаря тому, что в анализируемых породах достаточно широко развито мелкое и очень мелкое самородное золото, несмотря на низкое содержание его в них и небольшой вес промытых протолочных проб (2—5 кг), получено довольно большое количество золотинок: во многих пробах 15—30 штук, а в одной — 125. Выделения самородного золота изометричные и уплощенные. Форма их комко-, проволочко-, жилко-, друзо-, кристалло-, каплевидная, жилковидно-пластинчатая, столбчатая, чешуйчатая (рис. 9). Поверхность зеркальная, гладкая, как бы оплавленная, реже ямчато-бугорчатая, мелкозернистая. Часто на поверхности видны отпечатки вмещающих минералов. Нередко поверхность зерен покрыта пленками гидроксидов железа. Цвет золотинок зеленовато-желтый, красновато-желтый (иногда за счет окисных пленок), изредка бледно-желтый до белого (вероятно, за счет примеси ртути). Наблюдаются сростки золота с пиритом и халькопиритом (рис. 10), а также с кварцем, и, кроме того, встречаются включения золотинок в пирите.

Состав самородного золота в метасоматитах Егорьевского месторождения довольно своеобразен. Это выражается прежде всего в постоянном присутствии в нем повышенных количеств ртути. Содержание ее в генерализованной выборке колеблется от 0,28 до 26 и в среднем равно 2,9 % (табл. 9). По существу, примесь ртути и серебра определяет пробность самородного золота первичных минерализованных пород Егорьевского месторождения. Содержание последнего элемента в самородном золоте колеблется от 1,0 до 19,1 % и в среднем равно 6,9 %. Исключение составляют два зерна выборки КР-970 из керна скв. 92 с глубины 221—226 м. В одном из них серебро микрондированием не обнаружено, а в другом, содержащем 12—13 % серебра, устанавливается фаза, в которой серебра всего лишь 0,25 %. Примечательно, что в обоих случаях содержание ртути остается на уровне, характерном для большей части золотинок (0,5 %), что подтверждает эндогенную природу этих выделений.



б

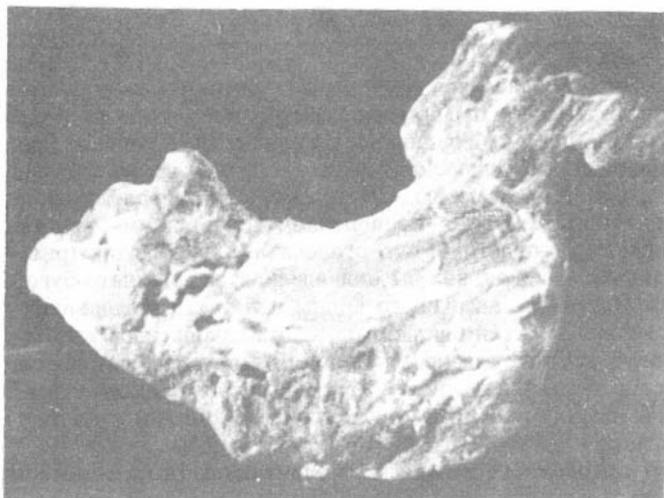


Рис. 9. Удлиненно-комковатые золотины из метасоматитов Егорьевского месторождения. Проба КР-970: а — увел. 880; б — увел. 640.

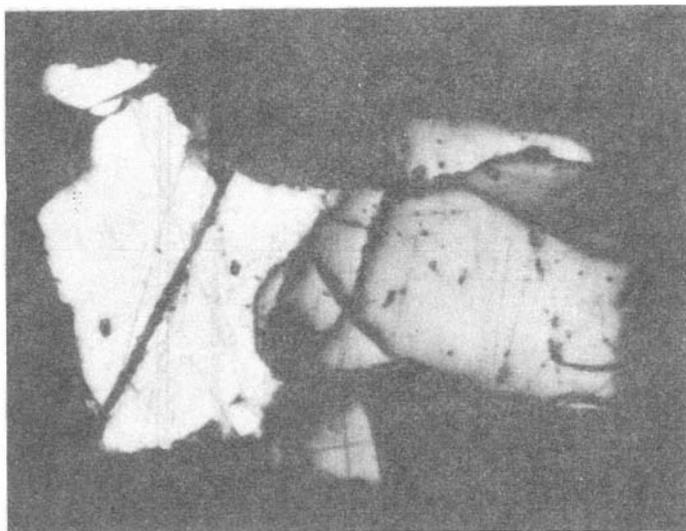


Рис. 10. Срастание самородного золота из метасоматитов (белое) с пиритом (светло—серое) и халькопиритом (серое). Проба КР-964. Монтированный аншлиф, николи ||. Увел. 600.

В распределении частиц золота по пробности выделяется, по крайней мере, три максимума, лежащих в областях значений 810—830, 880—910 и 960—980 (рис. 11а). Грубо три максимума устанавливается и в распределении частиц по содержанию серебра: 2, 4 и 8—10 % (рис. 11б), в то время как на гистограммах ртути выделяется только два максимума: 0,5—0,8 и 8—12 %. Сопоставляя эти данные, можно оценить степень участия каждого из двух основных компонентов макросостава самородного золота, т. е. Hg и Ag, в формировании указанных совокупностей пробности. Так, пробность в 810—830 обусловлена примерно равными количествами (10 %) Hg и Ag, пробность в 880—910 — в основном примесью серебра, а пробность 960—980 соответствует нижнему (0,5 %) максимуму по Hg и двум таковым же (1,0—2,0 и 3—5 %) по Ag.

Содержания в самородном золоте Hg и Ag не всегда связаны строгой зависимостью. Коэффициент корреляции между ними меняется от $-0,36$ до $+0,87$. Причем отдельные выборки даже из одной и той же скважины по характеру распределения этих элементов и связи между ними существенно различаются. В целом среди рассматриваемого золота преобладают разности, содержащие небольшое, порядка 1,1—0,5 %, количество Hg, в меньшем, но заметном количестве присутствуют высокортутистые (Hg — 7—11 %) и в еще меньшем — “среднертутистые” (Hg — 3—5 %) золотины. Примерно половина золотин характеризуется относительно повышенным (9—14 %) содержанием серебра, несколько меньшая их часть содержит его 3—5 % и еще меньшая — 1,0—1,9 %. Золото разного состава по распространенности можно ранжировать следующим образом (табл. 10). Представляется, что указанные совокупности не являются случайными, а отражают эволюцию гидротермального метасоматического процесса во времени и пространстве. Не случайно, лишь в одной популяции самородного золота, а именно, содержащего повышенные количества и

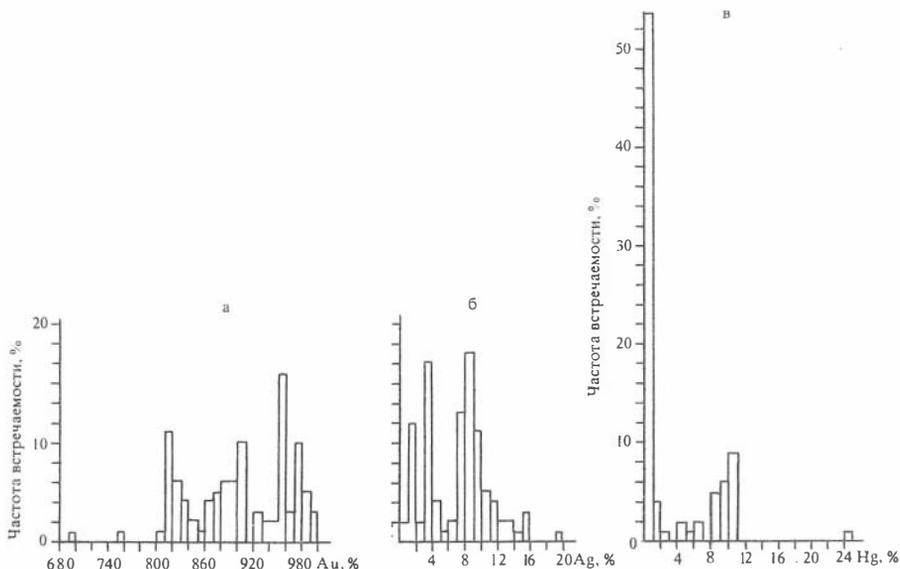


Рис. 11. Гистограммы распределения пробности (а) самородного золота метасоматитов Егорьевского месторождения и содержание в нем серебра (б) и ртути (в) по данным 108 микрозондовых анализов.

Hg, и Ag (см. табл. 10, ранг 4), постоянно отмечается примесь меди в пределах 0,15—0,72 %. С таким представлением согласуется и наблюдаемая картина направленного изменения макросостава самородного золота по скважине и отсутствие зависимости его от состава самих метасоматитов.

Характеризуемые золотины имеют относительно гомогенное внутреннее строение, что подчеркивается равномерностью распределения в них основных компонентов состава — Au, Ag, Hg, и иллюстрируется табл. 11, в которой приведены результаты микрозондового определения содержаний основных компонентов состава в разных точках золотинок. Фактическая сумма колебалась в пределах от 98 до 100 %. Для удобства сравнения фактические результаты замеров пересчитаны к 100-процентной сумме. Из таблицы видно, что значения всех трех элементов в большинстве золотинок варьируют слабо, в основном не выходя за пределы флуктуации прибора. Лишь в одном случае отмечена двухфазная золотинос (рис. 12) и в одном — по периферии золотины с небольшим содержанием ртути встречены микровключения ртутистого золота (рис. 13).

Самородное золото из пиритизированных пород месторождения Жила N 13, расположенного, как отмечалось ранее, в северной части Егорьевского рудного узла, судя по двум изученным выборкам (табл. 12, 13), также характеризуется повышенным содержанием ртути, которая в объеме золотинок распределена чаще более неравномерно (23,3—24,6; 9,9—10,5; 5,2—7,0; 2,3—7,6; 1,4—5,2 %), чем в золотинос из метасоматитов Егорьевского месторождения. Колебания в содержании серебра в пределах отдельных золотинок остаются незначительными, равными десятым долям процента, и значительными (0,8—16,0 %) — в пределах выборки между отдельными золотинос.

Таблица 10. Ранжирование в порядке убывания распространенности "разносоставного" самородного золота из метасоматитов Егорьевского месторождения

Содержание, мас. %	Ранги					
	1	2	3	4	5	6
Hg	0,5—1,1	0,5—1,1	0,5—1,1	7—11	3—5	3—5
Ag	7—14	3—5	1,1—1,9	7—14	7—14	3—5

Таблица 11. Гомогенность состава выделений самородного золота из метасоматитов (данные микрозондирования, мас. %)

Номер		Cu	Au	Hg	Ag	Сумма
пробы	золотины					
214,215	2—3	0,002	97,71	0,58	1,71	100
	2—3кр	0,000	97,58	0,50	1,92	100
211,212	1—9	0,216	81,15	10,27	8,36	100
	1—9a	0,248	81,21	10,14	8,40	100
	1—12	0,151	83,33	8,46	8,06	100
	1—12a	0,240	82,18	9,34	8,24	100
	1—19	0,140	82,03	9,87	7,96	100
	1—19a	0,204	81,68	10,00	8,12	100
259—260	3—1	0,000	88,13	0,55	11,32	100
	3—1a	0,000	87,76	0,60	11,64	100
	3—4	0,054	95,52	0,58	3,85	100
	3—4a	0,050	95,70	0,59	3,66	100
	3—9	0,028	94,99	0,65	4,33	100
	3—9a	0,026	95,14	0,59	4,24	100
	3—11	0,000	88,73	0,55	10,72	100
	3—11a	0,000	88,41	0,58	11,01	100
	3—13	0,000	96,09	0,48	3,43	100
	3—13a	0,000	95,98	0,52	3,50	100
261	4—2	0,000	90,63	0,36	9,01	100
	4—2a	0,000	90,34	0,39	9,27	100
264,265	5—2	0,201	95,39	0,59	3,82	100
	5—2a	0,237	95,56	0,47	3,73	100
	5—4	0,218	94,36	0,64	4,04	100
	5—4a	0,210	95,44	0,52	3,83	100
	5—4б	0,217	95,36	0,59	3,83	100
КР-965,966	8—8	0,000	90,53	0,64	8,83	100
	8—8a	0,000	90,38	0,71	8,91	100
КР-970	9—13	0,000	98,32	0,56	1,12	100
	9—13a	0,000	98,36	0,52	1,12	100

Примечание. Буквенные индексы означают: кр – край золотины; без индекса и с индексом "а" и "б" – различные части золотин.

Таблица 12. Результаты микрорентгеноспектрального определения Cu, Au, Hg и Ag в самородном золоте из гидротермально измененных пород месторождения Жила № 13, мас. %

Номер		Au	Hg	Ag	Сумма
п/п	зерна				
С к в а ж и н а № 80 (выборка 64/6)					
1	1	92,210	7,7000	3,4800	103,400
2		91,040	7,8000	3,4800	102,330
3	2	76,140	23,3400	0,7920	100,280
4		75,490	24,6100	0,9510	101,050
5	3	86,910	6,3600	2,6200	95,900
6		93,780	4,9100	3,0200	101,720
7		91,350	7,6000	2,7100	101,670
8		93,010	6,0100	2,7000	101,720
9		97,180	2,3400	2,9400	102,460
10	4	91,100	7,0000	2,8000	100,900
11		94,410	5,2300	2,7700	102,410
12		92,600	6,0500	2,8200	101,470
13	4а	95,900	1,4400	2,8700	100,230
14		94,840	4,7500	2,9600	102,570
15		95,460	3,0900	2,8900	101,440
16		91,960	5,5200	2,8900	100,370
17	5	83,460	9,9200	2,5600	95,950
18		81,920	10,5000	2,4100	94,840
19		80,740	10,4200	2,4300	93,600

П р о б а № 412 Ж-НС (выборка 25/15)

1	1	100,330	0,0180	1,4600	101,808
2		99,460	0,3020	1,6800	101,442
3		96,810	0,0400	2,1800	99,030
4	2	86,210	2,4400	7,3900	96,040
5		92,500	0,9830	6,2900	99,773
6	3	91,150	0,8050	7,9000	99,855
7		91,890	0,8640	6,9600	99,714
8		92,040	0,8470	7,8900	100,777
9	4	72,450	16,2300	12,9500	101,630
10		72,230	15,4600	13,7700	101,460
11		73,740	16,3000	10,7400	100,780
12		73,090	16,1400	10,5800	99,810
13	5	84,580	3,4700	9,3700	97,420
14		84,270	3,8000	7,2100	95,280

П р и м е ч а н и е. Медь в выборках не обнаружена. Проба 412 Ж-НС отобрана из отвалов старых шурфов.

Таблица 13. Статистические параметры распределения основных компонентов (мас. %) состава в самородном золоте из гидротермально измененных пород месторождения Жила № 13

Параметры	Au	Hg	Ag
X_{\min}	74,706	1,437	0,790
X_{\max}	95,680	24,354	3,401
\bar{x}	89,208	8,157	2,628
S	5,543	6,117	0,660
A	-2,816	3,068	-3,510
F	1,416	1,721	2,592
n	19	19	19

П р и м е ч а н и е. Медь не обнаружена.

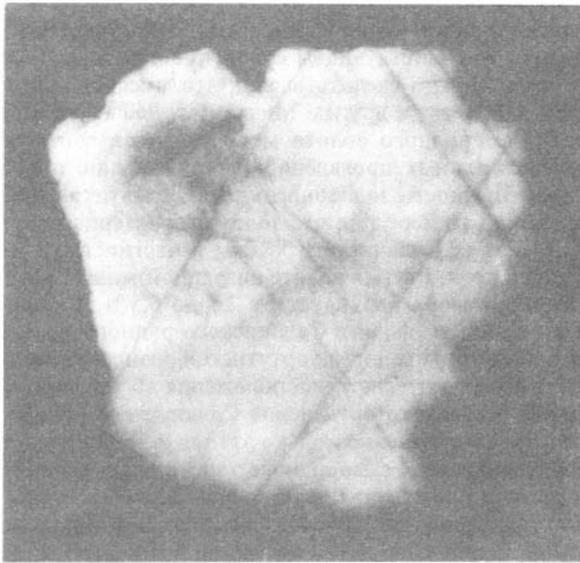


Рис. 12. Двухфазная золотина из метасоматитов:

белая половина зерна содержит Ag 13,0 мас.%, Hg 0,40 мас.%; светло-серая половина — Ag 0,25 мас.%, Hg 0,54 мас.%. Проба КР-970 (скв. 92, интервал 221,0—226,0 м).

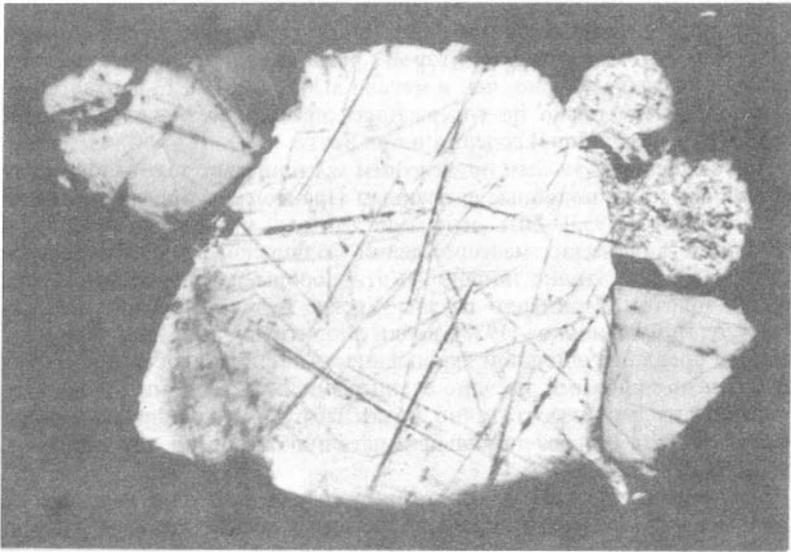


Рис. 13. Срастание трех минералов:

золота (Au — 89,7%, Ag — 9,5%, Hg — 0,5%) — белое, пирита — светло-серое и ртутистого золота (Au — 68,2%, Ag — 7,3%, Hg — 24,5%) — белые пористые наросты. Проба КР-966 (скв. 79, интервал 281,5—288,0 м) из метасоматитов. Монтированный аншлиф, николи | |. Увел. 1000.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что по макросоставу, а точнее по пробности и содержанию серебра, изученное золото из метасоматитов нередко отвечает соответствующим совокупностям благородного металла из жильных кварцев. Можно сделать вывод, что имеется определенная общность в рудообразовании тех и других. Максимуму 960—980 единиц на грамме пробности самородного золота метасоматитов соответствует золото некоторых кварцево-жильных проявлений. Представление о достаточно распространенной совмещенности золотоносных метасоматитов и кварцевых жил подтверждается в какой-то мере тем, что золото характеризуемого состава развито и в других участках Салаирского кряжа, в частности, в жиле Немецкая Салаирского рудного поля. Ртуть в золоте названной жилы практически отсутствует, а содержание серебра варьирует от 2,5 до 6,5%. В Осиповской жиле, расположенной на западном фланге Салаирского рудного поля, золото по составу близко к первой серебристой и малортутистой разновидности.

Из всего сказанного вытекают два положения об условиях формирования самородного золота и золотого оруденения Салаирского кряжа: 1) отложение того и другого осуществлялось в несколько этапов и 2) наблюдается определенная общность в формировании самородного золота разных морфологических и формационных типов и проявлений в разных частях Салаирского кряжа. Различия в условиях формирования обусловлены, по-видимому, также совмещенностью либо несовмещенностью путей миграции золотоносных и ртутоносных растворов (или паров ртути). Это проявляется в том, что для золота из опробованных метасоматитов Егорьевского рудного узла, по сравнению с таковыми Урского, характерны более высокие содержания ртути, которая в одних случаях распределена в золотилах относительно равномерно, в других — неравномерно.

Из приведенной здесь характеристики можно видеть, что самородное золото жильного кварца выборки 622-ЕГ по содержанию обоих компонентов макросостава весьма близко второй разновидности метасоматитов (см. табл. 10). В то же время оно, как и металл выборки 619-ЕГ, соответствует той же разновидности только по содержанию серебра, но отличается меньшими (близкими к фону прибора) содержаниями ртути.

Под *золото-сульфидным* оруденением мы понимаем золотоносные сульфидизированные зоны, подобные описанному Прангом-2 с Ярославцевым [1861] и Б. Ф. Сперанским [1933]. Есть основание считать, что в рудных полях колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа сульфидизация пород развита достаточно широко, и эти породы на значительной площади заражены золотом. Примером служит Урское рудное поле (см. табл. 2). Как отмечает А. Я. Бульникова [1938], дайки диоритовых интрузий нередко сопровождаются ореолами обильной вкрапленности пирита, особенно в их экзоконтакте с зелено-лиловыми песчано-сланцевыми отложениями. Золотоносность этого пирита изучена недостаточно, но связь с рудоконтролирующими дайками позволяет считать его потенциальным источником золота для месторождений кор выветривания.

Золотоносные конгломераты впервые описал Б. Ф. Сперанский [1933]. По его данным видимое золото было встречено в гальке гранита кембрийских конгломератов вблизи Гурьевска. А. Я. Бульниковым [1948] приведен пример находки золота в кварцевой гальке силурийских конгломератов. Из архивных материалов следует, что золотоносные конгломераты были встречены на правом борту р. Касьма (Северо-Восточный Салаир), в верховьях р. Березовая

(Центральный Салаир) и других пунктах. Горизонты этих меж- и внутриформационных конгломератов имеют возрастной диапазон от кембрия до юры.

В основу расчленения золотосодержащего оруденения нами принята типизация, предложенная Э. Г. Дистановым [1977] для колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира, которые изучаются давно и детально, поэтому нет необходимости давать их характеристику.

Все колчеданно-полиметаллические месторождения Салаирского края (барит-полиметаллические — Салаирское рудное поле, колчеданно-полиметаллические — Урское рудное поле и Ускандинское месторождение и медно-колчеданные — Каменушинское месторождение) расположены среди вулканогенных пород печеркинской свиты. Их размещение контролируется послескладчатými зонами интенсивного расланцевания и трещиноватости пород, nasledующими скрытые разломы блоков фундамента. Этим обеспечивается поясовое расположение месторождений и значительная протяженность рудных зон [Дистанов, 1977].

В колчеданно-полиметаллических сливных и вкрапленных рудах, а также в пиритовой сышучке самородное золото, представленное в качестве сопутствующего, развито в чрезвычайно малых количествах — на 2—3 порядка меньше, чем в золото-кварцевых рудах. Валовое содержание золота в этой группе месторождений редко превышает 1 г/т, обычно это 0,3—0,5 г/т. Диапазон пробности золота полиметаллических руд, напротив, очень широк: от электрума до 750 ‰. Так, состав самородного золота колчеданно-полиметаллических руд Салаирского месторождения существенно отличен от состава вышерассмотренного золота. Для него характерно достаточно широкое развитие серебросодержащих (Ag до 36—39 %) разностей при широком разбросе значений содержаний серебра (39—7 %) и пробности (610—930). Ртуть в более серебросодержащих разностях — 0,4—0,9 ‰, в менее — на уровне фона прибора (0,05—0,2 ‰) либо вообще не обнаруживается [Нестеренко и др., 1983а; Нестеренко, 1991]. Особенностью характеризуемого металла также служит достаточно широкое распространение монокристаллов среди его зерен.

Таким образом, на Салаирском крае золотосодержащие рудные формации развиты в печеркинской свите, а собственно золоторудные еще в кинтерепской и суенгинской, а по Ю. Г. Щербакову и др. [1987] и в анчешевской. Состав самородного золота и околорудно-измененных пород у этих генетических типов месторождений разный, что позволяет использовать его как критерий для установления источника золота месторождений коры выветривания.

Глава III. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ САЛАИРСКОГО КРЯЖА (общая характеристика)

Коры химического выветривания домезозойских пород, включая продукты их ближнего переотложения, на Салаирском кряже распространены широко, хотя и не повсеместно (рис. 14). Весьма широко развиты они на юго-западе Присалаирья, меньше — в северо-западной и северо-восточной частях Салаирского плоскогорья и еще меньше — в центральной части [Баранов и др., 1979]. Это, как и специфические черты их состава и строения, обусловлено в какой-то степени литологией и условиями залегания домезозойского субстрата, о чем кратко сообщено в предыдущей главе, но в основном — ходом континентального развития территории в мезозое и кайнозое и особенностями ее геоморфологического строения.

Салаирский кряж — слабо выраженная в рельефе плоскоувалистая возвышенность с абсолютными отметками 280—400 м, вытянутая дугообразно с юго-востока на северо-запад. Он не имеет четких границ с примыкающими геолого-геоморфологическими структурами за исключением северо-восточной части, где кряж отделен от Кузнецкого Присалаирья сравнительно четким 70-, 100-метровым уступом Тырган. Плавные сглаженные формы рельефа на участках развития сравнительно крупных речных долин становятся более резкими и представлены, в том числе скальными выходами домезозойских пород. Более устойчивые разности последних — кварциты и микрокварциты — слагают редкие останцовые возвышенности (копны) с абсолютными отметками вершин 450—600 м. На большей же части территории обнажения коренных пород отсутствуют (рис. 15). Они здесь, так же как развитые на них автохтонные рыхлые образования (коры выветривания и продукты перемыва, включая неоген-нижнечетвертичные глины), перекрыты сплошным чехлом аллохтонных четвертичных глин и суглинков.

Широко распространенные в Юго-Западном Присалаирье коры выветривания представлены площадными, линейно-площадными и линейными морфологическими типами [Минаева и др., 1974; Баранов и др., 1979]. Развиваются они по метаморфическим и глинистым сланцам, вулканогенным и терригенным комплексам, по гранитам и гипербазитам, обычно серпентинизированным. Мощность площадных кор колеблется от 25 до 40 м. Прослеженная глубина линейных кор выветривания, обычно тяготеющих к тектоническим контактам алумосиликатных и особенно карбонатных пород, достигает 150—200 м и более. Минералого-геохимическая характеристика и зональность профилей выветривания Присалаирья в зависимости от типов выветривающихся пород приведена в табл. 14. По ее данным можно заключить, что в этом районе в зависимости от состава исходных пород и интенсивности конечного их гипергенного преобразования профили выветривания представлены тремя типами: нонtronитовым с железистыми охрами; латеритным и каолиновым. Их геологические особенности следующие.

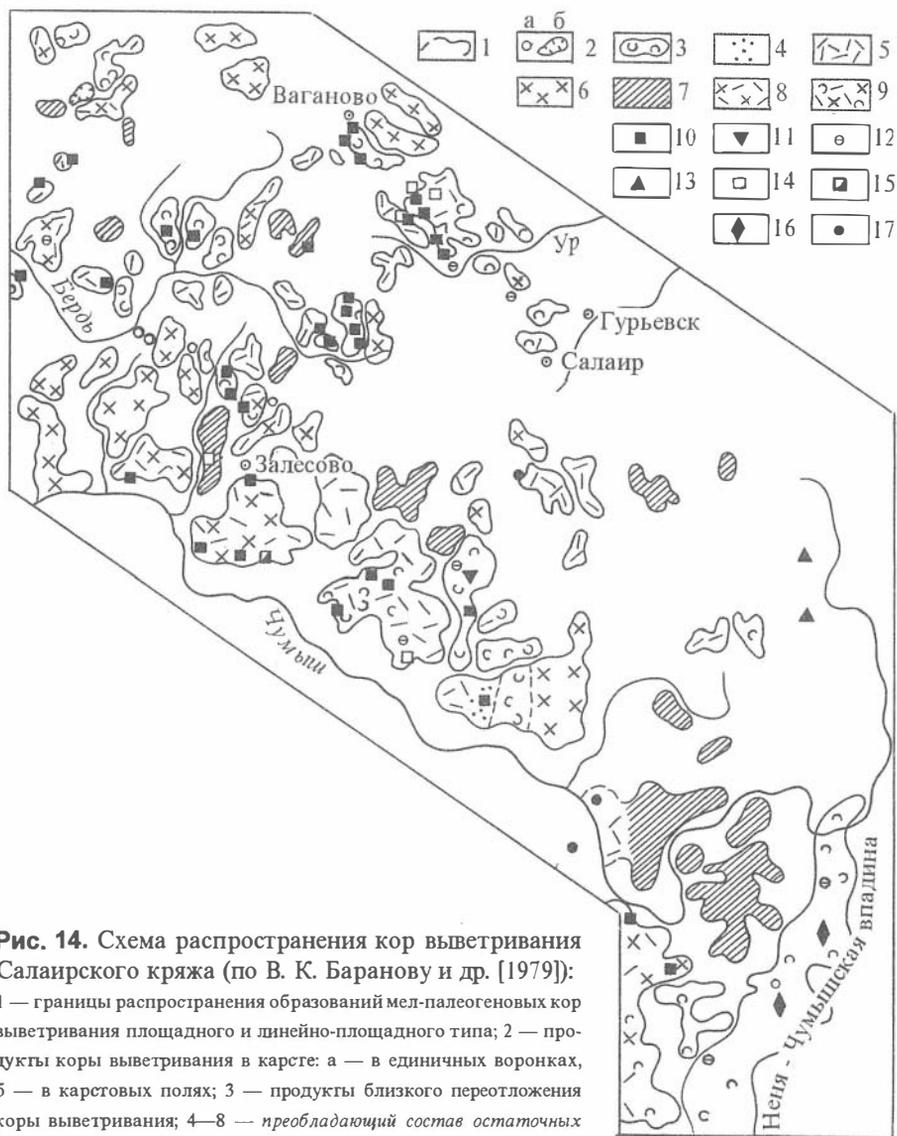


Рис. 14. Схема распространения кор выветривания Салаирского кряжа (по В. К. Баранову и др. [1979]):

1 — границы распространения образований мел-палеогеновых кор выветривания площадного и линейно-площадного типа; 2 — продукты коры выветривания в карсте: а — в единичных воронках, б — в карстовых полях; 3 — продукты близкого переотложения коры выветривания; 4—8 — преобладающий состав остаточных кор выветривания: 4 — аллитовый, ферриаллитовый, 5 — каолинистый, 6 — гидрослюдистый, 7 — данные о составе отсутствуют, 8 — смешанный; 9 — коры выветривания и продукты их переотложения не расчленены; 10—17 — полезные ископаемые и прочие образования, связанные с корой выветривания: 10 — месторождения и проявления бокситов, 11 — свалы обломков и глыб бокситов, 12 — продукты кор выветривания со свободным глиноземом, 13 — железные руды, 14 — огнеупорные глины, 15 — минеральные краски, 16 — ильменитовые россыпи, 17 — никель и магнетит.



Рис. 15. Строение рельефа и рыхлого чехла Салаирского кряжа (по А. М. Малолетко [1972] с дополнениями):

1 — палеозойские терригенные отложения и их кора выветривания; 2 — известняки; 3 — кварциты (а) и изверженные породы (б); 4 — юрские грубообломочные породы; 5, 6 — отложения: 5 — красноцветные бокситоносные, 6 — делювиальные (неогеновые); 7 — глины различного возраста; 8 — погребенная почва (слева), бурый уголь, лигнит; 9, 10 — *лессовидный суглинок*: 9 — тяжелый, 10 — легкий; 11 — галечник; 12 — песок; 13 — пойменно-террасовый комплекс современных рек; 14 — зоны разломов (основные).

Нонтронитовый профиль. Типичным представителем этого профиля является кора выветривания на Белинском гипербазитовом массиве, развивающаяся до глубины 300 м. Ее зональность такова.

По Н. Ф. Агеевко и др. [1967] зона охр здесь распространена локально; мощность ее 0,05—10,0 м. Она представлена желто-, красно- и зеленовато-бурыми растирающимися в порошок глинистыми образованиями, нередко с полосчатыми и пятнистыми текстурами. В красно-бурых разностях отмечаются монтмориллонит-галлуазитовые агрегаты, скопления гидроксидов железа и марганца. Главные минералы зоны — гетит-гидрогетит (50—70 %), магнетит и гематит (10—50 %). В меньшем количестве отмечаются гидрослюда и нонтронит. К этой зоне тяготеют повышенные концентрации никеля.

Зона нонтронитов развита широко и имеет среднюю мощность 10—15 м, возрастающую изредка в “карманах” выветривания до 50 м. Сложена она рыхлыми глинистыми образованиями зеленого цвета различных оттенков (от желтоватых до желто-бурых), часто полосчатыми, сохраняющими реликтовую структуру серпентинитов. Главный минерал — нонтронит (40—70 %), отмечено незначительное количество гидроксидов марганца и остаточных минералов — магнетита, хромита и серпентина.

Зона выщелоченных серпентинитов мощностью 5—10 м отличается от свежих серпентинитов более светлой окраской. Сохраняя структуру и состав исходной породы, в сапролитах присутствуют глинистые минералы и понижено содержание MgO.

Т а б л и ц а 14. Профили коры выветривания на различных породах Юго-Западного Присалаирья (по А. В. Манаевой и А. С. Быкову [1974])

Геохимические зоны	Минеральные зоны коры выветривания				
Конечного гидролиза и окисления	Охр и охристо-кремнистых образований (0,3—10): I — хромит; II — гетит-гидрогетит, магнетит, маггемит, псиломелан, кварц	Гетит-каолини- товая с незначи- тельным со- держанием гиб- бита, часто от- сутствует	Отсутствует	Гетит-гиббси- товая (5—16): I — кварц; II — гетит, гиббсит, каолинит, пси- ломелан (каоли- ниты, рыхлые бокситы)	Гетит-каолини- товая с гиббси- том (5—10): I — кварц; II — гетит, каоли- нит, гиббсит, гидрослюда
Гидролиза	Нонтронито- вая (1,0—50): I — хромит, серпентин; II — нонтро- нит, магне- тит, магге- мит, опал, гарниерит, гидроксида марганца	Гетит-каолини- товая (5—10): II — каолинит; гетит-гидроге- тит, лейкоксен	Гетит-каоли- ниговая (5—7): I — кварц; II — каолинит, гидрогетит, монтморилло- нит	Гидрохлорит- гидрослюдис- то-каолиниго- вая (70—150): I — кварц; II — каолинит, гидрослюда, гидрохлорит, лейкоксен, гетит	Гидрослюдис- то-каолиниго- вая (80—150)
Вышелачи- вания	Керолитовая: I — серпен- тин, магне- тит, оливин, хромит; II — керолит, карбонаты, гарниерит	Каолинит-гид- рослюдис-то- гидрохлори- товая (10—15): I — пироксен, амфибол, пла- гноклаз, цон- зит; II — гидрохлор- рит, гидрослю- да, каолинит, гидроксида железа и мар- ганца	Каолинит-гид- рослюдис-то- гидрохлори- товая (50): I — кварц, роговая об- манка; II — гидро- слуда, гидро- хлорит, каоли- нит	Гидрослюдис- то-гидрохлор- итовая: I — минералы исходных по- род; II — гид- рослюда, гид- рохлорит	Гидрослюдис- то-гидрохлор- итовая: I — хлорит, серпентин, кварц; II — гидрослю- да, гидрохлор- рит
Дезинтегра- ции	Дунитов, пе- ридогитов, серпентини- тов	Базальтов, диа- базов, габбро, амфиболитов	Гранитов, гра- нодиоритов	Туфов, туффи- тов, туфолов с прослоями пор- фиритов	Аргиллитов, глинистых сланцев, эффузивно- осадочной толщи

П р и м е ч а н и е. Минералы коры выветривания: I — остаточные, II — гипергенные; в скоб-
ках — мощность зон, м.

Латеритный профиль. К корам выветривания латеритного профиля и продуктам их ближнего перераспределения в Юго-Западном Присалаирье приурочена серия мелких месторождений и рудопоявлений бокситов двух морфогенетических типов: остаточно-латеритных или латеритных (Семеновско-Красилоское, Гришихинское, Вочкаринское, Левобехтемирское) и латеритно-

осадочных (диагенетических) в карсте (Смазневское, Тюхтинское, Ларихинское, Троицкое, Черноозерское).

Строение остаточного-латеритного профиля покажем на примере разреза скв. 401 Семеновско-Красиловского рудопроявления бокситов. Корообразующими породами здесь являются сланцы, туфы, туффиты и порфириты, имеющие тектонический контакт с известняками. В приконтактной зоне породы субстрата сильно трещиноваты, брекчированы и местами пиритизированы [Баранов и др., 1979]. Кора выветривания, перекрытая аллохтонными суглинками мощностью 13 м, проникает на глубину более 200 м. Под суглинками до глубины 23,3 м прослеживаются кирпично-красные глины гидрослюдисто-каолинитового состава с обломками бокситов, ожелезненных сланцев и окварцованных известняков. Далее до 27,7 м залегает каменистый боксит с бобовой текстурой и алуможелезисто-гипсбситовой основной массой. В бокситах отмечается эпигенетическая каолинизация. Глубже (до 38 м) идут кирпично-красные железисто-каолинистые бесструктурные глины с бобовинами боксита и скоплениями каолинита, постепенно переходящие в пестроцветный глинистый структурный эловый: сначала каолинит-гидрослюдистого состава, а с глубины 132 м в них наблюдаются монтмориллонит и линзы бурого железняка. С 186,5 до 199 м прослеживаются брекчированные сапролиты хлорит-гидрослюдистых сланцев с реликтами импренящий пирита. Изменение химического состава в профиле проявлено в увеличении содержания SiO_2 и уменьшении Al_2O_3 (общий и свободный), Fe_2O_3 и П.п.п. вверх и вниз по разрезу от горизонта каменных бокситов. Устойчивым является повышенное содержание TiO_2 (табл. 15).

Таблица 15. Химический состав фаций коры выветривания Семеновско-Красиловского проявления бокситов, % (составлена по данным В. К. Баранова и др. [1979])

Фация	Интервал, м	Число проб	SiO_2	Al_2O_3		Fe_2O_3	FeO	TiO_2	П.п.п.
				общий	свобод.				
I	13,0—23,3	10	34,9	27,6	8,0	19,6	0,9	1,5	12,9
II	25—27,6	2	11,7	38,8	27,5	28,9	0,2	1,4	19,9
III	27,6—34,0	6	35,1	32,0	7,0	16,8	1,6	1,7	13,0
IV	55,7—150,0	10	53,8	15,8	н/о	7,7	0,2	0,9	6,5
V	181—185,6	1	67,0	11,1	н/о	7,0	2,3	0,7	4,2

П р и м е ч а н и е. I — красноцветные глины с обломками бокситов; II — каменные бокситы; III — кирпично-красные бокситоносные глины; IV — пестроцветные гидрослюдисто-каолинистые глины; V — сильновыветрелые хлорит-гидрослюдистые сланцы. Содержания MnO, CaO и MgO находятся в пределах 0,1 — 1,35 %.

Таким образом, основная часть разреза в скв. 401 сложена гидрослюдисто-каолинистыми пестроцветными структурными глинами, выше которых залегают феррисилитные глины и еще выше — почти 15-метровый горизонт — бокситовая брекчия и каменный боксит. Содержание глинозема в бокситоносных образованиях в среднем около 65 %, причем меньше половины этого

количества приходится на свободный глинозем (см. табл. 15), что подтверждает правомочность отнесения данного разреза к латеритному профилю.

Более сложное строение имеют латеритно-осадочные профили выветривания, что ниже покажем на примере Вагановского месторождения Салаирского плоскогорья. К пестроцветным глинистым образованиям этого профиля, выполняющим карстовые полости, приурочены бокситы ближнекарстового типа, по Г. И. Бушинскому [1971]. Карстовые депрессии развиты вдоль контактов эффузивных и эффузивно-осадочных, преимущественно сланцевых, толщ с карбонатными породами. Как отмечает В. П. Казаринов [1958], снизу вверх по разрезу от пестроцветной глины к бокситовой, далее к рыхлому и каменному бокситу повышается количество гиббсита и снижается содержание каолинита.

Если в Юго-Западном Присалаирье доминируют площадные коры выветривания, то в пределах Салаирского плоскогорья — линейные в центральной части, линейно-площадные (линейно-карстовые) на северо-востоке и северо-западе. Мощность образований коры выветривания здесь чаще составляет 5—20 м, по тектонически ослабленным зонам, нередко минерализованным (пиритизированным), вдоль контактов алумосиликатных и карбонатных пород достигает 200 м и более. Преобладают здесь также гидрослюдисто-каолиновые профили выветривания, хотя, как отмечает В. К. Баранов и соавторы [1979], в случае развития мощных кор нередко устанавливаются в верхах разреза каолиновые и нонтронитовые глины. Заметно шире здесь присутствуют продукты местного переотложения кор выветривания — галька и валуны оолитовых бокситов, натечных и колломорфных гетитов, которые широко распространены в составе многих россыпей Егорьевской и других золотоносных площадей Салаирского кряжа.

Примером коры выветривания, развитой по породам печеркинской свиты, может служить разрез по буровой скважине на Каменушинской площади. Согласно описанию Л. А. Иванин [Баранов и др., 1979], в этом разрезе ниже аллохтонных суглинков можно выделить такие фации коры выветривания:

— 7,6—83 м — кирпично- и охристо-красные алевропесчано-глинистые отложения гетит-гидрослюдисто-каолинового состава, насыщенные обломками кварца, кварцита, буро-го железняка и нацело каолинизированных туфов; обломки размером 2—3 см неокатаны, неотсортированы, встречаются глыбы с реликтовыми структурами порфиритов и туфобрекчий;

— 83—106,7 м — пестроцветные песчаные глины того же состава, но с отчетливой реликтовой брекчиевой структурой исходных пород;

— 106,7—107,7 м — красные песчано-алевритовые карстовые глины (к сожалению, термин “карстовые” не объясняется; видимо это глины, намывные в структурный элювий карста как это имеет место на описываемых месторождениях — Ред.);

— 107,7—138,5 м — красные, розовато-бурые и светло-розовые сначала до 134,5 м гидрослюдисто-каолиновые глины с реликтовой структурой сланцев, затем каолинит-гидрослюдистый элювий по кислым эффузивам; в глинах наблюдаются желваки бурых железняков и обильные обломки кварца.

Далее до забоя скважины (223,6 м) прослеживается чередование дресвяно-глинистого и каменного структурного элювия с сапролитами кварцевых порфиров и туфобрекчий, участками сильно пиритизированных.

Важно подчеркнуть, что в пределах Салаирского плоскогорья, как и в Юго-Западном Присалаирье, очень широко распространены продукты местного переотложения кор выветривания, которые либо заполняют карстовые воронки, либо развиты в депрессиях, расположенных в полях развития карбонатных пачек, обычно вблизи контактов с ними алмосиликатных пород, в той или иной степени пиритизированных. С корами выветривания здесь связана большая часть месторождений и проявлений бокситов, огнеупорных глин, минеральных красок и железных руд (преимущественно гетитовых). Причем в одном и том же проявлении часто присутствуют как огнеупорные глины, характеризующиеся низким содержанием оксидов и гидроксидов железа, а также свободного глинозема, так и выпеназванные разности пород, обогащенные этими компонентами.

Характерным примером подобных объектов уже давно служит Вагановское месторождение бокситов и огнеупорных глин (см. рис. 14), изученное и описанное в свое время М. П. Нагорским [19436]. Месторождение состоит, по его данным, из нескольких бокситовых тел, часть из которых приурочена к карстовым воронкам в известняках, а другая — к пестроцветным глинам обширной Вагановской впадины, где известняки находятся в тектоническом контакте с песчаниками, альбитофирами и другими породами пещеркинской свиты. Карстовые воронки особенно охотно развиваются на контакте известняков с алмосиликатными породами — диабазами, песчаниками, сланцами. Бокситы образуют наклонные линзовидные тела (рис. 16), которые, соединяясь, формируют рудный горизонт. Кора выветривания в данном случае представлена ярко окрашенными глинами, местами хорошо сохранившими первичную структуру, с неравномерно рассеянной вкрапленностью мелких кубиков псевдоморфоз лимонита по пириту. В висячем боку элювиальных глин залегают пестроцветные делювиальные глины, названная природа которых определяется по брекчиевой текстуре. Среди них выделяются желтые охристые, жирные пестроцветные, бокситизированные, огнеупорные и другие разности глин.

Желтые охристые глины, развитые в неглубоких карстовых воронках, часто переполнены желваками, корочками и крупными кусками (до 2 м³) бурых железняков, которые в прошлом добывались для Гурьевского завода. Жирные пестроцветные глины ярко окрашены в красные, розовые, белые и другие цвета. Бокситизированные их разности, с которыми тесно связаны и бокситы, содержат пизолиты лимонита. Огнеупорные глины образуют гнезда и полосы. Они либо совершенно белые, либо окрашены в бледный кремовый и розовый цвет. Аналогичные огнеупорные глины свойственны и Апрельскому месторождению.

Мелкие карстовые воронки выполнены желтыми охристыми глинами. В более крупных карстах развиты чаще все упомянутые разновидности глин. Рудное тело бокситов залегает в бокситизированных глинах. Среди бокситов выделяются оолитовые глинистые, рыхлые и каменные разности. Химический и минералогический составы развитых на месторождении типов руд и пестроцветных глин приведены в табл. 16 и 17.

Т а б л и ц а 16. Средний минеральный состав пород Вагановского бокситопоявления, % (по М. П. Нагорскому [19436])

Типы руд и пород	Гиббсит	Каолинит	Гематит	Лимонит	Рутил
Отбеленный каменистый боксит	81,8	6,5	6,3	—	3,20
Отбеленный рыхлый боксит	68,1	20,4	6,44	—	3,76
Окрашенный рыхлый боксит	54,6	14,3	22,1	3,0	2,21
Глинистый боксит	39,4	26,7	27,7	1,5	—
Аллит	21,5	47,7	22,7	3,8	2,07
Бокситоподобная глина	3,1	67,7	17,0	7,7	1,15
Пестроцветная глина	нет	67,7	11,7	9,6	1,10
Желтые охристые глины	нет	75,0	5,2	15,0	1,0

Т а б л и ц а 17. Химический состав продуктов коры выветривания в карстах Вагановского бокситопоявления, мас. % (по М. П. Нагорскому [19436])

Типы руд и пород	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O	П.п.п.	Кол-во анализов
Отбеленный каменный боксит	3,05	56,10	6,30	3,76	0,79	29,50	5
Отбеленный рыхлый боксит	9,55	52,65	6,44	3,76	0,87	26,21	17
Рыхлый боксит	6,67	41,38	24,60	2,21	0,93	21,27	41
Глинистый боксит	12,0	36,26	29,04	2,46	0,68	17,56	31
Аллит	22,2	36,86	25,97	2,07	1,04	14,66	52
Бокситизированная глина	31,6	28,70	23,59	1,97	1,15	11,58	24
Пестроцветная глина	34,5	26,75	19,87	1,10	1,23	10,58	4
Каменистый боксит	2,01	31,77	43,35	2,51	1,59	16,42	13

В заключение краткой характеристики кор выветривания Салаирского кража сформулируем в еще более сжатом виде наиболее важные, на наш взгляд, их особенности.

Процессы формирования кор выветривания и продуктов их недалекого переотложения развивались селективно. Устанавливается связь их с площадями развития карбонатных толщ и пиритизированных пород. Наиболее глубокие профили выветривания формировались по пиритизированным алломосиликатным породам вдоль тектонических контактов их с нижнекембрийскими известняками.

В Юго-Западном Присалаирье доминируют площадные коры выветривания, в Салаирском плоскогорье и в его сочленении с Томь-Кольванской складчатой зоной (Евсинская группа месторождений огнеупорных глин) — линейные, линейно-карстовые. Их ориентировка обусловлена тектоническими нарушениями и линейным залеганием исходных пород. Среди структурного глинистого элювия выделяется две разновидности: отбеленный и пестроцветный. Пестроцветный элювий возникает на алломосиликатных породах вблизи их контакта с карбонатными толщами, отбеленный — на удалении от них. По мере удаления от известняков в элювии повышается содержание SiO₂ и понижается Al₂O₃ и Fe₂O₃. Постоянной типоморфной примесью в породах всех профилей выветривания является TiO₂.

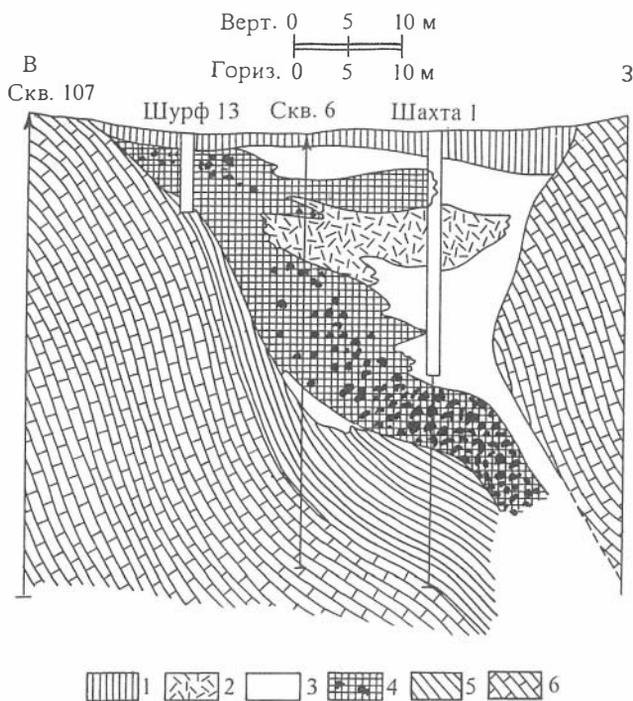


Рис. 16. Геологический разрез по разведочной линии (скв. 107, шахта 1) Вагановского проявления бокситов и огнеупорных глин (по Н. П. Нагорскому [19436]):

1—3 — глины: 1 — бурые, 2 — жирные пестроцветные, 3 — белые огнеупорные; 4 — рыхлый боксит с каменистым; 5 — кора выветривания; 6 — известняк.

Пестроцветные коры выветривания преимущественно каолинитового, гидрослюдисто-гетит-каолинитового и гидрослюдистого состава, с примесью гиббсита и других новообразованных глинистых, окисных, а также реликтовых минералов. К ним приурочены проявления бокситов, железных руд, минеральных красок и огнеупорных глин. В значительной части пестроцветных глин содержатся продукты близкого переотложения, представленные обломками местных в разной степени выветрелых коренных пород. Нередко в них отмечаются незлювиальные образования: каолинизация глинистого элювия, каменных бокситов и обломков пород, омарганцевание, лимонитизация и др.

Глава IV. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Как показано в предыдущих главах, исходным субстратом золотоносных кор выветривания служили гидротермально измененные породы, содержащие выщелоченные количества золота, убогую вкрапленность сульфидов, прожилковую и штокверковую кварцевую и кварц-баритовую минерализацию. Наличие в материнских породах сульфидных импреньяций дает формальное основание продукты их выветривания относить к образованиям зоны окисления. Поскольку рудные концентрации золота локализуются главным образом в глинистом элювии, порой испытывавшем местное механическое переотложение, и роль рассеянных сульфидных вкрапленников (местный фактор) в формировании профиля выветривания по сравнению с региональными факторами чрезвычайно мала, мы данные образования относим не к зонам окисления, а к рудоносным корам выветривания. По ряду морфологических, минералогических и геохимических признаков они отличаются от региональных кор выветривания. Согласно классификации Ф. Н. Шахова [1946], их можно считать рудными выходами карстового типа, которому присуще сочетание пород, возникших за счет химического выветривания, с породами, механически перемещенными к центру карста. Лишь в низах разреза, в зоне сапролитов, *in situ* сохраняются морфологические признаки окисленных вкрапленных сульфидов — кэппинги по А. Локку [Locke, 1926].

Геологическое картирование Апрельского и Егорьевского месторождений и их районов позволило выделить две генетические и пространственно связанные разновидности формации коры выветривания: остаточную и переотложенную, по классификации В. П. Казаринова [1958]. Остаточная кора выветривания, являющаяся объектом нашего исследования, вмещает рудную элювиальную золотоносность; в основании переотложенной коры, выделяемой в районе как кочковская свита, локализуются россыпи.

Продукты остаточной коры выветривания в большинстве приурочены к тектонически ослабленным зонам и погребены под неоген-нижнечетвертичными отложениями, главным образом ложково-склонового ряда, и средневерхнечетвертичными существенно субаэральными глинами и суглинками краснодубровской свиты. Поэтому в современном рельефе линейно-карстовые формы проявлены слабо. Мощность аллохтона в районе Апрельского месторождения составляет первые метры, а Егорьевского — до 40 м.

Несмотря на разное количественное соотношение алюмосиликатных и карбонатных пород субстрата Апрельского и Егорьевского районов, их коры выветривания имеют много общего и отличаются главным образом по морфологии и интенсивности гипергенного преобразования исходного субстрата. В полном профиле линейно-карстовых кор выветривания выделяются следующие зоны: сапролитов, каменного структурного элювия, глинистого структурного элювия, бесструктурных глин, местного переотложения. Каждая из них обладает специфическими морфологическими чертами, придающими коре выветрива-

ния сложное строение. Можно наблюдать резкую смену нескольких морфологических разновидностей пород, не увязывающихся друг с другом на коротком интервале ни по простиранию, ни по падению исходных пород (рис. 17), что свидетельствует о сложной истории корообразования и частой смене физико-химических условий в пределах даже локальных участков.

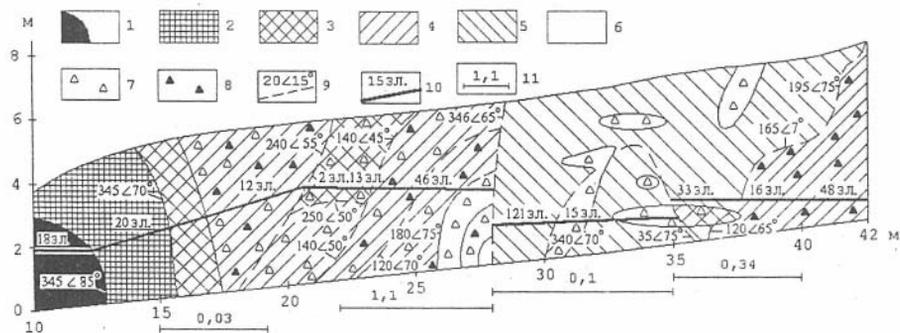


Рис. 17. Геологическое строение золоторудного тела коры выветривания Апрельского месторождения (деталь, уступ 5, начало зарисовки в 10 м на северо-запад от ПК-12):

1 — залежь бурых железняков; 2 — глинистый структурный элювий сланцев, интенсивно пропитанный привнесенными гидратами оксидного железа; 3 — красноцветный глинистый элювий; 4 — желтовато-коричневые литобрекчии; 5 — желтые глины; 6 — белые глины; 7 — щебенка кварца; 8 — обломки и конкреции бурых железняков; 9 — тектонические нарушения и элементы их залегания; 10 — места взятия бороздовых проб и количество в них свободных золотин; 11 — интервалы с аномальным содержанием золота по данным пробирного анализа (мг/г).

IV.1. Легенда фаций коры выветривания

Анализируя рис. 17—19, видим, что традиционные приемы документации, когда с пород условно снимаются все гипергенные изменения и описываются они по их первичному составу, при картировании кор выветривания не приемлемы. Для выявления факторов, контролирующих золотоносность, необходим новый подход к картированию с применением легенды, позволяющей расчленять фации коры выветривания не только по исходному субстрату, но и по степени и направленности его гипергенного преобразования. Опыт показывает, что при геологической документации, сопровождаемой геохимическим опробованием и отбором эталонной коллекции каменного материала для комплексных лабораторных исследований, целесообразно отражать следующие главные макроособенности пород коры выветривания.

1. Исходные породы: состав, распространенность, элементы залегания и т. п.

2. Породы остаточной коры выветривания:

— степень их гипергенного преобразования: сапролиты, каменный и глинистый структурный элювий, бесструктурный глинистый элювий, материал местного переотложения;

— характер направленности и интенсивности гипергенного изменения: осветление (слабое, интенсивное), т. е. каолинизация, обогащение местными или пропитывание привнесенными гидратами железа и марганца (слабое, интенсивное), бокситизация;

— продукты окисления сульфидной минерализации: кэппинги, губки, структурные лимониты, вторичные рудные минералы, лимонитовые, кварцевые, баритовые и другие сыпучки;

— реликты гипогенной минерализации: гидротермально измененных пород, сульфидных импреняций, кварцевых, кварц-баритовых жил, прожилков и штокверков.

3. Продукты наложенной, эпигенетической коры выветривания: лимонитизированные и осветленные глины, прожилки каолинита и маршаллита.

4. Автохтонные и аллохтонные отложения, перекрывающие остаточную кору выветривания.

5. Элементы неотектоники.

6. Все остальные свойства пород коры выветривания, традиционно изучающиеся при региональных исследованиях (слоистость, окраска, гранулометрический состав, элементы залегания и т. д.).

Эффективность применения подобной легенды при оценке золотоносности коры выветривания нами впервые была показана на примере картирования карьера Апрельского месторождения огнеупорных глин [Росляков и др., 1982]. Столь же успешно она использована при документировании скважин при разведке на золото коры выветривания Егорьевского месторождения и экспертной оценке золотоносности элювиальных глин Июньского, Ариничевского и Каменишинского месторождений Салаира, Васильковского — Северного Казахстана, Аркальского и Ашутского — Тургая [Росляков, 1981; 1988]. Составленные по такой легенде планы и разрезы (см. рис. 17, 18) позволяют на геологической основе интерпретировать геохимические данные и устанавливать природу золотоносности в коре выветривания и ее исходном субстрате, что покажем ниже на конкретных примерах.

IV.2. Морфологические черты золотоносных кор выветривания

Изученные коры выветривания сформированы на интенсивно дислоцированных, смятых в пloyчатую складчатость и разбитых тектоническими нарушениями породах. Наиболее глубокие их участки, достигающие 100—150 м, тяготеют к долгоживущим разломам, к контактам пород разного состава, чаще карбонатных с алмосиликатными, что придает корам выветривания линейно вытянутый характер и сходство с региональными кора́ми Салаира. Как видно из рис. 17—19, в строении кор выветривания участвует много морфологических разностей и количественные их соотношения в значительной мере определяются составом материнских пород. Его своеобразие состоит в том, что наряду с относительно устойчивыми к выветриванию алмосиликатными породами развиты химически активные карбонатные отложения и зоны сульфидных импреняций. Причем каждая исходная порода выветривается только по ей свойственной схеме и даже конечным глинистым продуктам придает специфический морфологический облик. Например, механизм выветривания двуслодистых метасоматитов осуществляется по двум макросхемам: 1) сульфидизированные метасоматиты превращаются в сподистые красноцветные или “рябчиковые”

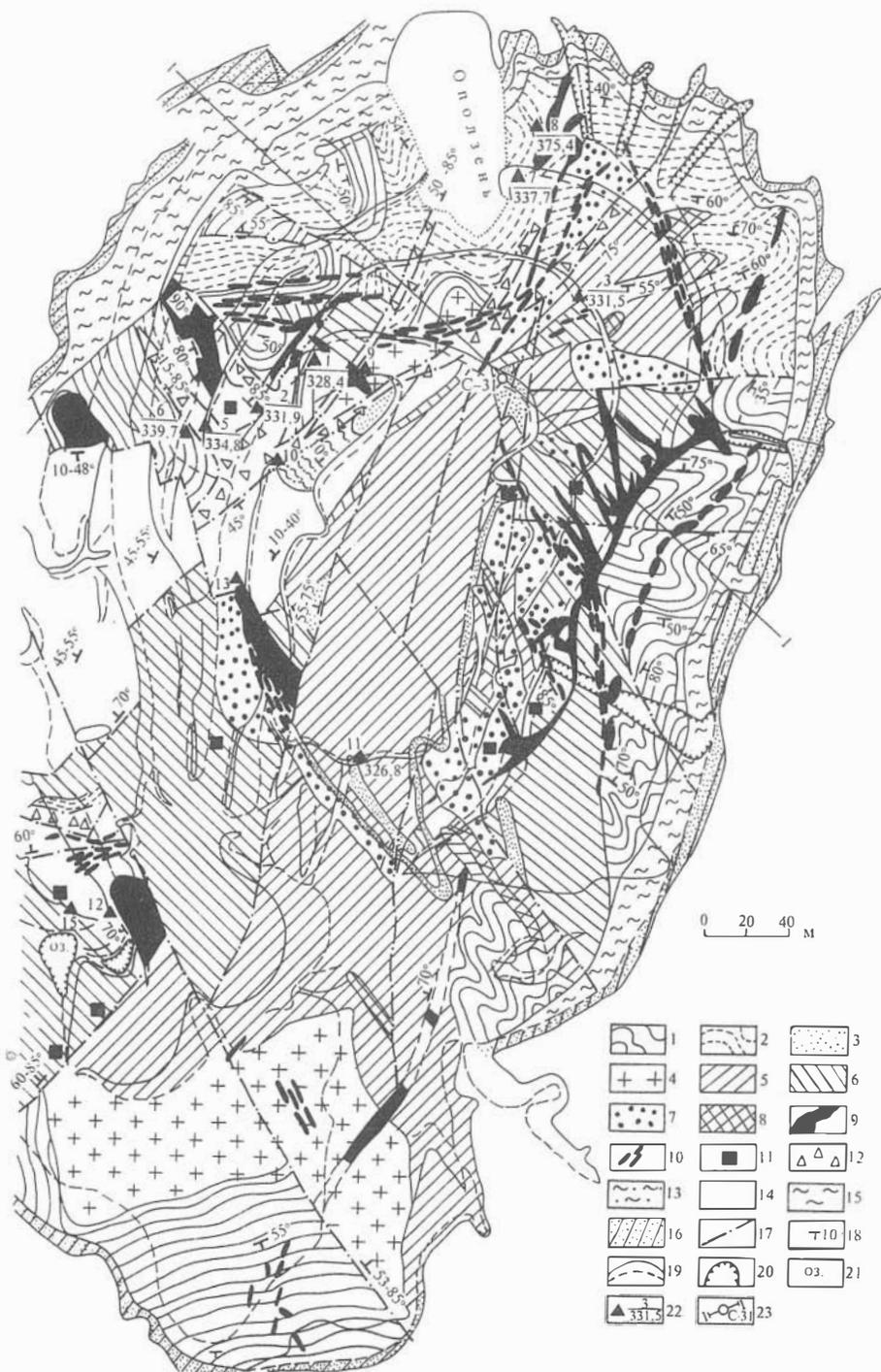


Рис. 18. Геологическое строение золотоносной коры выветривания Апрельско-го месторождения огнеупорных глин:

1 — кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы, выветрелые от стадии сапролитов и каменного структурного элювия; 2—4 — то же, но углистые сланцы, песчаники и дацитовые порфиры соответственно; 5 — элювиальные каолиновые и каолинит-гидрагиллитовые глины; 6 — красноцветные элювиальные и элювиально-делювиальные гетит-каолиновые глины; 7 — красные боксито-подобные глины (гетит-гидрагиллит-каолиновые); 8 — светлые окаменелые бокситы; 9 — залежи и линзы бурых железняков; 10 — кварцевые жилы и штокерки; 11 — обломочный перетолженный материал окисленных рудных выходов; 12 — зоны литобрекчий; 13 — серые аллохтонные глины; 14 — серые аллохтонные алевролиты; 15 — бурые аллохтонные глины; 16 — субаральные лессовидные суглинки; 17 — тектонические нарушения; 18 — элементы залегания; 19 — горизонтальная проекция стенок уступов карьера; 20 — современные овраги; 21 — источники подземных вод; 22 — топографические пикеты с высотной отметкой; 23 — профили разведочных и поисковых скважин.

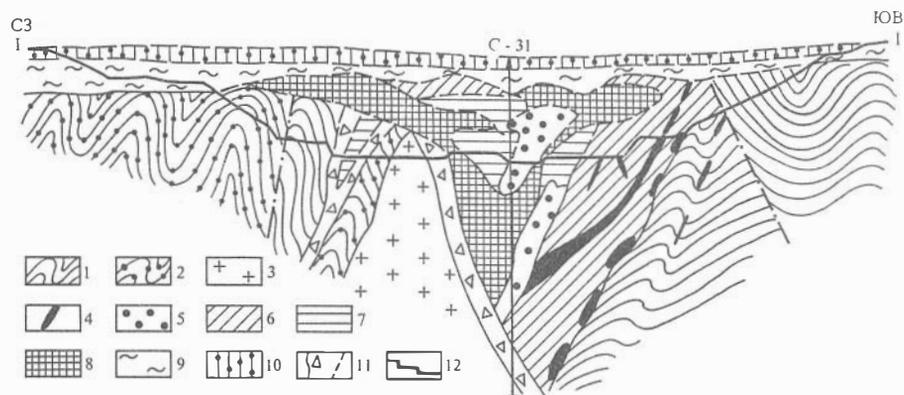


Рис. 19. Геологический разрез коры выветривания Апрельского месторождения по линии I — I (см. рис. 18):

1 — выветрелые кварц-серицитовые сланцы; 2 — выветрелые углистые сланцы; 3 — выветрелые эффузивы и их туфы; 4 — залежи бурых железняков; 5—9 — глины: 5 — красноцветные бокситоносные, 6 — красноцветные, 7 — белые каолиновые некондиционные, 8 — белые каолиновые огнеупорные, 9 — каолиновые перетолженные; 10 — аллохтонные лессовидные суглинки; 11 — тектонические нарушения и зоны дробления; 12 — дно карьера.

глины с конкрециями бурых железняков; 2) бессульфидные метасоматиты дают светлые слоистые и желтые "рябчиковые" глины.

Чем разнообразнее состав и сложнее строение исходных пород, тем мозаичнее и пестроцветнее развитие на них коры выветривания. В каждом профиле можно встретить почти все разновидности пород, приведенных в вышеупомянутой легенде. Однако преобладание в профиле той или иной фации пород коры выветривания определяется главным образом интенсивностью прошедшего гипергенного процесса и соотношением в исходном субстрате алюмосиликатной и карбонатной составляющих. В коре выветривания, развивающейся

главным образом по алюмосиликатным породам, как это имеет место на Апрельском месторождении, доминируют: сапролиты в основании профиля, белые и кремовые огнеупорные глины в центральной части, красноцветные глины и бурые железняки на их периферии (см. рис. 18, 19). В коре выветривания на карбонатных породах с прослоями алюмосиликатных разностей в основании профиля нередко развивается обогащенный марганцем горизонт, а основная часть разреза сложена пестроцветными глинами, перемежающимися с обломочным материалом прослоев выветрелых алюмосиликатных пород (рис. 20).

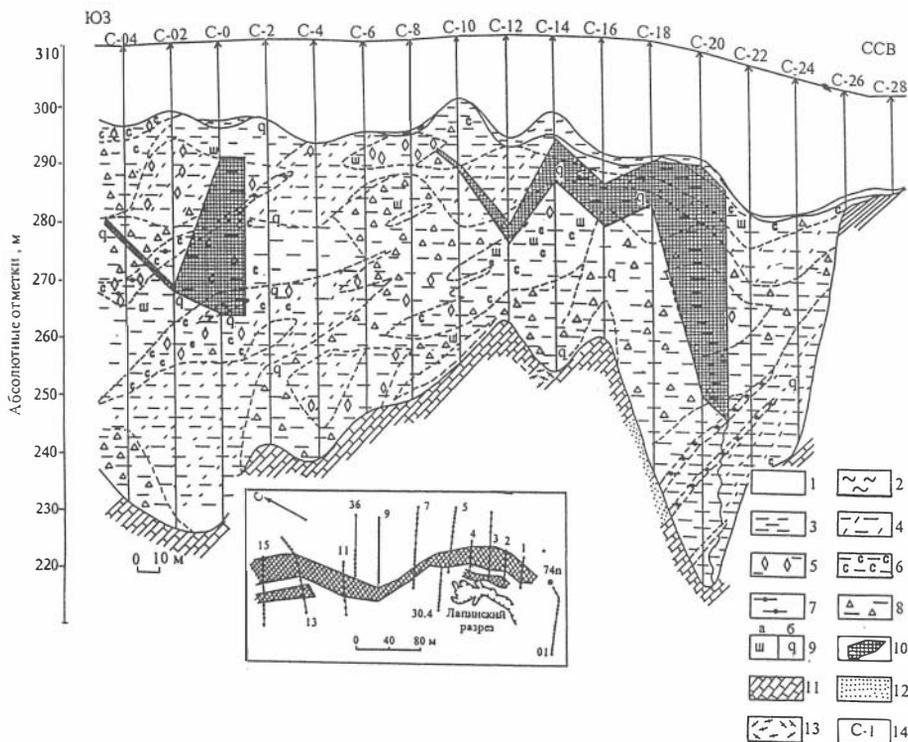


Рис. 20. Геологический разрез коры выветривания Егорьевского месторождения (р. л. 13):

1 — покровные суглинки и глины красnodубровской свиты; 2 — красноцветные глины кочковской свиты; 3—10 — фации коры выветривания: 3 — красно-бурый глинисто-алевритистый структурный элювий ("рябчиковые" глины), 4 — желтовато-красные алевриты, "рябчиковые", 5 — светлых тонов структурные каолиновые глины, 6 — серовато-желтые структурные каолинит-мусковит-парагонитовые глины, 7 — бурые каолинит-слоистые структурные глины; 8 — красноцветные "мусорные" брекчи глинистой фации, 9 — обломки слюдитов (а) и кварца (б), 10 — золоторудные тела; 11—13 — корообразующие породы: 11 — известняки, 12 — песчаники, 13 — кварц-мусковит-парагонитовые метасоматиты; 14 — номера разведочных скважин. На врезке — схема расположения разведочных линий и морфология рудного тела под покровными отложениями.

В силу неоднородной устойчивости исходных пород к химическому выветриванию и их тектонической проработке, среди сапролитов могут встречаться горизонты каменного структурного элювия, а среди структурных глин — блоки менее выветрелых пород типа “псевдобрежчий”. Более детально морфология кор выветривания этих крайне различных по исходному субстрату объектов характеризуется следующими чертами.

Апрельское месторождение. В карьере месторождения, глубина которого около 60 м, невыветрелых пород не встречено. Детальное картирование уступов карьера показало, что среди широко развитых в его бортах сапролитов, воронкообразно круто погружающихся к центру карста на глубину более чем 150 м (см. рис. 19), выделяются в различной степени осветленные, обогащенные местными и привнесенными гидроксидами железа выветрелые породы печеркинской свиты. Несмотря на существенное химическое преобразование, эти породы еще сохранили прочность и в них легко распознаются кэппинги, реликты хлоритизированных, серицитизированных и окварцованных пород, кварцевых и кварцбаритовых штокверков. В целом сапролиты представляют собой почти все морфологические разновидности, свойственные окисленным выходам полиметаллических месторождений Западного Алтая [Росляков, 1970]. Наибольшая неуследованность первоначальной структур и текстур наблюдается у сапролитов, развивающихся за счет выветривания кварц-серицитовых и углистых сланцев, а также песчаников. Сильно затупеваны эти свойства у сапролитов кварцевых порфиров, дацитовых порфиритов и их пирокластических разностей. Не встречено ни сапролитов, ни каменного структурного элювия известняков, прослой которых подсечены скважинами ниже дна карьера, на глубине более 100 м от поверхности.

Для сапролитов кварц-серицитовых сланцев характерны послойные линзочки кварца и его неправильные, но в общем ориентированные согласно слоистости микрозернистые агрегаты. Количество такого кварца, видимо гидротермального, достигает 30 %. К нему приурочены укрупненные лейсты реликтового серицита и прямоугольные пустоты от бывших вкрапленников сульфидов.

В сапролитах углистых сланцев углеродистый материал, составляющий 30—60 % от общей массы, образует прослой, неправильные и хлопьевидные скопления, ориентированные согласно с лепидобластами цемента. Углеродистый материал ассоциирует с серицитом, количество которого порой достигает 60 %. К укрупненным лейстам серицита тяготеет кварц, развивающийся в виде микроштокверка, отдельных жилочек и линз. Кварц-серицитовые агрегаты иногда занимают до 30 % площади шлифа, но обычно их около 10 %.

По серициту сапролитов кварц-серицитовых и углистых сланцев в значительной мере развиваются гипергенные минералы каолинитового ряда и группы гидроксидов железа, по доминирующей роли которых эти сапролиты подразделяются на осветленные и обогащенные или пропитанные гидратами оксидного железа.

Среди описанных выветрелых сланцев в центральной и северной частях карьера закартированы маломощные прослой сапролитов неравномернозернистых кварцевых, реже кварц-полевошпатовых песчаников с плохо окатанным и отсортированным обломочным материалом. В них, как и в сапролитах сланцев, сохранились укрупненные лейсты серицитов, ассоциирующие с гранобластовыми кварцевыми агрегатами и пустотами от выщелоченных сульфидов.

Вдоль тектонических разломов встречаются сапролиты монолитных брекчий, состав их обломочного и цементирующего материала представлен углисто-глинистыми и кварц-серицитовыми сланцами. Обломки составляют порядка 50 % от общей массы, имеют удлиненную форму с острыми ограничениями. Размер обломков около 12 см. Формирование этих брекчий происходило до корообразования вдоль волнообразного тектонического нарушения с северо-восточным простиранием и крутым падением на северо-восток и юго-запад. В монолитных литобрекчиях развиваются вкрапленники пирита и халькопирита, что свидетельствует об образовании этих пород до их сульфидизации (т. е. до золоторуденения).

Каменный структурный элювий более свойственен песчаникам, лавобрекчиям и туфопесчаникам. Он легко разламывается в руках и рассыпается при высыхании, хотя и сохранил микроструктуры исходных сапролитов. Элювий песчаников представлен слабо сцементированным глинистым материалом и песками соответствующего состава. Элювий пирокластических разностей — это обычно интенсивно осветленные и дезинтегрированные породы с отчетливыми реликтовыми порфиловыми выделениями или обломками кварца на фоне скрытокристаллической основной массы.

Как показали микроскопические исследования, каменный структурный элювий, обогащенный местным оксидным железом за счет замещения вкрапленников сульфидов лимонитом, макроскопически имеет желтую или коричнево-желтую окраску. Элювий, пропитанный привнесенным железом, имеет вишневые и красные тона. Таким образом, развитие на белом, вишневом и красном фоне полос желтых оттенков с псевдоморфозами лимонита по пириту служит одним из макроскопических критериев выделения сульфидизированных участков в каменном структурном элювии аллосиликатных пород.

Глинистый структурный элювий — наиболее широко распространенная фация коры выветривания. Он развивается по всем комплексам пород печеркинской свиты, включая их гидротермально измененные разности. По гранулометрическому составу структурный глинистый элювий варьирует от вязких и сухарных глин до алевролитов и псаммитов. Весьма изменчива и его окраска с преобладанием красных, белых, желтых и бурых тонов.

В глинах, возникших по андезитовым порфиритам, под микроскопом "просвечивается" пилотакситовая основная масса, состоящая из ориентированных лейст полевого шпата, почти нацело иллитизированного и каолинизированного. Встречаются редкие реликты интенсивно корродированных порфиловых выделений кварца и сосюритизированного плагиоклаза.

Глинистый структурный элювий дацитовых порфиров распознается по "просвечивающейся" в шлифах линофировой структуре, для которой характерно заметно ориентированное расположение реликтовых фенокристов кварца и полевого шпата в аллотриоморфно-пилотакситовой основной массе. Белье и кремевые огнеупорные глины Апрельского месторождения возникли главным образом за счет выветривания кислых вулканитов.

Элювиальные глины сланцев и вулканогенно-осадочных пород унаследуют от исходного субстрата слоистость, флюиальность и сланцеватость. Глинизация пронизываемых пород, в частности песчаников, алевролитов и пирокластических образований, привела к формированию бокситоподобных глин, являющихся специфичными для Апрельского месторождения. Поскольку эти глины служат маркирующим горизонтом, т. е. своеобразным геохимическим барьером, контролирующим осаждение оксидного железа, и легко диагностируются макроскопически, опишем их более подробно.

Как видно из рис. 18 и 19, **бокситоподобные глины** слагают линзовидные участки висячем боку скоплений бурых железняков, тяготеют к периферии белых глин и приурочены к неотектоническим нарушениям, радиально расположенным относительно центра карста. Более часто они встречаются на глубинах 35—50 м. Для глин характерно повышенное содержание красновато-бурых оолитов, равномерно распределенных в красном, реже белом глинистом цементе и придающих эловию крапчатость. В наиболее распространенных бокситоподобных глинах на долю оолитов приходится до 30 % от общей массы, причем 60—80 % из них имеют диаметр более 0,5 мм. По мере удаления от бурых железняков и приближения к белым огнеупорам в бокситоподобных глинах уменьшается количество оолитин и лимонита, пропитывающего красноцветные глины. Ослабевает красная и усиливается белая окраска этих морфологических разновидностей структурного эловия. Более резко осветление проявляется вдоль тектонических нарушений, что может служить признаком эпигенетического перераспределения железа в остаточной коре выветривания.

Столь же специфичными для коры выветривания Апрельского месторождения являются белые с розовым оттенком **каменные бокситы**. Они образуют отдельные мелкие крупнопадающие линзообразные тела, не выдержанные ни по мощности, ни по простиранию. Бокситы развиваются в верхней части профиля по периферии огнеупорных белых глин вблизи красных бокситоподобных разновидностей, тяготея к крупным тектоническим нарушениям с обильной инфильтрацией грунтовых вод. Для них, как и для красных бокситоподобных глин, свойственно оолитовое сложение. Иногда они имеют сотовую текстуру, обусловленную образованием пустот за счет выпелачивания бобовин, красный отпечаток от которых сохранился в окаменелом материале. Количество оолитов в бокситах колеблется в пределах 10—70 % от всей массы, диаметр их около 5—10 мм. По составу цемента и реликтового материала бокситы похожи на осветленные мелкозернистые песчаники и алевролиты. Количество оксидного железа, глинозема и кремнезема в бокситах составляет 1,4—2,4, 50—57 и 15—20 % соответственно при вариации кремниевого модуля в пределах 2—3,6.

В коре выветривания Апрельского месторождения заслуживают внимания **бурые железняки**, являющиеся неотъемлемой составляющей зон окисления серно-колчеданных залежей [Шаглун, 1948; Шахов, 1960; Aye et al., 1985; и др.]. На месторождении железняки слагают залежи, жиллообразные линзы и гнезда, конкреции и брекчиевидные тела (см. рис. 18), генетически связанные с выветриванием пород.

Залежи бурых железняков мощностью до 25 м развиты за пределами огнеупорных глин и обычно залегают в структурном эловии и сапролитах сланцев, не согласуясь с их слоистостью и сланцеватостью и тяготея к монолитным литобрежкам. Например, вскрытые северо-западной стенкой карьера залежи имеют северо-западное простирание и крутое 70—80° падение на юго-запад, тогда как общая ориентировка здесь сланцев северо-восточная при доминирующих углах падения 40—70° на юго-восток. По падению и простиранию залежи не оконтурены. Скважинами они подсечены и среди красноцветных эловяльных глин на глубинах около 100 м от дневной поверхности при падении в сторону центра карста. Как видно из рис. 19, скв. С-31 прошла через красноцветные бокситоподобные глины, сменившие бурые железняки, затем через мощную литобрекцию вошла в дацитовые порфиры, не встретив серно-колчеданных руд. Не подсечены они и более глубокими скважинами, пройденными со дна карьера на высплиивании по падению залежей бурых железняков в сапролитах кварц-серицит-хлоритовых сланцев.

Залежи бурых железняков состоят из темно-бурого натечного, редко массивного, ячеистого и землистого лимонита. В них установлено повышенное содержание марганца (7700 г/т по данным 43 анализов). По морфологии ячеек отдельные небольшие участки бурых железняков диагностируются как продукт окисления пирита. Более обычно залежи представлены лимонитовыми брекчиями, где мелкообломочный темно-бурый лимонит сцементирован аналогичным по окраске скрытокристаллическим лимонитом. В кластогенном материале присутствуют, наряду с лимонитом, обломки кварца, сланцев и других местных пород. Количество обломков иногда достигает 50 % и более. Лимонит цемента почти нацело замещает обломки вмещающих пород и имеет две разновозрастные формы выделения: тонкая сыпь, слагающая цемент, и нитевидные прожилки, секущие его. Есть основание полагать, что залежи бурых железняков возникли главным образом за счет оксидного железа, высвобожденного при осветлении корообразующих пород и вновь осажденного в ослабленных зонах разломов, в том числе заложенных до корообразования, по мере удаления от своего источника.

Жилообразные короткие линзы и мелкие гнезда бурых железняков в сапролитах сланцев широко развиты и залегают согласно с ними. Встречаются они и в глинистом элювии.

Конкреции бурых железняков, размером от первых до десятков сантиметров в диаметре, служат обычной составляющей красноцветных элювиальных глин, особенно вблизи залежей железняков.

Бесструктурный глинистый элювий, к которому нами отнесены глины, утратившие структуру исходной породы, но залегающие среди структурных элювиальных глин или имеющие с ними постепенные переходы, слагают верхнюю часть профиля выветривания. В нем преобладают белые, желтые, красные и пятнистые (сочетание трех первых окрасок) глины. Белые и желтые (кремовые) разности слагают центральную часть месторождения и используются как огнеупорное сырье. К периферии и с глубиной увеличивается роль красноцветных, ожелезненных глин.

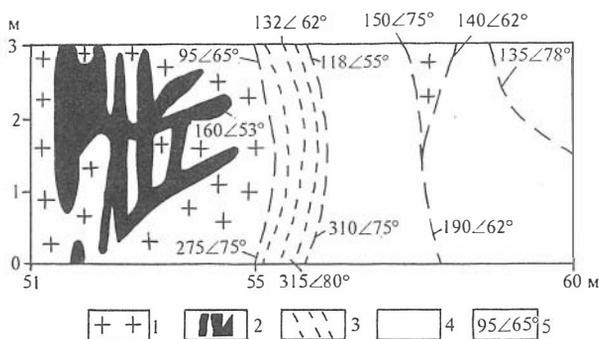
Важными критериями отнесения бесструктурных глин к элювию, залегающему *in situ*, являются реликты гипогенной минерализации, характер пликативных и дизъюнктивных структур и сохранение окраски при переходе от структурного глинистого элювия к бесструктурному.

Среди **реликтов** гипогенной минерализации наиболее индикаторными являются линейно вытянутые кварцевые штокверки. В кварце иногда сохраняются вкрапленники сульфидов, но более часто встречаются лишь пустоты от их выщелачивания. Постоянно обнаруживается реликтовый барит. Его количество порой заметно и тогда штокверк представлен кварц-баритовым составом, обычно с лимонитовым цементом. Кварцевые штокверки прослеживались наподобие маркирующих горизонтов от сапролитов и каменного структурного элювия вверх через структурные и бесструктурные глины до автохтонных или аллохтонных покровных отложений. Показателен в этом отношении штокверк, трансиррующий белые огнеупорные глины от поверхности до каменного структурного элювия дацитовых порфиров, вскрытого дном карьера (рис. 21). На верхних уступах карьера белые глины уже бесструктурные, штокверковый кварц превращен в сыпучку, напоминающую маршаллит, но секущее положение штокверка сохраняется и в глинах.

Рис. 21. Реликтовый кварцевый штокверк в глинистом структурном эловии дацитового порфира (зарисовка стенки уступа 1 в 51 м от ПК-1, см. рис. 18):

1 — белые огнеупорные глины (эловий дацитового порфира); 2 — кварцевый штокверк; 3 — интенсивно

расслабленный желтовато-коричневый глинистый структурный эловий сланцев; 4 — то же, но красноватый; 5 — неотектонические нарушения, их азимут и угол падения.



Эловиальные глины в значительной мере унаследуют **пликативные и дизъюнктивные структуры** исходных пород, а также элементы неотектонических подвижек, бесструктурные — имеют крутое залегание, согласное с залеганием близлежащего структурного эловия. В них сохраняются мелкие, часто асимметричные складки с углами падения 50—90°, которые, как и в сапропелитах сланцев, осложнены тонкой плейчатостью и серией тектонических нарушений, разбивающих все образования коры выветривания на мелкие блоки, обычно смещенные относительно друг друга (см. рис. 17—19).

В карьере отчетливо выделяются тектонические нарушения, имеющие общую с региональными зонами разломов ориентировку и местную, радиальную относительно центра карста. Среди первых закартированы две серии нарушений: сжатия и растяжения. Нарушения, связанные с деформацией сжатия, как правило, притертые, но главным образом по ним происходило перемещение отдельных блоков исходных пород в субмеридиональном и северо-западном направлениях. Блоковые подвижки присущи не только исходным породам, но и нацело глинизированным их разностям. Нарушениям сжатия свойственно синусоидальное строение как по падению, так и по простиранию, в силу чего азимуты их не выдержаны при преобладающей роли крутопадающих структур (более 60%). Тектонические нарушения, связанные с растяжением, имеют преимущественно северо-восточное простирание и крутое падение на юго-восток и северо-запад. Эти нарушения хорошо выдержаны по мощности и простиранию и выполнены брекчиями, обломки которых представлены слабо выветрелыми исходными породами, бурьми железняками, бокситами и “окашьями” глин. Есть основание считать, что нарушения сжатия и растяжения долгоживущие. Блоковые перемещения происходили до и после формирования эловия. Густая сеть неотектонических нарушений (на рис. 21 одно нарушение на метр), имеющих самую различную ориентировку, и длительная история их развития придали коре выветривания мозаичное строение, существенно усложнив ее морфологию.

Среди остаточных продуктов коры выветривания в отдельных блоках встречается материал **местного переотложения**. Его можно параллелизовать с переотложенной корой выветривания, но если продукты последней накапливаются у основания склонов, то описываемые образования имеют непосредственную связь с эловием, залегающим *in situ*. К ним можно отнести ранее упоминавшиеся лимонитовые брекчии и брекчии выполнения трещин растяжения.

Довольно часто, особенно в южном борту карьера, встречаются красноцветные глины, обогащенные угловатыми, слабо обработанными обломками кварца и бурых железняков. Количество обломочного материала колеблется от первых до 10 % и более. Их размер варьирует от 0,5 до 2 см, хотя иногда встречаются обломки, достигающие нескольких десятков сантиметров. Картирование обломочного материала показало, что его преобладающий состав контролируется местонахождением в элювии кварцевых штокверков и залежей бурых железняков и что при эрозии механическое перемещение их обломков ограничивалось первыми метрами. Поскольку кварцевые штокверки и железные шпалы на месторождении залегают раздельно, среди переотложенных глин формируются разности, обогащенные преимущественно или щебенчатым кварцем, или обломками бурых железняков. Не исключено, что накопление щебенки кварца и бурых железняков связано также с вымыванием глинистых частиц вниз карста вдоль крутого контакта глинистый — каменный элювий. Признаки “вымтых” глин наблюдались на дне карьера.

В заключение отметим, что химическое выветривание продолжалось и после формирования остаточных и переотложенных продуктов коры выветривания. **Эпигенетические процессы** развивались под действием региональных факторов, широко освещенных в литературе. В результате эпигенеза в древнем элювии образовались новые гипергенные минералы, что привело к изменению его окраски, возникновению прожилков, гнезд, корок и пленок новообразований; у бокситов выщелочена часть оолитин.

На месторождении широко развиты **аллохтонные отложения**, перекрывающие кору выветривания. Поскольку они не золотоносны, мы их рассматривать не будем, отметим лишь, что в пределах карста мощность аллохтона повышается и это может свидетельствовать об уплотнении карстового заполнения после возникновения линейно-карстовой коры выветривания. Смещение с заметной скоростью огромного блока элювия по пологому тектоническому нарушению сжатия нами наблюдалось в северном борту карьера. Видимо, такое явление происходило и в прошлом, и это существенно затрудняет корреляцию между отдельными морфологическими разновидностями коры выветривания.

Егорьевское месторождение. Сапролиты и каменный структурный элювий алюмосиликатных пород этого месторождения подобны таковым Апрельского карьера, тогда как известняки очень редко дают эти образования. Основными особенностями коры выветривания Егорьевского месторождения являются состав структурного и бесструктурного глинистого элювия, рыхлых образований местного механического переотложения и реликтовой минерализации. Эти особенности контролируются исходным субстратом: преобладанием легко растворимых карбонатов, а среди гидротермально измененных пород — устойчивых к выветриванию двуслюдястых метасоматитов.

По морфологическим признакам выделяются три доминирующие разновидности глинистого структурного элювия: выдержанные монотонные глины, пестроцветные глины, желтые и красноцветные слюдястые глины.

Монотонный глинистый элювий слагает выдержанные по простиранию на 100 м и более тела мощностью в несколько десятков метров. Для него характерна красно-бурая, желтовато-бурая до желтой окраска, на фоне которой развиваются мелкие (1—2 мм) густые белые крапинки. В практической работе этот элювий называют “рябчиковой” глиной. В нем сохраняются структуры метадиоритов, двуслюдяных метасоматитов и мергелистых известняков. “Рябчиковые” глины представляют собой структурные выветрелые выходы алломо-

силикатных пород, тела которых хотя и залегают в толще известняков, но имеют значительные размеры по мощности и простиранию.

Пестроцветный структурный глинистый элювий характерен для часто переслаивающихся в толще известняков алюмосиликатных прослоев. Типичным примером может служить разрез по р. л. 13 скв 14 (см. рис. 20). Здесь остаточная пестроцветная кора выветривания, перекрытая отложениями красnodубровской (мощность 13 м) и кочковской (мощность 3 м) свит, имеет следующее строение (сверху вниз):

— 16—20 м — желтые бесструктурные глины, осложненные розовыми полосами гидроксидов железа, гнездами и прожилками маршаллита, развивающегося за счет разрушения реликтов кварца;

— 20—23,8 м — желтовато-бурые структурные глины с отдельными реликтами двуслюдистых метасоматитов;

— 23,8—25,5 м — белые глины с прослойками углеродистого вещества, унаследованными от интенсивно корродированных останцов известняков;

— 25,5—27 м — желтые "рябчиковые" глины;

— 27—29,5 м — белые глины с прослойками углеродистого вещества и скоплениями гипергенных минералов марганца;

— 29,5—55,0 м — частое переслаивание (через 0,5—5,5 м) белых, желто-коричневых, желтых структурных глин и глинистых литобрекчий;

— 55,0—56,8 м — каменный структурный элювий метасоматитов;

— 56,8 м — забой скважины, углеродистые известняки.

Третья, наиболее интересная на рудное золото разновидность глинистого структурного элювия — слюдистые глины. Они имеют шелковистый блеск, мягкие и жирные на ощупь, легко растираются, оставляя на руке чешуйки слюды. Распространенность этих глин превосходит встречаемость двуслюдяных метасоматитов в разрезах глубоких скважин. Однако идентичность минеральных ассоциаций двуслюдяных метасоматитов и реликтовых слюд в глинах, а также частое присутствие в них реликтов этих метасоматитов свидетельствуют об их генетической связи и требуют решения вопроса о несоответствии их встречаемости в системе исходная порода — глинистый структурный элювий.

Известно, что слюды в щелочной обстановке, создаваемой при растворении известняков, вмещающих метасоматиты, довольно устойчивы к воздействию гипергенных процессов. На месторождении они наблюдаются даже в покровных глинах кочковской свиты, свидетельствуя об участии в ее составе местного материала.

В разрезах коры выветривания могут наблюдаться светлые слюдистые глины с желтыми тонами, желтые "рябчиковые" (и без вкрапленников) и красноцветные их разновидности в ассоциации с конкрециями и стяжениями лимонита. В отдельных разрезах в основании слюдистых глин накапливаются гипергенные гидроксиды марганца, придающие им черную окраску. Наличие в слюдистом элювии реликтового кварца или развитого по нему маршаллита повышает перспективу его золотоносности.

Бесструктурный глинистый элювий наследует морфологические черты от структурного элювия, но более контрастно дифференцируется по цвету даже с образованием полосчатости — от снежно-белых до коричневых и черных слоев на преобладающем желтом, красном и пятнистом фоне. Цветовые границы в глинах обычно субгоризонтальные (чаще 10°, реже 25°), несогласные с залеганием пород в эндогенной зоне. Переход из одного цвета в другой то постепенный, то резкий и не выдержан ни по падению, ни по простиранию, что свидетельствует о быстрой смене физико-химических условий при осаждении краси-

теля, главным образом гетита и гематита. Возникновение субгоризонтальной полосчатости в бесструктурных глинах, скорее всего, обязано эпигенетическим процессам и частой смене глеевых и окислительных обстановок в силу многократного амплитудного колебания палеоуровня грунтовых вод в ранее сформированной коре выветривания.

На Егорьевском месторождении, в отличие от Апрельского, красные бокситоподобные глины встречаются реже и не сохранили структуры исходных пород. Они имеют подчиненное значение и их присутствие служит критерием местоположений путей движения железозоносных водных растворов.

Еще одной морфологической особенностью коры выветривания Егорьевского месторождения является, как и следовало ожидать, обилие продуктов местного механического перетолжения. В некоторых местах обломочные породы слагают весь разрез рыхлой толщи — от подошвы красnodубровских суглинков до известняков на глубинах 100 м. С определенной условностью можно выделить три разновидности этих образований: “мусорные” брекчии; рыхлые литобрекчии; песчано-глинистые осадки.

“Мусорные” брекчии развиты очень широко в самых различных частях разреза коры выветривания. Сложены они разномерными, как правило остроугольными, глинизированными обломками различных пород, погруженными в глинистую массу. В обломках в переменных количествах одновременно присутствуют двуслюдяные метасоматиты, песчаники, сланцы, метадiorиты и даже известняки, т. е. практически все переслаивающиеся в карбонатной толще породы эндогенной зоны. Очень часто встречаются обломки белого кварца.

Рыхлые литобрекчии отличаются от “мусорных” брекчий однородностью состава обломков и цемента. В отличие от монолитных эндогенных литобрекчий Апрельского месторождения эти разности дезинтегрированы и имеют гипергенную природу. Они, как правило, залегают на известняках в подошве карста под элювиальными глинами. По керну скважин наблюдаются плавные переходы от каменного структурного элювия через рыхлые литобрекчии в глинистый структурный элювий. Правильнее думать, что литобрекчии сложены не обломочным материалом, а реликтами каменного структурного элювия в глинистом элювии, т. е. это не полностью глинизированный каменный структурный элювий алломосиликатных пород. В литобрекчиях часто встречаются скопления кварца, образуя иногда даже кварцевую сыпучку. Не исключено, что они являют собой бывшие кварцевые жилы, разрушенные при выветривании вмещающих их алломосиликатных пород.

Песчано-глинистые осадки, сформированные местным перетолженным материалом, ассоциируют с брекчиями, заполняя пространство между их обломками. Иногда они наблюдаются в виде самостоятельных темноцветных прослоев и горизонтов, вымытых в элювиальные глины и брекчии.

Таким образом, изученные коры выветривания имеют много общих свойств с региональными корами выветривания Салаирского кряжа. Детальное их картирование позволило выявить ряд морфологических признаков, присутствующих лишь корам выветривания, развивающимся на минерализованных породах.

IV.3. Минеральный состав фаций коры выветривания

При изучении минерального состава фаций коры выветривания с использованием микроскопического, рентгеноструктурного, микронзондового и термического анализов, инфракрасной спектрометрии, электронной микроскопии и иммерсионных жидкостей мы попытались охватить не только все выделенные на картах и в разрезах морфологические и генетические разновидности гипергенных продуктов, но и проследить эволюцию минеральных превращений в золотоносных фациях в зависимости от исходного субстрата. Определялся общий минеральный состав в системе исходная — выветрелая порода, а также состав глинистой, магнитной, электромагнитной и тяжелой фракций выветрелых вплоть до бесструктурных глин пород. Практически во всех изученных образцах пород и руд коры выветривания, а их было более тысячи, обнаружены в разных количественных и качественных соотношениях минералы трех главных генетических групп:

- 1) основного этапа корообразования;
- 2) эпигенетического преобразования коры выветривания;
- 3) реликтовых минералов исходных пород и эндогенной минерализации.

Эти минеральные парагенезисы, как правило, находятся совместно, что свидетельствует о сложности и длительности истории формирования золотоносных кор выветривания.

IV.3.1. Минеральные ассоциации основного этапа корообразования

К этим ассоциациям мы относим гипергенные минералы, сформированные в докарстовый и синхронный с карстообразованием этап выветривания вне зависимости от степени гипергенного преобразования исходного субстрата. Они определяют морфологический тип фаций коры выветривания.

Состав гипергенных породообразующих минералов основного этапа корообразования довольно прост и представлен каолинитом, вермикулитом, смешанослойными минералами, смектитом, гидраргиллитом, иллитом и кварцем (маршаллитом). Широко развиты гетит, гидрогетит и гематит, объединяемые нами общим термином лимонит. В качестве постоянной примеси, изредка формирующей отдельные маломощные горизонты, присутствуют минералы марганца. Количественные соотношения этих минералов совместно с реликтами исходного субстрата создают все многообразие пород фаций коры выветривания. Минералы эпигенетической стадии придают этим фациям лишь дополнительные черты.

Гипергенные минералы основного этапа корообразования можно сгруппировать в следующие ассоциации (в процентах от 110 рентгеноструктурных анализов, выполненных Т. Н. Григорьевой):

1. Кварц-гетит-каолинитовая	50,2
2. Кварц-каолинитовая	10,
3. Кварц-гетит-иллит-каолинитовая	9,1
4. Кварц-каолинит-гетит-гидраргиллитовая	9,1
5. Кварц-каолинит-вермикулитовая со смешанослойными	9,1
6. Кварц-гетит-каолинит-смектитовая	9,1
7. Каолинитовая	0,9
8. Иллит-каолинитовая	0,9

9. Гетит-каолининовая	0,9
10. Кварц-вермикулитовая со смешанослойными	0,9

В ассоциациях 1, 3, 4 и 9 совместно с гетитом могут присутствовать гидрогетит и гематит, а в ассоциации 5 — примесь смектита. В каждой ассоциации содержание ее составляющих даже в пределах одного разреза профиля выветривания изменяется от первых процентов до почти мономинеральных фаций. Например, наиболее распространенная кварц-гетит-каолининовая ассоциация в зависимости от соотношения содержаний входящих в ее состав минералов может слагать пестроцветные и светлых тонов глины, гипергенно-окремненные породы, бурые железняки и т. д. Наблюдается связь минеральных ассоциаций с составом исходного субстрата. Кварц-гетит-каолининовая и кварц-гетит-иллит-каолининовая ассоциации развиваются по часто переслаивающимся алломосиликатным породам. Кварц-каолининовый эловий свойственен породам кислого состава, а каолининовый и иллит-каолининовый — темно-серым известнякам. Кварц-каолинит-гетит-гидраргиллитовая ассоциация более охотно возникает при выветривании песчаников, туфов и других водопроницаемых обломочных пород. Рассмотрим гипергенные минералы основного этапа корообразования несколько подробнее.

Иллит (гидрослюды). Микроскопическое изучение большого количества шлифов позволяет полагать, что иллит является наиболее ранним гипергенным минералом в остаточном эловии. В качестве минерала-примеси он присутствует почти в каждой фации коры выветривания, но как породообразующий — более ограничено, тяготея к нижней половине профиля.

Иллит представлен четырьмя возрастными ассоциациями: первая докарстовая, три остальные синхронны формированию линейно-карстового эловия.

Иллит-I слагает иллит-каолининовые обломки “мусорной” брекчии. Наблюдаются случаи, когда укрупненные лейсты иллита-II из цемента брекчий переходят в обломки, корродируя их иллит.

Иллит-II является главной генерацией этого минерала и прослеживается от отдельных мельчайших чешуек вдоль двойниковых плов альбита, по спайности калиевых полевых шпатов, биотита, парагонита, хлорита, по микротрещинкам в кварце, эпидоте и других первичных минералов, до мелкочешуйчатых и радиально-лучистых агрегатов, замещающих значительную часть исходной породы. Постоянный спутник иллита — каолинит, имеющий с ним структуры взаимных границ, пересечения и коррозии.

В зрелых профилях выветривания каолинит-иллитовые агрегаты осложняются халцедоновидным кварцем, лимонитом, смектитом, вермикулитом и смешанослойными минералами. Лимонит в виде тонкодисперсных хлопьевидных выделений в разной степени пропитывает иллитизированный эловий. Формируются осветленные и пропитанные гидратами оксидного железа породы с крапчатыми, пятнистыми и массивными текстурами. Гипергенное минералообразование идет наиболее охотно по слоистости и сланцеватости, что свойственно исходным породам. Эловий, наследуя эти текстуры, приобретает слоистость, обусловленную чередованием светлых маршалит-каолинит-иллитовых полос с красноцветными гетит-гидрогетит-иллитовыми. В красноцветных агрегатах мелкочешуйчатый иллит едва просвечивается через гидроксиды железа даже при больших увеличениях. Есть основание полагать, что гетит с гидрогетитом в значительной мере предохраняют иллит от дальнейшего выветривания. В участках, обособленных от лимонита, иллит интенсивно замещен каолинитом.

Иллит-III менее распространен, чем иллит-II. Он образует радиально-лучистые и чешуйчатые с укрупненными лейстами агрегаты, обычно с каолинитом, а также кварцем, очищенные от гидроксидов железа. Перекристаллизация более ранних иллита и каолинита, сопровождающаяся перетоплением оксидного железа, способствовала формированию в глинистом элювии псевдослоистости. В элювии появились участки с переслаиванием светлых и красноватых полос. Если первоначальная ранее упомянутая цветовая полосчатость ориентирована согласно слоистости или сланцеватости выветривающихся пород, то слоистость за счет перекристаллизации каолинит-иллит-лимонитового материала имеет другую направленность, контролируемую ориентировкой укрупненных зерен каолинита и иллита. Например, на глубине 46—48 м скв. 2, р. л. 13 Егорьевского месторождения в выветрелом до структурных глин мергеле угол между истинной слоистостью и псевдослоистостью составляет 30°. Псевдослоистость характеризуется невыдержанным падением: субгоризонтальным (до 20—30°) в верхней части профиля, более крутым (до 60°) в средней и очень крутым (до 90°) в нижней. В основании разреза вблизи пород фундамента она приобретает падение, согласное с крутизной дна карста.

Иллит-IV имеет подчиненное развитие, образуя венчики вокруг псевдоморфоз лимонита по пириту, выполняя пустоты от выщелоченных вкрапленников сульфидов в ячеистых лимонитах и залечивая трещинки в оолитах бокситоподобных и "рябчиковых" глин. Не исключено, что некоторая часть его есть продукт эпигенетического выветривания.

Каолинит является главным сквозным минералом изученных кор выветривания. Из всех 110 проанализированных рентгеноструктурным методом образцов гипергенно измененных пород он не установлен только в двух: в сапролитах алевролитов (глубина 72 м) и в обогащенном марганцем горизонте, залегающем в глинах на светлых известняках (глубина 49,5 м). Каолинит в заметных количествах развивается не только в бесструктурном глинистом элювии, но и в сапролитах, что свидетельствует о глубокой химической переработке золотоносной коры выветривания по всему профилю. На Апрельском месторождении каолинит слагает почти мономинеральные залежи огнеупорных глин, тогда как на Егорьевском интенсивность каолинизации более ограничена, что, вероятно, контролируется составом исходных пород. Визуальную оценку содержания каолинита в породах фаций коры выветривания можно производить по степени их осветления: в слабо осветленных сапролитах его до 10 %, в интенсивно осветленных — 5—20 %, в белом глинистом структурном элювии — 30—70 % и в бесструктурных белых глинах — до 100 %.

Выделяется четыре разновозрастные генерации каолинита основного этапа корообразования, синхронные иллиту.

Наиболее ранний каолинит-I слагает не только каолинит-иллитовые, но и чисто каолинитовые обломки брекчий, корродируемые иллит-каолинитовыми агрегатами ее цемента.

Каолинит-II является главной разновидностью как самого минерала, так и элювия в целом. В сапролитах он замещает альбит, полевые шпаты, слюды, хлорит и иллит. Его зернышки имеют мельчайшие размеры со слабо выраженной кристаллографической огранкой. Под электронным микроскопом просматриваются отдельные его кристаллы с преобладанием неправильных и чешуйчатых выделений. Каолинит, развивающийся по слодам, наследует их морфологические формы, приобретая нечеткие кристаллографические очертания.

В каменном и глинистом эловии каолинит образует таблитчатые и мелкочешуйчатые агрегаты, нередко содержащие, кроме того, иллит, кварц и лимонит. Здесь лимонит предпочтительнее ассоциирует с иллитом. Каолинит-II по сравнению с иллитом-II имеет большее значение в формировании пятнистых, очковых, массивных и слоистых текстур эловия. При каолинизации темно-серых известняков в глинах сохраняются послонные, плейчатые текстуры за счет реликтового углеродистого вещества.

Каолинит-II имеет две модификации структур кристаллической решетки: совершенную и неупорядоченную. Совершенная структура присуща каолиниту, образованному за счет выветривания известняков и пород кислого состава. Она также преобладает в белых каолиновых глинах. Каолинит с неупорядоченной структурой кристаллической решетки чаще наблюдается в эловияльных глинах, пропитанных лимонитом. Видимо дефекты кристаллической решетки каолинита в какой-то мере способствовали осаждению железа. В целом для каолинита-II характерны гексагональные кристаллы с сильно корродированной поверхностью.

Каолинит-III совместно с иллитом-III образуют агрегаты с укрупненными в результате перекристаллизации чешуйками и табличками, что более подробно охарактеризовано ранее. Зерна иллита и каолинита имеют структуру взаимных границ.

Каолинит-IV играет подчиненную роль. Он слагает вкрапленники ("рябчики") в эловияльных глинах и оолиты в красных бокситоподобных глинах. Вкрапленники каолинита прерывисто окаймляются слабопросвечивающимся гетитом, корродируются и секутся микрожилочками иллита-IV. Вблизи известняков каолинит совместно с маршаллитом крустифицируют обломки эловия и выполняют интерстиции между ними.

Таким образом, в основной этап образования каолинит, как и иллит, возник в результате хемогенного перераспределения вещества исходных пород и перекристаллизации ранее отложившейся генерации.

Вермикулит, смектит и смешанослойные минералы достоверно фиксируются рентгеноструктурным анализом. В силу сложности диагностики минералов группы монтмориллонита (монтмориллонит, нонтронит и бейделлит), а также из-за ограниченного их развития нами они характеризуются объединенным термином — смектит. Смешанослойные минералы представлены смесью вермикулита и смектита. Для ассоциаций этих минералов характерно присутствие гипергенного халцедоновидного кварца-II и незначительного количества каолинита-II. По трещинкам спайности отлагается гидрогетит. Смектит пропитан хлопьевидным лимонитом, аналогичным таковому лимонит-иллитовой ассоциации. Это позволяет отнести вермикулит-смектитовую минеральную группу к более ранним образованиям, синхронным иллиту-II.

Гидрагиллит развит ограниченно. Он слагает оолиты в бокситоподобных глинах, встречается в цементе этих глин и в каменных бокситах.

Наиболее типичные оолиты характеризуются следующим внутренним строением: 1) центральная часть полая, а периферическая состоит из черного и буровато-красного гематита с включением кристалликов кварца и примесью каолинита (по данным рентгеноструктурного анализа); 2) вся оолитина сложена тонкопористым буровато-красным гематитом без посторонних примесей; 3) центральная часть выполнена черно-бурным гематитом, периферическая - буровато-красным; повсюду кварцевые зерна с волнистым погасанием, свидетельствующим о их динамометаморфизме; 4) оолиты с отчетливо выраженной микрizonaльностью и радиальными трещинками усыхания; внутренние

и внешние кольца представлены скрытокристаллическим гематитом, промежуточные - чередованием светлых, желтых и желтовато-красных кайм гидраргиллита; примесь кварца двух генераций: а — реликтовый, встречается во всех микрозонах в виде трещиноватых с волнистым погасанием зерен, б — гипергенный, представленный прозрачными микрокристалликами, залечивающими совместно с гематитом и каолинитом трещинки усыхания; 5) желтые оолиты, состоящие из зерен дробленого кварца, сцементированных гидраргиллитом.

Гидраргиллит часто развивается в виде маломощной каемки на поверхности всех описанных выше оолитов. Порой он находится и в глинистой массе. В таких случаях красные бокситоподобные глины приобретают желтый оттенок.

В каменных бокситах центральная часть оолитин сложена обломочным кварцем. Вокруг него развиты чередующиеся каймы каолинита и гиббсита. Внешняя кайма гематитовая или чаще гиббситовая. Оолиты сцементированы тонкочешуйчатым каолинитом, иногда сгруппированным в микроскопические глобулы, и окаймляются оторочками халцедоновидного кварца, придающими цементу крустификационное строение. В цементе бокситов постоянно присутствуют реликтовые обломочки кварца и гидрослюд.

Гидраргиллит встречается и в глинистом элювии в виде хорошо образованных кристаллов размером 0,8—0,5 мм и в форме криптокристаллических агрегатов с размером частиц 0,1—0,05 мм. Распределен в элювии он неравномерно.

Кварц. Гипергенный кварц — важный породообразующий минерал фаций коры выветривания. Он тоже представлен четырьмя возрастными генерациями, синхронными таковым каолинита и иллита.

Кварц-I слагает обломки “мусорных” брекчий и представлен микромозаичными прозрачными агрегатами, имеющими своеобразное внутреннее строение. В удлинённых обломках микрокристаллы ориентированы согласно их длинной оси в округлых — подчеркивают сферическую форму. Между зернами кварца встречаются чешуйки иллита и кристаллики каолинита. Обломки кварца обтекаются иллит-каолинитовым цементом брекчии в силу чего элювий имеет очковую текстуру. Образование кварца-I, вероятнее всего, связано с рекристаллизацией (маршаллитизацией) эндогенного кварца, обладающего, как известно, большой устойчивостью к химическому выветриванию в широком диапазоне рН поровых растворов. Землистый мелкозернистый маршаллит, развивающийся за счет разрушения жильного кварца, нами неоднократно наблюдался макроскопически в глинистом элювии разных участков профиля.

Кварц-II и III в виде криптокристаллических и халцедоновидных выделений ассоциируют с иллитом и каолинитом соответствующих генераций. Иногда кварц-II дает обособленные скопления, в общем согласные со слоистостью элювиальных глин. При выветривании темноцветные минералы замещаются кварцем и гетитом, а плаггиоклаз — кварцем и каолинитом.

Кварц-IV образует крустификационные каемки вокруг реликтовых обломков и псевдоморфоз лимонита по сульфидам и участвует в строении гетит-гидраргиллитовых оолитин и каолинитовых “рябчиков”, выполняет интерстиции между зернами лимонита бурых железняков.

Гетит и гидрогетит встречаются обычно совместно в количествах от отдельных вкраплённых до массивных залежей бурых железняков. Микроскопическая диагностика гетита подтверждена рентгеноструктурным анализом, а гидрогетита — ИК-спектрометрией. В дальнейшем их будем описывать под общим термином гетиты. Представлены они четырьмя генерациями.

Гетитом-I сложены обломки бурых железняков "мусорных" брекчий. Он имеет кристаллические и колломорфные структуры, корродируемые глинистым цементом.

Тонкодисперсный гетит является главным минералом эловия, пропитанного привнесенным оксидным железом. В проходящем свете он слабо просвечивает буроватым оттенком, в отраженном — серый и темно-серый, в иммерсии его окраска от желтой у гидрогетита до темно-коричневой у гетита. При большом увеличении в гетит-гидрогетитовых хлопьевидных агрегатах, обычно ассоциирующих в эловии с иллитом-II и каолинитом-II, нередко можно наблюдать очень мелкие оолиты — центры зарождения будущих конкреций и кристаллических форм лимонита.

Гетит-III — довольно распространенная генерация со свойственными кристаллическими и колломорфными формами выделений. В ней гетит резко преобладает над гидрогетитом и отличается от своей тонкодисперсной разновидности более высокой отражательной способностью, темно-бурой окраской и анизотропией. Гетит-III по источнику оксидного железа подразделяется на два генетических вида, сформированных за счет: 1) привнесенного железа и 2) местного его переотложения.

Гетит-III, образованный за счет привнесенного оксида железа, высокоблещающего при масштабном освещении исходных пород, слагает на их периферии залежи бурых железняков, линзы, гнезда и крупные конкреции, неравномерно пропитывает глинистый материал с образованием, как уже упоминалось, массивных, слоистых и пятнистых текстур в красноцветном эловии.

Гетит-III, имеющий местный источник железа, обязан кристаллизации ("старению") тонкодисперсных гетит-гидрогетитовых агрегатов и окислению вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализации. В изученных корках выветривания среди псевдоморфоз преобладают кубические формы, унаследованные от пирита и сохраняющиеся даже в бесструктурных эловиальных глинах и перекрывающих их отложениях кочковской свиты. Пространственное совмещение псевдоморфоз с участками, обогащенными местными гидроксидами железа, повышает поисковую значимость этой легко макроскопически диагностируемой красноцветной фации золотоносной коры выветривания.

По времени формирования гетиты-III охватывают часть второй и третью генерации иллита и каолинита.

Гетиты-IV слагают оолиты в красных бокситоподобных глинах и белых бокситах, а также недоразвитые конкреции в эловиальных пестроцветных глинах. Взаимоотношения этого гетита с другими гипергенными минералами описаны ранее.

Гематит гипергенного генезиса микроскопически характеризуется главным образом колломорфным, реже чешуйчатым и мелкозернистым строением. В пределах полированного шлифа можно наблюдать постепенный переход от колломорфного гематита к зернистому. В отраженном свете он имеет однообразный светло-серый цвет, светлый внутренний рефлекс и высокую отражательную способность. При большом увеличении в нем обнаруживаются сильно корродированные зернышки пирита и халькопирита, представляющие собой реликты эндогенной минерализации. От гетита он отличается главным образом отсутствием анизотропии и чешуйчатыми формами выделения. Оба минерала при наличии реликтовых сульфидов имеют структуры взаимных границ, что позволяет гематит параллелизовать по возрасту с гетитом-III. В нем, как и в гетитах, часть пустот выполняется прозрачным, хорошо раскристаллизованным мелкозернистым кварцем.

Гематит является главным минералом залежей бурых железняков. Встречается он также в виде тонких прожилков в ассоциации с реликтовым кварцем, участвует в выполнении пустот от бывших сульфидов и в строении бобовин бокситоподобных глин и бокситов. Все это позволяет считать, что формирование и этого минерала соответствовало стадиям отложения гетитов-III и IV.

Минералы марганца в виде примеси постоянно обнаруживаются во всех генерациях гетит-гидрогетит-гематитового ряда. Однако в качестве самостоятельных минеральных скоплений они концентрируются преимущественно в основании профиля выветривания. Тонкодисперсные их формы слагают линзы и прослои черных элювиальных глин, несогласно залегающих в кварц-иллит-гетит-каолиновых глинах. Марганцесные глины более крутопадающие. Их резкий контакт с желтыми глинами составляет 15—25°.

Кристалломорфные марганцевые минералы, слагающие землистые линзы и прослои, по данным рентгеноструктурного анализа, представлены плохо окристаллизованными асболоном, бернесситом, бузеритом, вернадитом, криптомеланом и тодорокитом. Е. Г. Песковым и О. О. Минко установлен еще и литиофорит.

В профиле выветривания скопления марганцевых минералов проявляются двойственно. В красноцветном элювии они замещают гетит-II, III и в свою очередь корродируются каолинитом. В этом случае под обогащенным марганцем горизонтом в красноцветах содержание оксидного железа повышено, и на расстоянии 3—10 м по падению от скоплений марганца сформированы линзы и гнезда бурых железняков. В горизонтах у основания профиля выветривания землистые агрегаты минералов марганца содержат включения окружающего глинистого элювия и реликты исходных пород. Они подобны базальному цементу выполнения. Марганцесные глины встречаются редко и по данным вышеупомянутых исследователей содержат повышенное количество свободного углерода (0,24—0,66 %).

В заключение отметим, что о составе главных тонкодисперсных минералов глинистого структурного элювия в первом приближении в полевых условиях можно судить по окраске глин: красные и коричневые тона контролируются гидрогетитом в ассоциации с каолинитом; желтые — гетитом с каолинитом или каолинитом с гидрогетитом; зеленые — монтмориллонитом и нонтронитом (сметитом); светлые — каолинитом и гидрослюдами. Остальные минералы и их сочетания, приведенные в табл. 18, придают глинам дополнительные оттенки. Среди структурных глин в порядке увеличения распространенности выделяются красноцветные гидрогетит-каолиновые, желтые слюдистые, белые каолиновые, зеленоватые смектитовые и темно-серые марганцесные. В каолиновых глинах кроме каолинита присутствует в виде примеси гидрослюда, а Е. Г. Песковым и О. О. Минко в них установлены еще диксит и галлуазит. Белые или кремновые глины являются гипергенными производными дацитовых порфиров, белые глины с распыленным реликтовым углистым материалом — углистых сланцев и известняков, глины и алевролиты с зеленовато-желтоватыми оттенками — порфиринов, мегадиоритов и других зеленокаменных пород.

Окраска бесструктурных глин в целом такая же, как и структурных, но контрастнее дифференцирована по цветовому спектру от снежно-белой до ярко-коричневой и черной с преобладанием желтых, красных и пятнистых тонов. Цветовой спектр определяется главным образом соотношением каолинита, слюд, гидрогетита, реже смектита и гидроксидов марганца (табл. 19). Красноцветные и желтые бесструктурные глины развиты на подобных по окраске структурных глинах, имея с ними один и тот же состав исходных пород.

Таблица 18. Минеральный состав пелитовой фракции глинистого структурного элювия

№ обр.	Место отбора	Окраска	Минеральный состав (в порядке уменьшения)
Ж-4	Р. л. 11, скв. 11, г.л. 16 м	Оранжево-коричневая	Гидрогетит+каолинит+кварц+следы парагонита
Ж-5	г.л. 21,5 м	То же	То же
Ж-8	г.л. 32,3 м	Светло-желтая	Каолинит+гидрогетит+мусковит+парагонит+кварц+полевои шпат
Ж-10	г.л. 37,5 м	То же	То же
Ж-11	г.л. 46,0 м	Красно-бурая	Гидрогетит+каолинит+кварц+следы мусковита и парагонита
Ж-13	г.л. 52,5 м	Желтоватая	Каолинит+гидрогетит+мусковит+парагонит+кварц+полевои шпат
Ж-20	г.л. 74,4 м	Желто-коричневая	Гетит+каолинит+кварц+полевои шпат+мусковит+парагонит
Ж-25	Р. л. 11, скв. 15, г.л. 18, 5 м	Серо-коричневая	Каолинит+гидрогетит+мусковит+парагонит+кварц+полевои шпат
Ж-29	г.л. 28,2 м	Светло-серая	То же
Ж-38	г.л. 54,4 м	Темно-коричневая	Гидрогетит+каолинит+кварц+парагонит+мусковит+полевои шпат
К-142	Р. л. 13, скв. 18, г.л. 48,0 м	То же —”—	То же
К-141	г.л. 48,5 м	Белая	Каолинит+кварц+парагонит+мусковит
К-627	скв. 06, г.л. 35 м	То же	То же

Примечание. Минеральный состав здесь и в табл. 19 — по данным рентгенографического анализа. Аналитик Т. Н. Григорьева, аналитический центр ОИГГМ СО РАН.

Таблица 19. Минеральный состав пелитовой фракции бесструктурных глин

№ обр.	Место отбора	Окраска глин	Минеральный состав (в порядке уменьшения)
Ж-1	Р. л. 11, скв. 11, г.л. 10,5 м	Светло-желтая	Каолинит+гидрогетит+мусковит+парагонит+кварц+полевои шпат (мало)
Ж-2	г.л. 10,8 м	Оранжево-коричневая	Гидрогетит+каолинит+кварц+парагонит (следы)
Ж-22	Р. л. 11, скв. 15, г.л. 8,6 м	Коричневая	Гидрогетит+каолинит+кварц+полевои шпат+парагонит+мусковит (мало)
Ж-23	г.л. 11,6 м	Серо-коричневая	То же
Ж-25	г.л. 18,5 м	Светло-серая	Каолинит+гидрогетит+парагонит+мусковит+кварц+полевои шпат
К-021	Р. л. 9, скв. 028, г.л. 14,5 м	Белая	Каолинит+кварц+маршаллит+гидрослюда(мало)+парагонит(следы)

IV.3.2. Эпигенетические минеральные ассоциации коры выветривания

Эпигенетические минералы по составу мало отличаются от породообразующих минералов фаций основного этапа корообразования. Различия заключаются главным образом в их количественных соотношениях и формах выделения. По распространенности они почти не уступают породообразующим минералам, но значительно меньше развиты. В общем интенсивность эпигенеза возрастает в низах профиля и коррелируется с увеличением его мощности. Контролируется он преимущественно неотектоникой и подвижками элювия при оседании и обрушении. Можно считать, что эпигенетические минералы являются производными динамометаморфизма.

Главные эпигенетические минералы представлены иллитом (в шлифах 80 % встречаемости), маршаллитом (48 %), каолинитом (40 %), гетитом (40 %), смектитом (13 %). Специфическим новообразованным минералом является иддингсит (15 %). Эпигенетические минеральные ассоциации проявлены в трех разновозрастных формах выделения: 1) ранние, послыбно замещающие минеральные образования основной эпохи корообразования; 2) более поздние, секущие прожилки и 3) современные занорьши в пустотах, пленки и корки на плоскостях отдельности.

Первой группе минералов присущи хорошо раскристаллизованные и очищенные от примесей, в первую очередь от лимонита, индивиды. В результате перераспределения оксидного железа в элювии более резко проявляется пятнистость и осложняется псевдослоистость. Минералы этой группы тяготеют к зонам кливажа и своей ориентировкой, особенно иллит, создают в элювии плейчатые, струйчатые, флюидальные и другие текстуры течения. Струйки и ориентированные гнездообразные агрегаты имеют состав от чисто иллитового или каолинитового до маршаллитового. Взаимоотношения между этими минералами сложные. В одних участках иллит сечет каолинит и маршаллит и нарастает на них, в других — он корродируется или тесно срастается с ними. Маршаллит с каолинитом имеют структуры взаимных границ. В случае нарастания микродрузочек кварца на агрегаты каолинита параллельно им наблюдаются лейсты иллита. Иногда вместо маршаллита с иллитом развивается халцедон. Лимонит концентрируется по периферии маршаллит-каолинит-иллитовых агрегатов и сечет их.

Несколько подробнее остановимся на характеристике иддингсита. Он образует хорошо ограненные вкрапленники прямоугольной, столбчатой, изометричной и чешуйчатой форм. Похож на биотит, но краснее и прозрачнее него. Имеет слабовыраженный плеохроизм. Иддингсит в маршаллит-иддингсит-каолинит-иллитовой ассоциации самый поздний. Неопределенным остается положение иддингсита, когда его вкрапленники встречаются среди минеральных ассоциаций основного этапа формирования. Количество этого минерала в шлифе иногда достигает 30 %. Венчики иллита, кварца и каолинита вокруг его вкрапленников, указывают на то, что он замещает псевдоморфные по сульфидам лимониты. Иддингсит встречается в центре сгустков лимонита. Изредка он сечет маршаллит-лимонитовые “рябчики”. Заметим, что вкрапленники иддингсита часто наблюдаются в темно-бурых глинах кочковской свиты. Все это свидетельствует об эпигенетическом происхождении этого минерала.

Вторая ассоциация наложенных минералов контролируется макро- и микротектоническими нарушениями. На макроуровне это проявляется в развитии жилы и штокверков лимонита, резе каолинита и маршаллита, секущих все

образования профиля выветривания. Наблюдаются пересечения и смещения жилков, что свидетельствует о неоднократных подвижках элювия. Под микроскопом подобная картина видна в миниатюре, но вдоль микротрещин развивается главным образом иллит. Трещины сжатия сопровождаются призмальбандовыми полосками иллита, лейсты которого ориентированы согласно нарушению. Трещины расширения залечены тоже согласно ориентированными чешуйками иллита. В ассоциации с ним встречаются каолинит, маршаллит, реже смектит, идингсит и нонтронит. Самые поздние трещинки залечены также ориентированным смектитом. Все линейные новообразования сопровождаются прерывистыми каемками гетита и секутся его жилками.

Корки и пленки гетита с примесью минералов марганца являются обычной составляющей коры выветривания. Участки их скопления удается отразить на картах и разрезах.

IV.3.3. Вертикальная зональность гипергенных минералов

Вертикальное зональное распределение новообразованных минералов основного этапа в идеализированном виде может быть представлено так: в низах профиля выветривания преобладают каолинит-иллитовая, кварц-каолинит-вермикулитовая или кварц-вермикулитовая (со смешанослойными) ассоциации с гетитом; выше по разрезу они сменяются кварц-гетит-каолинит-смектитовой, а затем кварц-гетит-каолинитовой ассоциациями, заметно возрастает роль каолинита; завершается профиль каолинитом с примесью гидрагиллита, других слоистых минералов, маршаллита, гидроксидов железа и марганца (рис. 22).

Идеализированный вертикальный профиль свойственен корам выветривания, сформированным на однородных исходных породах. Примером может служить профиль коры выветривания **аркозовых песчаников**, вскрытый скв. 028 р. л. 9 Егорьевского месторождения. На глубине 67,3 м скважина остановлена в массивных известняках, но на них залегают сапролиты мелкозернистых аркозовых песчаников. Обломочный материал песчаников представлен окатанными и полуокатанными зёрнами кварца и альбита, цемент — кварц-кальцит-серицитовый с примесью глинистых. На глубине 62,1 м сапролиты превращены в каменный структурный элювий, еще довольно крепкий, но интенсивно пропитанный гидроксидами железа, в связи с чем имеет рыжую окраску. При выветривании этих песчаников в первую очередь начинают корродироваться и растворяться карбонаты, разрушается альбит, по которому активно и в большем количестве образуется смектит, в меньшей мере — каолинит. Смектит и каолинит находятся в тонкой смеси друг с другом, образуя сыпь по зёрнам альбита, местами замещая их нацело. Кварцевые зёрна подвергаются механическому разрушению и перекристаллизации с образованием микрокварцитовых агрегатов (маршаллита). Минеральный состав песчаников становится следующим:

Реликтовые минералы:
кварц, кальцит, альбит

Новообразованные минералы:
смектит, каолинит, гетит

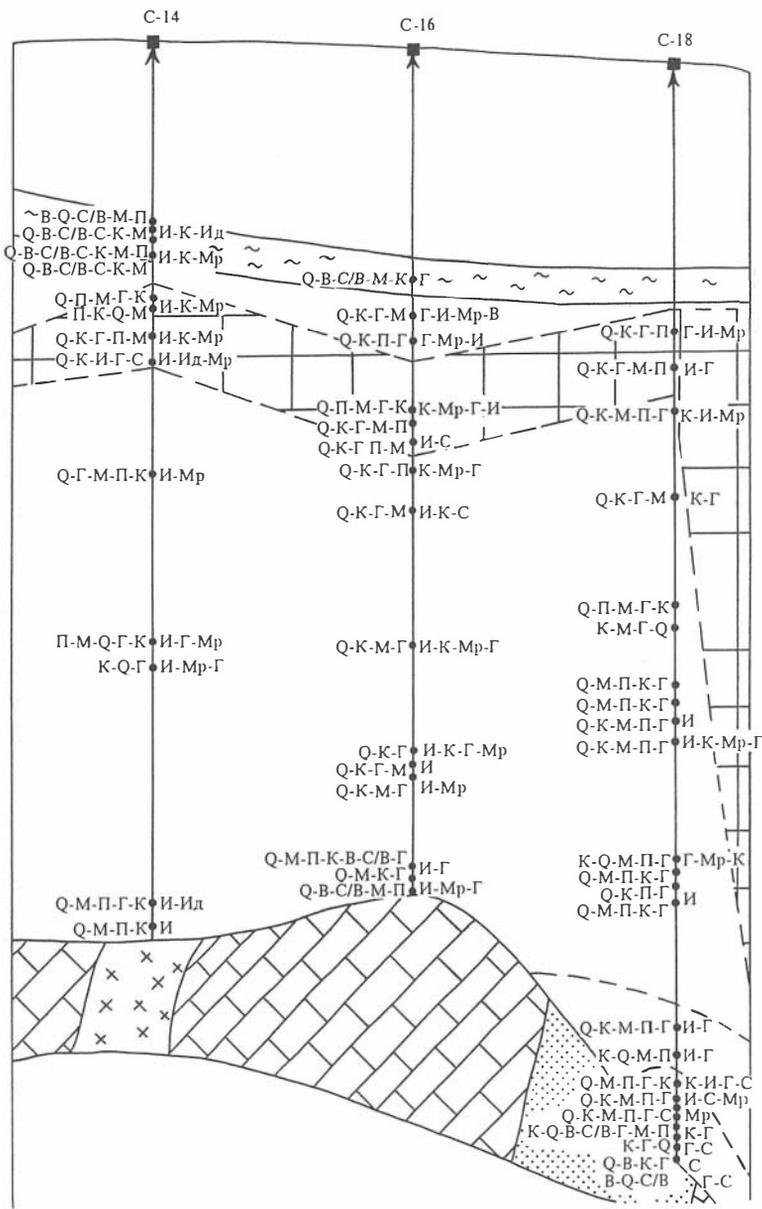


Рис. 22. Распределение тонкодисперсных минералов в разрезе коры выветривания (деталь рис. 20; минералы приведены в порядке уменьшения их количества).

Гипергенные минералы: К — каолинит; И — иллит (гидрослюдиты); В — вермикулит; С — смектит; С/В — смешанослойные; Q — кварц; Мр — маршаллит; Г — гетит, гидрогетит; Ид — илдингсит. *Реликтовые минералы:* П — парагонит; М — мусковит; Пш — полевого шпат. Слева от скважины минералы основного этапа корообразования, справа — эпигенетического. Усл. обозн. см. на рис. 20.

Выше по разрезу на глубине 59,8 м в основании глинистого структурного элювия появляется гидрослюда, образующаяся, видимо, за счет серицита цемента и обломочного альбита. На глубине 46,5 м в элювии наблюдается уже смена ассоциации доминирующих гипергенных минералов:

Реликтовые минералы:
кварц, кальцит, следы альбита

Новообразованные минералы:
каолинит, гидрослюда, гидрогетит

В составе глинистых пород смектит не обнаружен, основным минерал — каолинит, в значительном количестве присутствует гидрослюда, почти полностью исчезает альбит. Микроскопически это выглядит как переход рыжих алевроитов с реликтовой зернистостью в слабокрапчатые "рябчиковые" глины. Макроскопически наблюдается осветление, вплоть до образования белых глин.

С глубины 25,2 м каолинит вверх по разрезу все интенсивнее замещает гидрослуду, от которой уже на 14,5 м остаются только следы, а минеральная ассоциация приобретает вид:

Реликтовые минералы:
кварц

Новообразованные минералы:
каолинит, иллит (структура сильно нарушена), много гетита и гидрогетита, тонкозернистый кварц

Под микроскопом хорошо видно, что каолинит заполняет пространство между чешуйками слюды, затем их корродирует по микротрещинкам и поверхности зерен и в итоге происходит полное или частичное замещение чешуек слюды каолинитом и образование бесструктурных элювиальных глин. Белые каолиновые глины как конечный продукт гипергенного преобразования аркозовых песчаников имеют довольно простой состав: каолинит, гипергенный маршаллит, небольшое количество тонкочешуйчатых слюд и зернышек реликтового кварца в обломочной части.

Вертикальная зональность гипергенных минералов более отлична от идеальной, когда исходные породы имеют неоднородный разрез, а таких случаев большинство, что покажем на типовых примерах.

Эта одна из немногих скважин (см. рис. 22, скв. 14, р. л. 13) подсекает кору выветривания **двуслудистых метасоматитов** среди окварцованных и углеродистых известняков. В забое скважины на глубине 57 м вмещающие метасоматит известняки интенсивно пористые. Количество микропустот около 50 % от площади шлифа. Стенки их окаймлены иллитом и лимонитом. Известняк послойно пропитан лимонитом, содержит реликтовые зоны и прожилки кварц-серицит-карбонатного состава. Самые крупные пустоты ориентированы вдоль этих прожилков вкрест слоистости известняков. Сюда же тяготеют псевдоморфозы лимонита по пириту. Видимо, растворение известняков шло по ослабленным зонам эндогенной минерализации, а по слоистости этих пород отлагался лимонит, защищая их от растворения.

Минеральный состав метасоматитов, реликты которых прослеживаются по всему профилю, довольно выдержан — кварц—мусковит—парагонит. Начальная стадия их выветривания наблюдается в 2 м выше от контакта с известняками. Из гипергенных минералов здесь развиты каолинит, гетит и кварц, а также смешанослойные, которые в отдельных местах разреза имеют разные количественные соотношения. Для рыхлой части этого профиля характерны две особенности: 1) значительное развитие по всему профилю реликтовых метасоматитов и составляющих их минералов — кварца, мусковита, парагонита; к местам резкого преобладания в глинах парагонита тяготеют золотиносные

участки; 2) наличие интенсивно каолинизированных горизонтов с реликтами углеродистого вещества, наследующего текстурно-структурные особенности от темно-серых известняков; к этим горизонтам тяготеют литобрекчие метасоматитов. Таким образом, в этом профиле доминируют реликтовые слюды и кварц, а из гипергенных минералов — каолинит и гидроксиды железа.

Над этим эловием подробно изучен минеральный состав отложений кочковского горизонта. Это очень вязкая красно-коричневая глина, цементирующая многочисленные обломки кварца, бурых железняков и различных вмещающих коренных пород. Состав ее существенно отличается от нижележащих эловиальных образований: кварц, вермикулит, смешанослойные минералы, каолинит, реликтовые слюды (преимущественно мусковит) и полевой шпат.

Расположенная на той же разведочной линии скв. 16 пересекает разрез, почти целиком сложенный глинистым структурным эловием с редкими и мало-мощными горизонтами литобрекчиевых разностей глин. Коренные породы основания скважины представлены, как и в подавляющем большинстве скважин рудного поля, мраморизованными известняками. Однако эловый разрез главным образом по известковистым терригенным породам, переслаивающимся с метасоматитами. Минеральный состав глинистого эловия на всем протяжении разреза очень устойчив: кварц, каолинит, гетит, слюды (мусковит и паргонит, см. рис. 22), лишь в самой нижней части постоянно фиксируются следы полевых шпатов, что, видимо, определяется их существенным участием в составе исходных для выветривания терригенных пород. Здесь же, залегая непосредственно на коренных известняках, выявляется горизонт (мощностью 5—7 см), почти нацело состоящий из очень плохо окристаллизованных бузерита, тодооркита, асболана, бернессита, криптомелана и вернадита.

В составе кочковской свиты наряду с кварцем, каолинитом и слюдами отмечается также вермикулит и смешанослойные минералы.

Кора выветривания известняков. Эловый карбонатных пород изучен очень слабо. Нам представилась возможность наблюдать вторичные продукты, сформированные как при участии процесса растворения карбонатных отложений, так и их метасоматического (метатетического по М. А. Усову [1933]) преобразования с возникновением глинистого структурного и бесструктурного эловия. Благоприятными условиями для формирования по карбонатным породам глинистого эловия являются их неоднородный состав и слабый водообмен. Такие разрезы весьма перспективны на эндогенную золотую минерализацию, связанную с проявлением кварц-двуслюдистого метасоматоза. На полосчатых известняках залегают эловиальные глины преимущественно кварц-гетит-каолинового состава с примесью смешанослойных и реликтовых слюд. Полосчатость в известняках усилена за счет их гипергенного окремнения и пропитывания хлопьевидным лимонитом по первичной слоистости. По спайности кальцита развиваются лейсты иллита и каолинита. В некоторых участках кальцит выщелочен, и на его месте отложен кварц-гетитовый ноздреватый агрегат. В эловиальных глинах довольно отчетливо видна унаследованная от известняков слоистость, порой просвечиваются карбонаты, достаточно много жилков и корродированных агрегатов реликтового кварца.

Часто наблюдаемый в основании профиля контакт глинистого эловия с известняками, видимо, обусловлен устойчивым палеоуровнем вод коры выветривания и защитной функцией глин, играющих роль водоупорного горизонта и затрудняющих поступление атмосферных неравновесных вод к известнякам.

Замещение известняков глинисто-кремнисто-гетитовым материалом иногда наблюдается даже в верхних горизонтах коры выветривания. Так, в керне скв. 6 р. л. 13 на глубине 16,5—18 м интенсивно каолинизированная глина сохранила слоистую текстуру известняков. Под микроскопом видны скрытокристаллические интенсивно корродированные прерывистые прослои реликтовых известняков, сцементированные главным образом каолинитом. Замещение известняков происходило по слоистости и проникало через слои по спайности карбонатов, о чем свидетельствует ориентировка глинистых частиц, сохранившихся известняков и их углистых прослоев. По периферии реликтовых известняков (их осталось около 25 %) развивался сначала иллит (сейчас его 5—7 %), затем каолинит (сейчас его около 45 %) и аморфный или криптокристаллический кварц (около 20 %). При эпигенетической лимонитизации реликтовые известняки превращаются в чечевицеобразные выделения бурого железняка.

В профиле выветривания, подсеченном скв. 18 р. л. 13, среди исходного субстрата доминируют известняки, в гипергенном изменении которых заметная роль принадлежала процессам **растворения**, карстообразования и местного механического переотложения.

Забоем скважины на глубине 71,6 м подсечены сапролиты песчаников. В штифе это мелкозернистые рассланцованные породы, обломочную часть которых составляют окатанные зерна кварца и единичные таблочки полевого шпата (альбита), цементирующую массу — тонкозернистая смесь слоистых минералов (преобладает вермикулит) и каолинита. Очень быстро эта порода переходит в каменный структурный элювий того же песчаника, но значительно раздробленного. Микроскопически такой переход выражается в увеличении количества каолинита. Кварцевые зерна подвергаются механическому разрушению, растрескиванию и рекристаллизации, в результате чего по трещинкам формируются микрожилочки и микроустики чисто кварцевого или кварц-каолинитового состава. Нередко к таким участкам приурочены крупные чешуйки эпигенетической гидрослюды. При наличии мелкокрапленых сульфидов появляются гетит и гидрогетит. Количество вермикулита уменьшается.

На глубине 66,5 м состав выветрелых пород резко меняется. Появляются "мусорные" брекчии пестрого состава, прослеживающиеся вверх по разрезу на 10 м. Обломочная часть брекчий, составляющая в объеме до 75 %, представлена кварцем, песчаником, измененными габбро-диоритами и слюдяными метасоматитами. Доля последних может быть значительной и напрямую зависит от степени гидротермально-метасоматической проработки исходных для выветривания пород. По наличию реликтовых известняков можно полагать, что они занимали весь этот интервал и после их растворения карст заполнился "мусорной" брекчией.

В цементе "мусорных" брекчий, так же как и в структурных глинах, кроме каолинита в качестве гипергенных новообразований развиваются иллит, гетит и смесь марганцевых минералов.

Иллит тесно ассоциирует с кварцем и каолинитом, образуя тонкозернистые переплетения. Микроскопическое изучение его химического состава показало тесное взаимное прорастание калиевых и натриевых разновидностей, что характерно для слюд эндогенных метасоматитов и, видимо, свидетельствует об их унаследованности при гипергенных процессах. Более поздние новообразованные гидрослюды в каолинит-слюдистых агрегатах, развивающихся по микротрещинам глинистых пород и секущих каолинит-гидрогетитовые образования или же создающих струйчатые микротекстуры вокруг брекчиевидных обломков, ха-

рактируются существенно калиевым составом. Примесь натрия составляет в них не более 2 %.

С глубины 56,6 м до отметки 20 м прослеживается достаточно выдержанная толща, представленная глинистым структурным элювием. Развивается он, очевидно, по преимуществу сланцевым и песчано-сланцевым породам, содержащим различную долю карбонатных слоев и горизонтов. На это указывают остаточная полосчатая текстура, наличие обогащенных углеродистым веществом прослоев, многочисленные реликты зеленовато-полосчатых сланцев, углеродистых известняков, слюдистых метасоматитов и кварца. Рентгеноструктурный анализ этих образований дает довольно однообразный их состав на протяжении всей 36-метровой толщи: кварц, каолинит, две слюды (мусковит и парагонит в разных соотношениях) и гетит. Практически на всем разрезе скважина слабозолотоносна, причем наибольшие содержания золота отмечаются в верхней части глинистого структурного элювия, который сверху перекрыт 30-сантиметровым маркирующим горизонтом глин кочковской свиты. Не исключено проседание из нее золота в элювий. Вся эта толща закрыта почти 20-метровым пластом четвертичных суглинков краснодубровской свиты.

В заключение отметим, что в коре выветривания линейно-карстового типа встречается в разной степени отсортированный материал, заполняющий открытые трещины и полости в элювии. Это алевритистые пески и серые глины. Минеральный состав глин каолинит-иллитовый с заметной примесью неправильных скоплений слабопросвечивающегося землистого органического вещества в ассоциации с хлопьевидным гидрогетитом. Органика, вероятно, представлена гумусом, что требует дальнейшего уточнения. Определенным остается одно, что пелитовые минеральные частицы привнесились инфильтрационными водами и обогащались хемогенным оксидным железом и органикой. Алевритовый и более крупный материал как остаточный, так и механически переотложенный состоит из реликтов исходного субстрата с преобладанием обломочного слабо обработанного маршаллитизированного кварца.

Отчетливой закономерности в распределении по профилю выветривания эпигенетических минералов не проявляется. Намечается слабая тенденция уменьшения с глубиной числа минералов, слагающих ассоциацию. Если в верхних горизонтах могут совместно присутствовать все эпигенетические минералы, то в нижних — развиваются даже мономинеральные фракции. В целом для профиля более обычна маршаллит-гетит-каолинит-иллитовая ассоциация. Однако иллит является сквозным минералом, участвующим почти во всех минеральных ассоциациях в количествах от отдельных лейсточек до мономинеральных скоплений. Содержание маршаллита может достигать 20 % и более, что во многом определяется долей кристаллического кварца в исходной породе. Сравнительно высоки содержания и гетита.

IV.3.4. Реликтовые минералы

Несмотря на интенсивное гипергенное преобразование исходных пород, даже в наиболее зрелых фациях коры выветривания, таких как бесструктурные элювиальные глины, сохраняется большой комплекс гипогенных минералов. Почти повсеместно присутствуют кварц, мусковит, полевые шпаты, тончайшие вкрапленники сульфидов, кроме того, парагонит на Егорьевском месторождении, барит и флюорит на Апрельском. В табл. 20 приведен состав тяжелой фракции элювиальных глин, среди которого значительная доля приходится на

Т а б л и ц а 20. Статистические параметры содержаний минералов тяжелого шлиха элювия Горьевского месторождения (скв. 14 и 15, р. л. 13 и 15 соответственно)

Выборка	Минералы	Номер скв.	Содержание, г			Параметры		
			мин.	макс.	среднее	S	A	E
1	Выход шлиха, г/м ³	14	69,0	1189,9	268,1	184,5	8,1	17,3
		15	21,0	489,2	142,6	125,8	3,2	1,2
2	Золото, мг/м ³	14	0,0	615,0	57,1	119,6	8,5	14,6
		15	0,0	4883,0	216,4	994,5	9,1	18,9
3	Парагонит	14	0,0	49,4	12,7	11,3	3,5	3,1
		15	0,0	56,9	17,4	14,7	2,9	1,2
4	Эпидот	14	0,0	5,0	0,25	1,1	10,9	20,30
		15	0,01	34,2	3,9	7,6	5,9	8,5
5	Амфиболы	14	0,0	0,02	0,01	0,01	10,5	20,6
		15	0,0	0,01	0,01	0,01	6,0	6,9
6	Дистен	14	0,0	0,01	0,01	0,01	16,1	47,3
7 7а	Корунд " "	14	0,0	0,01	0,01	0,01	8,6	11,3
		15	0,0	0,03	0,01	0,01	3,2	1,2
8	Гранаты	14	0,0	0,01	0,01	0,01	6,0	4,2
9	Циркон	14	0,0	0,8	0,04	0,13	14,2	39,0
		15	0,0	0,4	0,05	0,09	5,5	7,7
10	Анализ	14	0,0	0,1	0,01	0,02	8,4	14,4
11 11а	Рутил+лей- коксен+ апатит Рутил+лей- коксен+бру- кит+анатаз	14	0,01	1,3	0,28	0,31	3,8	1,8
		15	0,02	7,1	0,99	1,60	5,4	7,0
12 12а	Магнетит+ мартит Магнетит	14	0,01	8,2	1,05	2,05	5,5	4,1
		15	0,01	14,9	2,41	3,97	4,1	3,0
13	Ильменит+ сфен	14	0,0	5,6	0,34	1,24	9,1	13,7
		15	0,0	10,0	0,43	2,04	9,1	19,0
14 14а	Пирит Пирит+кино- варь	14	0,0	0,4	0,04	0,08	8,8	15,9
		15	0,0	0,1	0,02	0,03	4,0	2,7
15	Киноварь	14	0,0	0,01	0,01	0,01	16,1	47,3
16	Лимонит по пириту	14	0,0	89,3	18,6	20,9	4,8	3,1
		15	7,0	89,3	41,6	25,2	0,6	-1,6
17	Гематит	14	0,0	20,0	6,1	5,2	1,5	-0,4
18	Гетит	14	0,0	14,7	2,3	3,5	4,4	3,2
19	Лимонит	14	0,0	98,9	56,0	23,8	-1,2	-0,8
		15	26,6	90,6	68,2	20,4	-1,9	-0,6
20 20а	Пирропозит Пирропозит+ криптомелан	14	0,0	4,7	0,12	0,7	16,1	47,3
		15	0,0	32,7	5,0	8,8	4,1	2,8

Примечание. S — стандартное отклонение; A и E — коэффициенты асимметрии и эксцесса соответственно; по скв. 14 проанализирован 41 шлик, а по скв. 15 — 24.

реликтовые минералы (выборки 2—15). Тяжелая фракция отмывалась из всего керна. По скв. 14 в пробу входили метровые интервалы, по скв. 15 — 1- и 3-метровые на всю мощность элювия (54 и 78 м соответственно).

Барит и флюорит устойчивы к химическому выветриванию, но легко подвергаются физическому разрушению. В силу весьма совершенной спайности они легко истираются и не образуют широких механических ореолов рассеяния [Росляков, 1964]. Их присутствие в ассоциации с кварцем служит важным критерием элювиального генезиса бесструктурных глин. Это подтверждается и слабой механической обработкой обломочного материала в таких глинах.

Из сульфидов установлены реликтовые пирит, халькопирит и арсенопирит.

Арсенопирит под микроскопом встретился всего один раз в форме изометричного вкрапленника (2 мм) в аншлифе, характеризующем кварц-гетитовую жилку, хотя мышьяк в количествах до 0,3 % является типоморфной примесью бурых железняков. Внутренняя часть вкрапленника выщелочена и имеет извилистую коррозионную поверхность. Полость выполнена землистой смесью гетита с глинистыми минералами. Реликтовая периферийная часть арсенопирита сохранила его основные оптические свойства: светло-серую до белой в иммерсии окраску, слабую, увеличивающуюся в иммерсии, анизотропию и др. Вероятно, что при гипергенном изменении вкрапленников арсенопирита доминировал процесс растворения с полным выносом серы и мышьяка. Мышьяк впоследствии концентрировался в бурых железняках в силу их высокой сорбционной способности.

Пирит и халькопирит в элювии имеют две формы нахождения: мелкие вкрапленники убогой сульфидной минерализации и микроскопические частицы.

Реликтовые вкрапленники пирита и халькопирита встречены чаще всего в ассоциации с кварцем в брекчированных залежах бурых железняков. Типоморфные их особенности опишем на примере двух гипсометрических уровней Апрельского месторождения: дно карьера (абс. отм. 326,8 м) и уступ (абс. отм. 375,4 м).

На дне карьера залежь бурых железняков сложена колломорфным и кристаллическим гематитом. В нем сохраняются слабо корродированные овальные, реже изометричные микрокристаллы пирита при подчиненной роли халькопирита. На 50 м выше, вблизи поверхности, бурый железняк брекчирован, имеет гетитовый состав и повышенные количества псевдоморфоз гетита по сульфидам, а также обломочных агрегатов кварца, полевых шпатов и кварц-хлоритовых сланцев. В кварце наблюдаются относительно крупные с сильно изъеденной поверхностью реликтовые вкрапленники пирита, иногда халькопирита. Из приведенных примеров видно, что бурый железняк и кварц являются благоприятной средой, защищающей вкрапленники сульфидов от окисления даже в зонах неотектонической проработки вблизи поверхности.

В шлихах элювия пирит данной морфологической группы по внешнему виду сходен с пиритом, образующим вкрапленность в исходных породах. Чаще это кубические, реже октаэдрические кристаллы с нештрихованными гранями. Встречаются сростки и обломки кристаллов. Суммарное количество пирита в шлихах незначительное, редко достигает долей процента и в единичных случаях 1—2 % от количества псевдоморфоз лимонита, наследующих форму пирита. Такое соотношение представляется естественным, поскольку пирит недостаточно устойчив к воздействию окислителей.

Доля псевдоморфоз от общей суммы гипергенных оксидов и гидроксидов железа может достигать 100 %, что свидетельствует об их высокой сохранности

в профиле выветривания, несмотря на неоднократное перераспределение оксидного железа при корообразовании.

Наиболее широко распространены в эловии микроскопические выделения пирита и очень редко халькопирита. Они устанавливаются почти в каждом аншлафе, не исключая бокситоподобные глины и их оолиты, в виде хаотических частиц независимо от фациальной принадлежности эловия. Эти выделения диагностируются лишь в иммерсии при увеличении до 1000, так как их размеры не превышают первых микрометров. Надежных их ассоциаций с какими-либо исходными или гипергенными образованиями не установлено. Изредка они встречаются в реликтовых жилках кварцевого и кварц-баритового состава и в псевдоморфозах лимонита по сульфидам. Не исключено полигенное их происхождение: реликтовое и гипергенное, более широко развитое во всех возрастных фациях профиля выветривания. Однако этот вопрос требует дополнительного изучения.

Заметим, что современный уровень грунтовых вод находится значительно выше нижней границы коры выветривания. На Апрельском месторождении они залегают на глубине 8—12 м, что служит благоприятным фактором для образования гипергенных сульфидов. Выветривание пород может происходить и в восстановительной среде под действием глеевого процесса.

Важными критериями золотоносного эловия являются, кроме вышеохарактеризованных реликтов, еще и реликты киновари, а также парагонита и мусковита, постоянно обнаруживаемые рентгеноструктурным анализом в пелитовой фракции глин и отчасти попадающие в тяжелый шпих.

Из минералов исходных пород, вмещающих золотоносные зоны, в тяжелой фракции эловия установлены эпидот, амфиболы, магнетит, ильменит, рутил и др. (см. табл. 20, выборки 4—13). Среди этой группы реликтовых минералов наиболее распространен магнетит. Он представлен мелкими неокатанными октаэдрическими кристаллами и их обломками. Спорадически развит мартит, содержание которого в отдельных шпихах составляет 4—5 %. Более характерен этот минерал для отложений кочковской свиты.

Специфической особенностью электромагнитных подфракций эловияльных шпихов является чрезвычайно слабое развитие в них ильменита — характерного минерала химически зрелых отложений. Он в заметных количествах присутствует лишь в породах кочковской свиты и развит в них в очень мелких окатанных зернах, что позволяет говорить о его дальнеприносном характере в отличие от “местного” характера вышеохарактеризованных минералов. Можно предположить, в частности, что ильменит поступил в опробованные рыхлые образования из промежуточных коллекторов — горизонтов песчаников, содержащихся в суэнтинской свите и вышележащих палеозойских толщах.

Другие минералы электромагнитной подфракции — амфиболы, гранаты, сфен и некоторые другие — встречаются спорадически, главным образом в единичных зернах. Эпидот наиболее распространен в эловии метадиабазов и в перекрывающих отложениях кочковской свиты. В покровных отложениях он развит как в окатанных, так и в неокатанных зернах, а ниже по разрезу в эловии, так же как амфиболы и остальные слабомагнитные минералы, устанавливается только в неокатанных кристаллах и агрегатах.

Минералы тяжелой немагнитной подфракции в сумме значительно уступают по весу таковым электромагнитной, составляя от нее 1—2 %. Наиболее распространены из них рутил, циркон, анатаз, лейкоксен. В редких шпихах устанавливаются апатит, корунд, дистен, которые, как и циркон, имеют здесь, несомненно, реликтовую природу. Наиболее вероятным материнским источником циркона и апатита являются дайки основных пород, достаточно широко развитые в районе; корунд и дистен характерны для метаморфических толщ. По

форме это оскольчатые частицы, обломки кристаллов и кристаллы. Последние типичны для цирконов. Обломочные и кристаллические зерна чаще неокатаны.

Что касается более распространенных оксидов титана — рутила, в меньшей степени анатаза и лейкоксена, то природа их не совсем ясна. Судя по литературным данным, они могут иметь самый различный генезис и, в частности, образовываться в условиях кварц-мусковитовой фации щелочно-кварцевого метасоматоза [Белковский, 1976], что в принципе приемлемо для наших условий. Обсуждаются также многочисленные случаи формирования рутилов в процессах метаморфизма [Беридзе, 1965; Дворкин-Самарский, 1960; Ярош, 1955], причем разных его стадий, начиная от раннего диагенеза [Нисанян, 1959; Dîsanche, Bartmelone, 1976] и кончая фациями амфиболов и эклогитов [Вертушков, 1957]. Рутилизация и лейкоксенизация ильменитов может проявляться в гипергенных условиях [Зив, 1956; Куковский, Кононов, 1961], особенно в периоды существования теплых влажных климатов, которые также благоприятны для формирования глубоких кор выветривания и которые существовали в Западной Сибири в отдельные моменты мел-палеогенового периода. Таков может быть, в частности, генезис лейкоксенов, встреченных в шлихах из коры выветривания, среди которых удается видеть таблитчатые кристаллы замещенного им ильменита. В целом представляется, что встреченные в шлихах рутилы имеют в основном реликтовый эндогенный характер. В этом случае налицо механическое обогащение образований коры выветривания устойчивыми в гипергенных условиях оксидами титана. Причем степень обогащения высокая, поскольку в просмотренных нами 15 шлихах из метасоматитов эти минералы практически отсутствуют. Среди изученных же рутилов из коры выветривания отмечаются несколько разновидностей. Это прежде всего коричневые мелкие разности, имеющие игольчатый излом. Поверхность таких зерен нередко заштрихована. Достаточно часто встречаются красные и темно-красные, а также медово-желтые рутилы в основном пластинчатой и таблитчатой форм. Медово-желтые рутилы имеют жирный блеск и тонкозернистое сложение. На поверхности красных рутилов наблюдается штриховка, а также “шелковистость” — “перламутровость”. Интересно также отметить, что наблюдаемые визуально мелкие бипирамидальные кристаллики анатаза (среди коричневых и темно-красных рутилов) рентгеноструктурно не проявились, что может свидетельствовать об их полном замещении рутилом.

Четкой зависимости между минералогическими особенностями шлихов и степенью золотоносности элювиальных отложений не устанавливается, хотя отмечается в некоторых случаях прямая, невысокая корреляционная связь между содержанием золота-парагонита-пирита и золота с псевдоморфозами лимонита по пириту. Минералы марганца на распределение самородного золота не влияют, а с лимонитом оно имеет отрицательную корреляционную связь. Устойчивая положительная корреляционная связь установлена между содержаниями реликтовых минералов исходных пород, вмещающих золотоносные зоны. Они представлены следующими ассоциациями (табл. 21): гранаты—циркон—магнетит—ильменит—сфен—прочие примеси; циркон—магнетит—гематит—прочие примеси; амфиболы—дистен—анатаз; гранаты—пирит; дистен—циркон; эпидот—лимонит; гематит коррелируется с пиритом и амфиболами.

Коррелируемость между содержаниями большой группы реликтовых минералов служит дополнительным критерием элювиального происхождения опробованных золотоносных глин. Отрицательная связь золота с лимонитом вполне закономерна: самородное золото остается на месте бывших метасоматитов (совместно с парагонитом и пиритом), а железо перераспределяется, образуя красноцветные фации и бурые железняки.

Поведение золота при корообразовании более подробно рассмотрим в следующей главе.

Таблица 21. Парные коэффициенты корреляции между содержаниями минералов шлихов из элювия Егорьевского месторождения (скв. 14, р. л. 13; 41 шлик)

Выборка	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	1	0,09	0,08	0,16	0,03	0,03	0,17	0,09	0,03	0,06	0,21	0,09	0,14	0,10	0,05	0,16	0,10	0,07	0,19	0,02	0,07
2		1	0,38	0,08	0,11	0,07	0,04	0,24	0,10	0,03	0,25	0,14	0,10	0,51	0,08	0,24	0,14	0,04	0,40	0,18	0,12
3			1	0,12	0,09	0,18	0,23	0,04	0,23	0,19	0,34	0,36	0,22	0,38	0,05	0,03	0,01	0,13	0,37	0,03	0,25
4				1	0,06	0,04	0,06	0,07	0,03	0,06	0,14	0,09	0,06	0,20	0,04	0,10	0,16	0,10	0,21	0,04	0,08
5					1	0,39	0,04	0,10	0,06	0,41	0,13	0,13	0,07	0,05	0,04	0,10	0,26	0,17	0,05	0,04	0,07
6						1	0,04	0,06	0,05	0,75	0,22	0,07	0,04	0,05	0,02	0,07	0,19	0,10	0,22	0,02	0,07
7							1	0,10	0,07	0,11	0,36	0,11	0,08	0,11	0,07	0,13	0,27	0,12	0,08	0,18	0,07
8								1	0,59	0,03	0,05	0,61	0,53	0,24	0,06	0,13	0,07	0,48	0,04	0,06	0,15
9									1	0,10	0,29	0,47	0,24	0,10	0,05	0,11	0,14	0,66	0,01	0,03	0,48
10										1	0,21	0,01	0,04	0,01	0,00	0,06	0,16	0,16	0,21	0,00	0,08
11											1	0,24	0,05	0,04	0,08	0,22	0,06	0,07	0,27	0,09	0,24
12												1	0,08	0,13	0,08	0,12	0,22	0,51	0,01	0,08	0,49
13													1	0,12	0,04	0,09	0,17	0,44	0,05	0,04	0,34
14														1	0,05	0,12	0,20	0,07	0,12	0,05	0,09
15															1	0,14	0,19	0,10	0,18	0,03	0,06
16																1	0,05	0,24	0,82	0,07	0,08
17																	1	0,20	0,36	0,04	0,27
18																		1	0,03	0,11	0,61
19																			1	0,02	0,08
20																				1	0,01
21																					1

Примечание. Минеральный состав выборок приведен в табл. 20 (графы 1 и 2), а выборка 21 охарактеризована в тексте; для 41 наблюдения величина коэффициента корреляции третьей степени вероятности равна $\sim 0,50$.

Современные прецизионные методы анализов позволяют обнаруживать золото во всех породах и минералах коры выветривания, сформированной на литокомплексах с его кларковыми содержаниями. По данным атомно-абсорбционного анализа в незолотоносных корах выветривания со зрелым профилем, достигшем состояния бесструктурного или структурного глинистого элювия, среднее содержание золота при 100 % встречаемости оценивается следующими значениями: латеритный элювий — 3,5 мг/т, каолиновый — 4,9 мг/т (табл. 22).

В разрезе не только профиля, но и его отдельных зон золото распределяется неравномерно, образуя горизонты вторичного обогащения. Таких горизонтов может быть два и более, однако концентрация металла в них не превышает 50 мг/т. Обогащенные золотом горизонты представляют собой “ложные” гипергенные аномалии. Контролируются они главным образом рН поровых растворов элювия (рис. 23). Не отмечается содержания золота, превышающих 50 мг/т, и в гипергенных минералах безрудных кор выветривания (табл. 23).

Из 54 анализов гранулометрических фракций глинистого элювия габбро Салаира, габбро-диоритов и гранитов Северного Казахстана, кварцевых порфиров Ангрена (Узбекистан), только в двух пробах обнаружены содержания золота, превышающие 50 мг/т. Это фракции 0,1—0,25 и 0,25—0,5 мм, состоящие из лимонита (40 %), каолинита (35—40 %) и эпигенетических карбонатов (20—35 %). Концентрация золота в них достигала 84,1 и 59,9 мг/т при выходе фракций всего лишь 4,5 и 2,4 % соответственно. Во всех остальных пробах его содержание определено на уровне 1—43 мг/т при более вероятной встречаемости в пределах 1—15 мг/т. Самородных выделений золота в незолотоносном элювии и его отдельных гранулометрических фракциях не встречено, хотя не исключено знаковое присутствие самородных частиц в нижнем наиболее обогащенном им горизонте профиля выветривания. Эксперименты показали, что золото в таких корах выветривания находится в сорбированном состоянии, приближающемся к хемосорбции, и из каолинита, гематита и опала не извлекается водным раствором с рН = 3,5, а иллита, монтмориллонита, карбонатов — с рН = 9 [Росляков и др., 1977].

Факторы, контролирующие поведение золота при региональном выветривании пород с его кларковыми содержаниями, детально рассмотрены и обобщены Н. А. Росляковым [1981], что позволяет нам в дальнейшем при изложении материала о формировании золоторудных месторождений формации коры выветривания ограничиваться лишь обсуждением новейших данных и их сопоставлением с ранее опубликованными. Приведенные в табл. 22, 23 количественные параметры примем за кларковые для кор выветривания и будем считать эталонными при оценке степени концентрирования золота в рудоносных профилях.

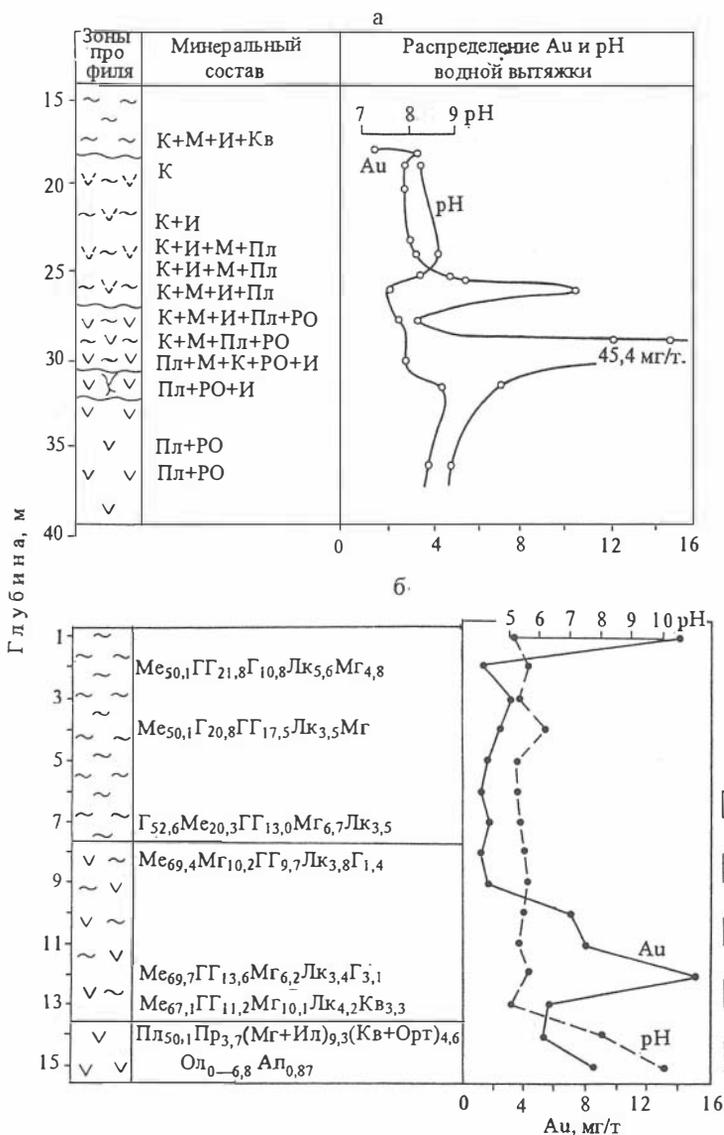


Рис. 23. Распределение золота и pH водной вытяжки в региональных профилях выветривания габбро-диоритов Сев. Казахстана (а) и оливиновых базальтов о-ва Оаху (б).

Зоны профиля: 1 — исходных пород, 2 — сапролитов, 3 — каменного структурного элювия, 4 — глинистого структурного элювия; 5 — бесструктурных глин. Минералы расположены в убывающем порядке (индекс — содержание минерала, в %). Гипергенные минералы: К — каолинит, И — гидрослюда (иллит), М — монтмориллонит, Кв — кварц, Ме — метагаллуазит (каолинит), Г — гибсит, ГГ — гетит и гематит. Реликтовые минералы: Пл — плагиоклаз; РО — роговая обманка, Мг — магнетит, Ил — ильменит, Пр — пироксен, Орт — ортоклаз, Ол — оливин, Ап — апатит, Лк — лейкоксен.

Т а б л и ц а 22. Распределение средних содержаний золота по зонам профиля региональных кор выветривания (по данным Н. А. Рослякова [1981])

Зоны профиля	Каолиновый профиль				Латеритный профиль			
	n	\bar{x}	A	Kк	n	\bar{x}	A	Kк
Исходные породы	50	3,6	9,7	—	3	5,2	13,1	—
Сапролиты	80	6,0	14,3	1,4	—	—	—	—
Каменный элювий	92	5,3	10,6	1,1	10	5,1	8,1	0,6
Глинистый элювий	121	4,0	7,2	0,8	13	2,2	2,6	0,2
Среднее по элювию	293	4,9	10,2	1,1	23	3,4	4,8	0,4

П р и м е ч а н и е: n — кол-во атомно-абсорбционных анализов; \bar{x} — среднее содержание золота, мг/т; A — то же, но в единице объема, мг/м³; Kк — коэффициент концентрации: отношение A в элювии к A в исходной породе.

Т а б л и ц а 23. Содержание золота в гипергенных минералах региональных кор выветривания каолинового типа

Минерал	Число проб	Содержание золота, мг/т			Этап корообразования
		x_{\min}	x_{\max}	\bar{x}	
Каолинит	16	1,1	28,1	5,9	Основной
Иллит	4	0,9	9,9	3,6	
Галлуазит	3	3,7	12,9	8,5	"
Гетит	11	1,9	30,7	9,4	"
Гидрогетит	1	—	—	6,5	"
Кальцит	2	3,2	32,7	18,0	Эпигенетический
Сидерит	1	—	—	29,6	
Пирит	1	—	—	6,4	"
Гипс	1	—	—	2,7	"

В.1. Оценка средних содержаний золота

В золотоносных корях выветривания, в отличие от безрудных, наряду с тонкодисперсным связанным золотом важное значение имеют его свободные самородные частицы, вплоть до “россыпеобразующих”, извлекающихся из глинистого элювия современными гравитационными методами. Наличие в элювиальных глинах разных гранулометрических классов и форм нахождения золота установлено при помощи атомно-абсорбционного и сцинтилляционного анализов, массовым опробованием с использованием обогатительных установок с центробежной сепарацией (ПОУ), технологическим испытанием проб на гидроклассификаторах, амальгамированием и цианированием. Хотя каждый из этих методов анализа использовался для решения конкретных задач, интересно дать количественную оценку значимости различий статистических параметров распределения золота, полученных разными методами, что позволит более объективно интерпретировать аналитические данные. Наибольший интерес представляет оценка значимости различия средних содержаний золота. При нормальном его распределении — это различия между средними арифметическими содержаниями x_1 и x_2 ; при логнормальном — между средними арифметическими логарифмов содержаний $\lg x_1$ — $\lg x_2$, между максимально правдоподобными оценками средних C_1 и C_2 сопоставляемых методов, а также между x_1 — C_1 и x_2 — C_2 в отдельно взятой выборке. Сравнение проведем по наиболее массовым методам анализа: атомно-абсорбционному, пробирному, сцинтилляционному и шлиховому (гравитационному).

Вид распределения золота в выборках проверялся путем проверки согласия эмпирического ряда с нормальной и логнормальной гипотезами по общезвестным стандартизированным коэффициентам асимметрии (А) и эксцесса (Е). Принятие проверяемой гипотезы аргументировалось параметрами: $A < 3$; $E < 3$. При несоблюдении любого из этих неравенств проверяемая статистическая гипотеза отклонялась.

В. Н. Бондаренко [1970] считает, что в случае несоответствия эмпирического распределения нормальному или логнормальному закону, дальнейшую проверку гипотез о соответствии изучаемой функции какой-либо теоретической модели при геохимических исследованиях можно не проводить, так как среднее содержание элемента почти не отличается от математического ожидания. В таких случаях при оценке среднего содержания и других статистических параметров допустим подход с позиции модели логнормального распределения, что на большом аналитическом материале мы показали на примере ртути [Росляков и др., 1992]. Обычно при сравнении средних содержаний независимо от вида функций распределения элемента пользуются *t*-критерием Стьюдента.

Однако, как показано Д. А. Родионовым [1964], в случае, когда распределение отличается от нормального, *t*-критерий Стьюдента имеет недостаточную мощность и желательно применять более емкий предложенный им *t*-критерий, что мы и делали в наших оценках.

Как отмечалось ранее, чувствительность атомно-абсорбционного анализа позволила установить 100 % встречаемость золота во всех фациях коры выветривания. Пробирным анализом обнаруживаются содержания золота 0,1 г/т и выше, а сцинтилляционным — 0,01 г/т. Встречаемость проб с содержаниями золота выше порога чувствительности этих методов находится на уровне 50 %. Высок процент “пустых” проб и при гравитационном (шлиховом) анализе. Исходя из этого, сравнение результатов этих методов дадим по двум вариантам:

I — в сравниваемые выборки включены все пробы (табл. 24);

II — сравниваются только те выборки, в пробах которых обнаружено золото (табл. 25).

В варианте I нормальный закон распределения золота не отклоняется только в одной выборке, представляющей результаты атомно-абсорбционного анализа. В остальных выборках его распределение не согласуется с нормальным законом, но проверка их на логнормальную гипотезу невозможна, так как входящие в них “пустые” (нулевые) пробы не логарифмируются. Поэтому в этих выборках ограничимся оценкой значимости различий только между средними арифметическими содержаниями золота. Визуально это различие очевидно (см. табл. 24, х). Однако по *t*-критерию Стьюдента значимое различие подтверждается только между x_1 — x_2 атомно-абсорбционного и пробирного анализов (см. табл. 24, графы 5, 6 и 9, 10). Несмотря на значимое различие средних, содержания золота по этим методам анализа имеют прямую достоверную корреляционную связь. В остальных выборках разность x_1 — x_2 не значима, что обусловлено высокой дисперсией распределения золота в элювии, а также небольшим объемом некоторых выборок и недостаточной мощностью *t*-критерия Стьюдента.

В варианте II нормальное распределение металла подтверждается тоже в одной выборке, представляющей результаты пробирного и гравитационного анализов (см. табл. 25, графы 12, 13). В этой выборке x_1 — x_2 по *t*-критерию значимо не различаются, но положительная корреляция между содержаниями достоверна.

Таблица 24. Сравнение результатов атомно-абсорбционного (А-а), сцинтилляционного (Сц), гравитационного (шлихового — Гр) и пробирного (Пр) анализов элювиальных проб (выборки с включением “пустых” проб), мг/т

Пара- метры	Егорьевское месторождение					Апрельское месторождение					
	А-а	Сц	Гр	А-а	Пр	А-а	Пр	А-а	Пр	Гр	
l	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
x_{\min}	0,3	н/о	н/о	1,0	н/о	1	н/о	3	н/о	н/о	
x_{\max}	310,0	880,0	615,0	200,0	600,0	1900,0	600,0	200,0	6900,0	10200,0	
\bar{x}	15,0	21,3	18,3	40,0	130,0	100,3	69,7	70,0	730	940	
S	30,5	77,9	66,8	60,0	140,0	250,4	114,9	60,0	1880,0	2570,0	
A	32,4	47,5	221,7	4,1	3,3	21,8	11,9	1,1	4,3	5,2	
E	127,3	221,7	127,8	2,2	2,4	56,6	14,3	0,8	4,3	7,1	
n	208	208	208		29		150	16	16	16	
r	0,14		0,01		0,49	0,46		0,74		0,64	
	0,03							0,52			

Примечание: r — коэффициент корреляции.

Т а б л и ц а 25. Сравнение результатов разных видов анализов в выборках с обнаруженными содержаниями золота, мг/т

Параметры	Егорьевское месторождение						Апрельское месторождение							
	А-а — Сц		А-а — Гр		Сц — Гр		А-а — Пр		А-а — Гр		I		II	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
x_{\min}	0,6	3,0	1,1	знаки	4,0	знаки	2,0	50,0	4,0	4,0	4,0	4,0	0,6	1,0
x_{\max}	310,0	880,0	100,0	615,0	390,0	615,0	1900,0	600,0	200,0	10200	400,0	448,0	63,0	650,0
\bar{x}	19,9	40,3	19,2	83,9	44,8	68,8	165,9	134,1	80,0	1250,0	97,8	129,3	0,8	38,8
S	38,8	106,4	22,1	126,4	85,0	123,9	316,6	129,7	60,0	293	152,1	168,4	12,0	110,1
A	19,8	24,2	4,9	7,4	6,4	7,2	121,0	6,3	0,9	3,7	2,2	0,9	6,8	11,9
E	60,4	79,1	4,1	9,9	9,5	13,1	23,3	4,1	-1,0	3,6	1,0	-0,8	11,1	29,3
J_{Igx}	0,84	1,15	1,01	1,54	1,23	1,41	1,56	1,98	1,35	0,83			0,74	0,88
S_{Igx}	0,63	0,53	0,52	0,61	0,56	0,62	0,83	0,34	0,54	1,01			0,49	0,68
C	9,5	29,8	21,1	92,8	38,9	70,1	229,9	129,1	100,0	2200,0			10,4	25,9
A_{Igx}	1,6	4,4	-0,1	0,1	1,8	0,7	0,3	2,8	-0,8	0,3			0,1	-1,1
E_{Igx}	-1,6	1,9	-0,8	0,3	-0,5	-1,1	-2,1	-1,6	-1,0	-0,9			2,5	0,4
n	109		45		26		78		12		6		37	
г	0,11		-0,02		0,01		0,40		0,53		0,93		0,06	
Закон распределения	Логнорм.	?	Логнормальный		Логнормальный		Логнормальный		Логнормальный		Нормальный		Логнормальный	

П р и м е ч а н и е. См. табл. 24; проба: I — индивидуальная, II — объединенная.

Распределение золота в остальных выборках варианта II не противоречит логнормальному закону; кроме выборки по сцинтилляционному анализу (см. табл. 25, графа 3), которую мы, вслед за Б. Н. Бондаренко [1970], относим тоже к логнормальной. В большинстве этих выборок различие между $x_1 - x_2$, $C_1 - C_2$, $\lg x_1 - \lg x_2$ по t -критерию Родионова не значимо. Из 39 оцениваемых сочетаний t -критерий расчетный выше предельно допустимого при $q = 0,05$ и степени свободы $n - 1$ только в 6 случаях. Оказалось, что различие между $x_1 - x_2$ и $C_1 - C_2$ значимо при сравнении атомно-абсорбционного и пробирного анализов по второму Егорьевского и Апрельского месторождений. Причем, если выборка по второму месторождению имеет малый объем ($n = 12$ пар), то по Егорьевскому она вполне представительна ($n = 45$ пар) и в ней превышение среднего по гравитационному методу над средним по атомно-абсорбционному примерно в 4 раза. При столь же представительной выборке ($n = 78$ пар) выявляются значимые различия между $C_1 - C_2$ атомно-абсорбционного и пробирного анализов. Первый метод дает результаты вдвое выше, чем второй при диапазоне содержания золота 2—1900 мг/т. Несмотря на различие между $C_1 - C_2$ сравниваемых методов, частные их содержания имеют достоверный прямой коэффициент корреляции ($r = 0,40$).

Важно, что во всех выборках варианта II, кроме одной малообъемной ($n = 12$ пар), по t -критерию не устанавливается значимого различия между средними арифметическими содержаниями и их максимально правдоподобными оценками при логнормальном распределении золота. Это дает основание в дальнейшем оперировать только средним арифметическим.

Таким образом, в выборках, исключаящих "пустые" пробы, установлено по t -критерию значимое различие между средними содержаниями золота по гравитационному, атомно-абсорбционному и пробирному анализам. Их отношение средних близко к 8 : 2 : 1 соответственно, что следует иметь в виду при экспертных оценках золотоносности в корах выветривания. При включении в выборки "пустых" проб это различие сглаживается, но тенденция сохраняется (сравни табл. 24 и 25). Малообъемные выборки (менее 30 пар) искажают эту картину.

Заканчивая оценку средних, отметим, что мы при опробовании Апрельского карьера взяли серию опытных бороздовых проб для атомно-абсорбционного анализа. Пробы составлялись по морфологическим признакам фаций элювия и подразделялись на две группы: 1) одна проба из каждого 1 м интервала; 2) объединение 2—25 однаметровых проб такого же интервала. В итоге оказалось, что объединенные пробы дают почти в 3 раза выше и средние арифметические, и максимально правдоподобные оценки среднего (табл. 26, графы 14, 15). Разность между $\lg x_1 - \lg x_2$ по t -критерию Родионова значима, а парная корреляция практически отсутствует ($r = 0,06$). Применительно к Егорьевскому месторождению Е. Г. Песков и О. О. Минко в 1991 г. показали, что пробирный анализ большеобъемных и штучных проб дает расхождение в содержаниях золота на порядок. Ими обнаружено золото: в крупнообъемных пробах — первые граммы на тонну, в штучных — десятые доли грамма на тонну.

Интересно сравнить эффективность атомно-абсорбционного, пробирного и гравитационного методов в установлении аномальных концентраций золота в элювии. Покажем это на примере комплексного опробования Апрельского карьера. Если за нижние аномальные концентрации принять значения содержаний, превышающие местный фон на величину одного стандартного отклонения, т. е. $x_{ан.} = x_{ф.} + S$ [Инструкция..., 1983], то они соответствуют: 34 мг/т по атомно-абсорбционному анализу; 120 мг/т по сцинтилляционному; порогу

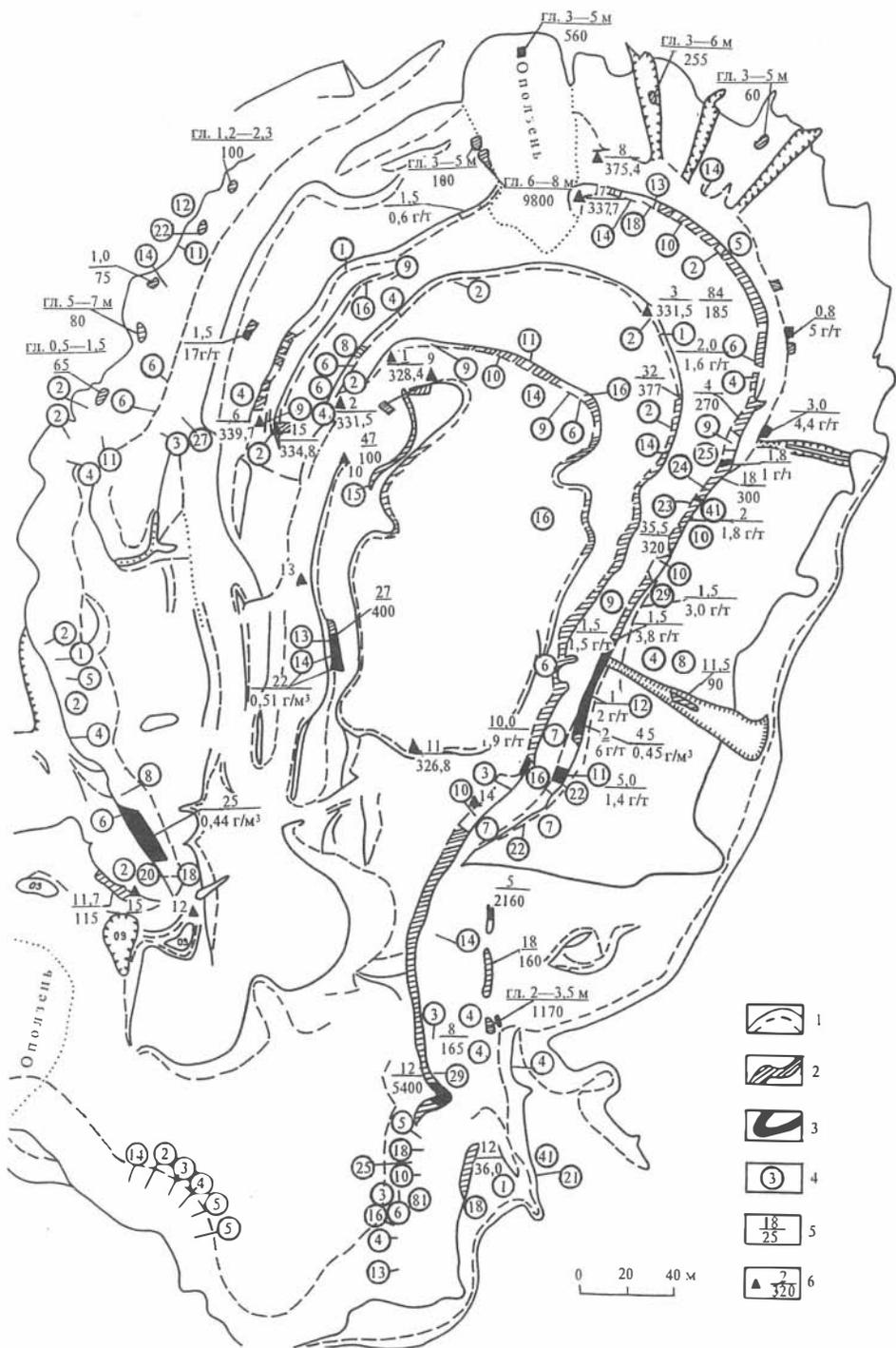


Таблица 26. Оценка значимости различий между средними содержаниями золота, полученными разными аналитическими методами (матрица для расчетов приведена в табл. 24, 25)

Сравниваемые методы анализа	Месторождение	n	t _q	t-расчетный				
				x ₁ -x ₂	C ₁ -C ₁	x ₁ .C ₁	x ₂ -C ₂	lgx ₁ -lgx ₂
А-а — Сц	Егорьевское	208	1,96	1,09				
	"	109	1,99	1,88	0,95	0,08	0,73	1,61
А-а — Гр	Егорьевское	208	1,96	0,65				
	"	45	2,01	3,38	3,75	0,41	0,33	3,94
	Апрельское	16	2,13	1,35				
	"	12	2,20	13,60	24,3	0,82	16,30	0,52
А-а — Пр	Егорьевское	29	2,05	3,18				
	Апрельское	150	1,96	1,36				
	"	78	1,99	0,82	2,60	1,26	0,24	1,46
	"	16	2,13	0,01				
Сц — Гр	Егорьевское	208	1,96	0,42				
	"	26	2,06	0,81	1,06	0,25	0,04	0,15
Гр — Пр	Апрельское	16	2,13	0,26				
	"	6	2,57	0,34				
Индив. — пробы	Апрельское	37	2,03	1,59	0,85	0,22	0,50	2,36

Примечание. t_q — предельно допустимый t-критерий при степенях свободы n-1 и уровне значимости q = 0,05, принят по А. К. Митропольскому [1961] с округлением до второго знака; n — число сравниваемых анализов.

обнаружения (100 мг/т) по пробирному и единичные знаки золотин по гравитационному.

В эловии Апрельского месторождения на стенках карьера атомно-абсорбционным анализом выявлено большое число аномальных участков золота, а в их контурах — около 20 рудных пересечений. В их числе шлиховым опробованием установлено три рудных тела мощностью от 25 до 45 м. Разброс содержаний свободного золота в них составляет от 0,03 до 5 г/м³, при среднем по каждой рудной зоне 0,44; 0,45 и 0,51 г/м³ (рис. 24, под чертой цифры с размерностью г/м³). В пределах этих тел пробирным анализом зафиксированы отдельные зоны мощностью 1—2 м и с содержанием благородного металла 2—6 г/т (см. рис. 24, под чертой цифры с соответствующей размерностью). Поскольку пробирный анализ у нас был более массовым, чем шлиховой, им за пределами рудных тел со свободным золотом дополнительно обнаружено 10 рудных зон мощностью 0,8—10 м и валовым его содержанием 0,6—5 г/т. Еще более массовым атомно-абсорбционным анализом бороздовых проб установлено только пять самостоятельных рудоносных участков с содержанием золота

Рис. 24. Распределение золота в эловии бортов Апрельского карьера.

Участки с содержанием золота: 1 — на уровне местного фона (до 10 мг/т), 2 — 10—50 мг/т, 3 — более 50 мг/т; 4 — количество золотин в шлиховой пробе; 5 — над чертой — ширина участка (м), под чертой — содержание золота по данным пробирного (в г/т), шлихового (в г/м³) и атомно-абсорбционного (цифра без размерности) анализов; 6 — над чертой — номер топографического пикета, под чертой — его абсолютная отметка. Геологическое строение см. на рис. 18.

0,56—9,8 г/т и мощностью 1,5—1,2 м (см. рис. 24, над чертой цифры без размерности). Пробирному анализу эти пробы не подвергались, но точечным шлиховым опробованием здесь зафиксировано до 29 золотин, весовое содержание которых, к сожалению, не определялось.

Все это делает необходимой обработку (применительно к нетрадиционной формации золоторудных месторождений) оптимального метода определения золота и способа отбора проб. На примере изученных месторождений можно полагать, что на разных этапах исследования целесообразно применение тех методов, которые позволяют решать конкретные задачи, в частности:

- 1) атомно-абсорбционный анализ — выявление аномалий золота и оценка доли его тонкодисперсной составляющей;
- 2) сцинтилляционный анализ — определение гранулометрического состава тонкодисперсного золота;
- 3) пробирный анализ бороздовых проб — оценка месторождений на рудное золото;
- 4) шлиховой анализ — оценка месторождения на самородное гравитационно-свободное золото.

V.2. Основные тенденции распределения тонкодисперсного золота в фациях коры выветривания

Содержания тонкодисперсного золота во всех породах рудоносных кор выветривания превышают региональный уровень. Его кларк концентрации (К) даже в продуктах эпигенеза достигает 9,4 (табл. 27). Наиболее обогащены золотом фации коры выветривания, в составе которых участвуют хемогенный и обломочный материал эндогенной минерализации. Кларк концентрации золота в них колеблется от 15 до 37,6 (см. табл. 27). В общем балансе относительно исходного субстрата процессы каолинизации и латеритизации способствуют эмиграции золота, а лимонизации — его накоплению. Им обеднены интенсивно осветленные сапролиты, каолиновые глины, светлоокрашенные бокситы, а также выполняющий эпигенетические жилки каолинит. Коэффициент концентрации золота в этих гипергенных образованиях, рассчитанный изобъемным методом, варьирует от 0,7 до 0,9. Остаточные структурные и бесструктурные элювиальные глины, обогащенные гетитом и гематитом, имеют коэффициент концентрации золота более единицы. С увеличением в элювии роли местного железа этот коэффициент возрастает. Его максимальное значение установлено в породах, обогащенных псевдоморфозами лимонита по пириту. Более 10 он в гетит-каолинитовых глинах, бурых железняках и реликтах эндогенной минерализации.

Основные тенденции распределения тонкодисперсного золота на Апрельском и Егорьевском месторождениях показаны на рис. 24, 25. Из них видно, что оно совместно со свободным (шлиховым) золотом является составной частью

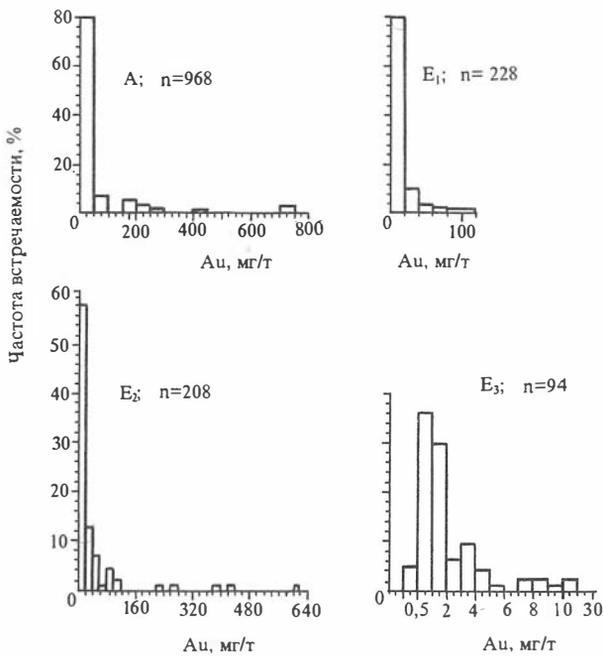


Рис. 25. Гистограммы распределения тонкодисперсного золота на Апрельском (А) и Егорьевском (Е) месторождениях:

А, Е₁, Е₂ — кора выветривания, Е₃ — исходные породы; А, Е₁, Е₃ — по данным атомно-абсорбционного анализа, Е₂ — по сцинтиляционному анализу; n — число анализов.

рудных тел, окаймляет их в виде гипергенных ореолов и образует самостоятельные аномальные зоны. В пределах месторождений тонкое золото распределяется весьма неравномерно при вариации частных содержаний от 0,2 до 9800 мг/т (табл. 28). В пробах с граммовыми содержаниями, а их всего около 2,5 % из 1328, не исключено присутствие и более крупных золотинок, обнаруженных нами под микроскопом в бурых железняках Апрельского карьера. Распределение золота не подчиняется нормальному закону, имея вариационные кривые, смещенные вправо от максимума встречаемости и высокие значения коэффициентов асимметрии и эксцесса (см. рис. 25, табл. 28). Нормальная гипотеза распределения отклоняется не только в генерализованных, но и в представительных выборках каждой фации коры выветривания. В этой связи отметим, что приведенные в табл. 27 средние содержания (\bar{x}) золота значимо не отличаются от максимально правдоподобной оценки среднего, как это показано ранее.

Золоту в коре выветривания сопутствует ограниченное количество рудогенных элементов. Корреляционная связь с одними из них унаследуется от исходного субстрата, с другими — возникает в зоне гипергенеза. К примеру, на Апрельском месторождении в исходных породах достоверная корреляция выявляется у следующей ассоциации элементов: Au — Cu — Co — Mn. В коре выветривания к ней присоединяются Zn, As, Pb, Ag, а Cu, Co, Mn, наоборот,

Таблица 27. Распределение золота в корах выветривания Апрельского (I) и Егорьевского (II) месторождений (по данным атомно-абсорбционного анализа, мг/т)

Зона	Порода	I				II			
		n	\bar{x}	S	K	n	\bar{x}	S	K
1	Исходные породы Зоны минерализации	30	12,1	19,0	3,5	94	15,3	14,7	4,1
		88	109	319	30,3	12	34,0	38,2	9,4
2	Сапролиты и каменный структурный элювий: осветленные обогащенные местными гидратами железа пропитанные привнесенными гидратами железа	189	10,1	4,8	1,8	н/о	н/о	н/о	н/о
		62	211,1	450	37,5	н/о	н/о	н/о	н/о
		39	28,2	12,8	5,0	н/о	н/о	н/о	н/о
3	Глинистый элювий: каолининовый гетит-каолининовый гематит-каолинигидраргиллитовые глины бокситоподобные глины светлые бокситы (окаменелые и рыхлые) литобрекчи	152	9,0	11,3	2,2	22	10,9	14,0	2,7
		174	70,7	35,5	17,7	40	8,4	11,3	2,1
		101	12,8	9,2	3,2	11	13,3	17,7	4,4
		25	8,4	5,8	2,2	н/о	н/о	н/о	н/о
		99	37,7	6,9	9,4	24	25,8	80,0	6,5
4	Реликты гипогенной минерализации: сыпучки кварц-баритовые	9	101,8	10,5	22,9	6	11,5	9,9	3,4
5	Материалы местного переотложения: залежи хемогенных бурых железняков мусорные брекчи гетит-каолининовые глины с обломками кварца и бурых железняков серые, обогащенные органикой глины	141	147,5	245	37,0	7	59,8	50,9	15,0
		н/о	н/о	н/о	н/о	38	21,6	45,1	5,4
		140	150,3	419	37,6	н/о	н/о	н/о	н/о
		16	62,1	15,8	15,5	н/о	н/о	н/о	н/о
6	Продукты эпигенеза: жилки каолинита маршаллит	16	5,3	3,1	1,3	н/о	н/о	н/о	н/о
		6	5,5	9,4	9,4	4	37,8	42,8	9,4

Примечание: n — число проб; \bar{x} — среднее содержание золота, мг/т; S — его стандартное отклонение; K — кларк концентрации (отношение к среднему, см. табл. 22).

Таблица 28. Статистические параметры распределения тонкодисперсного золота в корах выветривания Апрельского (I) и Егорьевского (II) месторождений (по данным атомно-абсорбционного анализа, мг/т)

Параметры	Месторождение		
	I	II	IIa
x_{\min}	0,2	0,3	н/о
x_{\max}	9800	310	880
\bar{x}	60,9	14,6	44,7
S	40,2	13,7	48,7
S	223	175	122
A	177	25,7	28,4
E	1715	90,9	75,3
n	959	228	208

Примечание. IIa — по данным сцинтилляционного анализа.

Таблица 29. Ассоциация элементов в коре выветривания Апрельского месторождения (кол-во анализов 200, достоверный коэффициент корреляции $r = 0,14$)

Ассоциация элементов	r
<u>Au-Co-Mn</u>	0,15—0,53
<u>Au-Ba</u>	0,16
<u>Pb-Cu-As</u>	0,34—0—40
Pb-Cu-Mn	0,24—0,31
Pb-Ga	0,31
<u>Zn-Cu-Mn</u>	0,26—0,31
<u>Ba-Ga-Cr</u>	0,17—0,26
Ba-Ga-Co	0,14—0,25
<u>Ga-Ni-Cr</u>	0,14—0,41

Примечание. Подчеркнуто — элементы, наследующие корреляционные связи от эндогенных зон минерализации месторождения.

в отдельных фациях теряют корреляционную связь с золотом. В бокситоподобных глинах золоту сопутствует только Cr, хотя в большинстве фаций между содержаниями этих элементов устанавливается отчетливая отрицательная корреляция. В целом по коре выветривания этого месторождения коррелирующие ассоциации элементов приведены в табл. 29.

В коре выветривания Егорьевского месторождения спектр элементных ассоциаций иной, в определенной мере объясняемый другим составом исходного субстрата. Если взять в целом выборку по элювию месторождения без расчленения по уровню содержания в нем золота, то оно надежно коррелируется со следующими элементами (табл. 30): Au — Ag — As — Hg — Y.

В выборках, сгруппированных по концентрации золота, ассоциации таковы: при содержании золота, близком к региональному (до 10 мг/т), Au — Ag — Y — Hg — Pb — Sr; при содержании 10—30 мг/т: Au — Y — Bi; а при концентрации более 50 мг/т оно ни с одним из приведенных в табл. 30 элементов не коррелирует. В то же время с повышением содержания золота в рудных интервалах отчетливо фиксируется увеличение роли Ag, Y, Pb, As, Yb, а также Zn и Ba. Вариации содержания элементов данной ассоциации в рудных и безрудных интервалах элювия показаны в табл. 31.

Т а б л и ц а 30. Коэффициенты парной корреляции между содержаниями элементов в породах коры выветривания Егорьевского месторождения (по данным 162 анализов)

Элементы	Ag	Hg	As	Pb	Bi	Sn	Zr	Rb	Sr	U	Th	Y
Au	<u>0,13</u>	<u>0,13</u>	<u>0,13</u>	0,07	0,07	0,11	0,02	-0,05	0,10	0,04	-0,07	<u>0,13</u>
Ag		<u>0,13</u>	<u>0,73</u>	0,01	<u>0,30</u>	0,12	0,08	-0,01	<u>0,26</u>	-0,01	-0,10	0,13
Hg			<u>0,29</u>	<u>0,25</u>	0,09	0,04	0,06	-0,04	0,04	<u>0,23</u>	0,08	<u>0,51</u>
As				-0,01	<u>0,21</u>	<u>0,13</u>	0,01	-0,08	0,17	0,01	-0,12	<u>0,20</u>
Pb					<u>0,23</u>	-0,09	<u>0,18</u>	<u>0,15</u>	0,11	<u>0,24</u>	<u>0,33</u>	<u>0,45</u>
Bi						<u>0,18</u>	-0,12	-0,08	-0,07	-0,09	0,01	0,09
Sn							-0,22	0,03	-0,10	-0,27	0,03	-0,10
Zr								<u>0,37</u>	<u>0,36</u>	<u>0,14</u>	<u>0,50</u>	0,05
Rb									-0,01	0,02	<u>0,43</u>	0,01
Sr										-0,12	-0,18	-0,01
U											<u>0,14</u>	<u>0,47</u>
Th												0,12

П р и м е ч а н и е. Подчеркнуто — значимые коэффициенты при уровне $t = 0,13$.

Т а б л и ц а 31. Сравнение содержаний тонкодисперсного золота и сопутствующих ему элементов в рудных и безрудных интервалах коры выветривания Егорьевского месторождения (р. л. 13)

Элементы	Скв. 14		Скв. 18	
	Руда (20)	Околорудная порода (11)	Руда (6)	Околорудная порода (27)
Au	<u>24—100</u> 33,7	<u>2,5—27,0</u> 12,8	<u>10—100</u> 34,2	<u>1—37</u> 9,9
Ag	<u>14—470</u> 170	<u>7,5—1000</u> 278	<u>5,6—420</u> 92,4	<u>4,7—150</u> 51,8
Hg	<u>50—3440</u> 1155	<u>50—1200</u> 454	<u>60—420</u> 166	<u>20—960</u> 326
As	<u>24—3063</u> 582	<u>26—676</u> 189	<u>4—501</u> 106	<u>20—960</u> 91,4
Pb	<u>2—981</u> 152	<u>3—98</u> 40,4	<u>2—93</u> 28,2	<u>н/о—443</u> 176
Y	<u>н/о—1154</u> 246	<u>31—90</u> 64,0	<u>29—128</u> 64,3	<u>24—243</u> 62,0
Sr	<u>41—4239</u> 246	<u>137—3932</u> 1110	<u>979—3622</u> 2271	<u>85—8400</u> 1872

П р и м е ч а н и е. В скобках — кол-во атомно-абсорбционных анализов, Au, Ag, Hg — в мг/т, остальные — в г/т.

Кроме группы элементов, коррелирующих с золотом, в коре выветривания Егорьевского месторождения устанавливаются ассоциации вне достоверной связи с ним. В их числе: 1. Pb — Hg — U; 2. Pb — Th — Y; 3. Pb — Rb — Zr; 4. Bi — As — Sn; 5. U — Th — Zr; 6. U — Th — Y; 7. Rb — Th; 8. Sr — Ag, As, Zr; 9. Bi — Ag — Pb, 10. Отрицательная связь Sn с U и Zr.

Ассоциации 1—10 не связаны с процессами гипергенного концентрирования золота, так как их содержания в рудных и безрудных интервалах профиля выветривания в общем близки. В этой связи в качестве поискового геохимического критерия на золотоносные коры выветривания, сформированные на фемических породах, может быть рекомендована элементная ассоциация:

Au — Cu — Co — Mn + (Zn — Pb — As — Ag — Ba),
а на карбонатных толщах:

Au — Ag — As — Hg — Y + (Pb — Sr).

Таблица 32. Содержание редкоземельных элементов в глинистом элювии Егорьевского месторождения, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
La	257	64	93	78,9	55	2,3	1,9
Ce	175	99	104	72,1	43	6,4	5,3
Nd	105	111	140	65,1	25	5,2	4,4
Sm	20	39	33,4	16,7	4,2	1,8	1,5
Eu	5,9	13,5	8,1	6,6	1,0	0,6	0,3
Gd	21,9	52,8	29,1	18,4	4,5	2,7	1,5
Tb	3,5	8,2	4,6	2,9	0,7	0,5	0,3
Yb	9,0	17,8	10,7	7,2	1,7	2,6	1,1
Lu	1,2	2,4	1,5	0,8	0,2	0,4	0,2
Сумма	598,5	407,7	424,4	268,7	135,3	22,5	16,2

Примечание: 1—3 — элювий с реликтами слюдитов; 4 — каолинитовые бесструктурные глины с мусковитом и парагонитом; 5—7 — кварц-каолинитовые структурные глины по углеродистым известнякам.

Элементные ассоциации, не коррелирующиеся с золотом, могут использоваться в качестве дополнительной информации при интерпретации геохимических данных в прогнозных целях. Одни из них указывают на возможную рудную минерализацию (Bi, Ag, Pb, Ba, Y), другие — на интенсивность гипергенного преобразования исходных пород (U, Th, Rb, Sr и др.).

На Егорьевском месторождении важными геохимическими индикаторами рудоносности элювия оказались редкоземельные элементы (РЗЭ), из которых с золотом коррелируют не только Y, но и Gd с Tb. Кроме того, РЗЭ достигают концентраций, позволяющих ставить вопрос об оценке их промышленной значимости при попутном извлечении совместно с золотом. В зависимости от состава исходных пород элювия содержания РЗЭ варьируют от десятых долей до сотен граммов на тонну. Наиболее высокая сумма содержаний РЗЭ свойственна элювию метасоматитов. При этом с увеличением интенсивности выветривания этих пород содержание РЗЭ понижается (табл. 32, пробы 1—4). В структурных кварц-каолинитовых глинах по углеродистым известнякам содержание РЗЭ значительно ниже (см. табл. 32, проба 5—7). Самое низкое оно в глинах, залегающих вблизи от дневной поверхности (см. табл. 32, проба 7, глубина 15 м, скв. 06, р. л. 13).

В.3. Формы нахождения тонкодисперсного золота в элювии

По данным сцинтилляционного анализа основное количество тонкодисперсного золота в элювии, как и в его исходных породах, приходится на частицы размером 3—5 мкм, менее — на 5—9 мкм; крупнее 9 мкм встречаются лишь единичные золотишки (табл. 33).

Комплексное изучение проб с валовым содержанием золота от 138 до 3614 мг/т показало, что на долю связанного тонкодисперсного золота приходится от 0,4 до 31 %. При этом определенной зависимости между его общим содержанием и количеством связанной формы не наблюдается (табл. 34).

Технологические испытания двух большеобъемных проб Апрельского месторождения показали следующие результаты.

Таблица 33. Гранулометрический состав дисперсного золота в глинистом элювии и исходном субстрате Егорьевского месторождения (по данным сцинтилляционного анализа)

Порода	Кол-во анализов	Валовое содержание золота, мг/т	Число золотин в гранулометрических классах, мкм				
			3—5	5—9	9—12	12—15	15—23
Эндогенная зона:							
известняки	5	20	7	н/о	н/о	н/о	н/о
алевролиты	2	15	2	"	"	"	"
песчаники	2	75	28	"	"	"	"
метадiorиты	4	20	6	"	"	"	"
метасоматиты	9	270	9	2	1	3	1
Кора выветривания:							
глинистый элювий	105	20	164	1	н/о	н/о	н/о
мусорные брекчии	43	110	14	2	"	"	"
бурые железняки	9	141	111	1	"	1	"

Таблица 34. Формы нахождения золота в глинистом элювии Егорьевского месторождения

Валовое содержание золота, мг/т	Выход золота, % от валового содержания			
	свободное (шлиховое)	извлекаемое		связанное тонкодисперсное
		амальгамированием	цианированием	
3614	72,4	4,6	15,1	7,9
1874	41,1	1,2	26,7	31,0
815	80,9	н/о	10,6	8,5
741	62,1	25,4	12,1	0,4
272	59,7	35,1	н/о	5,2
138	18,1	15,8	65,7	0,4

Проба N 1, вес 126 кг, красноцветная глина с реликтами кварца и бурых железняков, валовое содержание золота по данным аффинажного завода 780 мг/т (среднее из 5 определений), по данным ИНХ СО АН СССР — 280 мг/т (среднее из 6 определений); проба N 2, вес 24 кг, зеленовато-желтая глина с реликтами гидротермально измененных сланцев, валовое содержание золота в двух сериях из пяти определений составляет 138 и 104 мг/т соответственно (среднее 121 мг/т).

Мокрое рассевание проб на узкие гранулометрические классы производилось на ситах по геометрической крупности до 0,05 мм, а более мелкого материала — на классификаторах по гидравлической крупности (на аппарате АДАП). Шкалу классификации материала на узкие классы крупности выбрали из расчета, чтобы самые мелкие частицы золота (плотность 17,3 г/см³) узкого класса имели скорость падения в воде большую, чем скорость наиболее крупных частиц породы данного класса (плотность 2,65 г/см³). Это позволило выделить из пробы в тяжелую фракцию все золотины при последующей обработке каждого узкого класса на трубчатом гидрокласификаторе. Гранулометрический состав исходного материала проб и распределение золота по узким классам приведены в табл. 35.

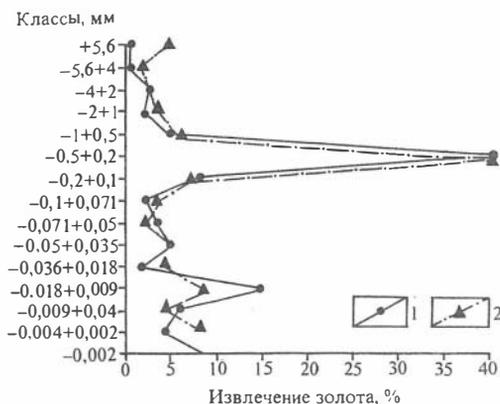
рический состав исходного материала проб и распределение золота по узким классам приведены в табл. 35.

Таблица 35. Гранулометрический состав технологических проб и распределение золота по узким классам

Классы, мм	Проба № 1, вес 126 кг			Проба № 2, вес 24 кг		
	Выход класса, %	Извлечение золота		Выход класса, %	Извлечение золота	
		мг	%		мг	%
+5,6	0,12	13,45	0,17	4,65	65,52	4,48
-5,6 +4	0,33	35,36	0,46	3,15	21,08	1,44
-4 +2	1,27	172,58	2,23	8,03	59,18	4,04
-2 +1	2,10	203,59	2,63	7,37	39,52	2,70
-1 +0,5	3,64	306,99	3,97	8,38	64,58	4,41
-0,5 +0,2	5,43	3003,54	38,80	7,95	569,67	38,91
-0,2 +0,1	4,26	616,61	7,96	6,76	105,28	7,19
-0,1 +0,071	1,45	158,86	2,05	3,15	46,59	3,18
-0,071 +0,05	2,84	214,55	2,77	2,20	42,43	2,90
-0,05 +0,036	6,19	331,16	4,28	3,43	72,87	4,98
-0,036 +0,018	2,57	226,38	2,92	7,15	60,14	4,11
-0,018 +0,009	8,70	1095,20	14,15	9,79	126,77	8,66
-0,009 +0,004	6,44	405,30	5,24	8,33	58,63	4,00
-0,004 +0,002	14,36	298,24	3,85	9,16	61,24	4,21
-0,002	40,30	659,44	8,52	10,50	70,40	4,79
Всего:	100,0	7741,25	100,0	100,0	1463,90	100,0
в т. ч. +0,05	21,44	4725,53	61,04	48,36	450,05	30,75
-0,05	78,56	3015,72	38,96	51,64	1013,85	69,25

Примечание. Классы мельче 0,05 мм разделены на аппарате АДАП, а крупнее 0,05 мм — мокрым рассевом. Процент выхода фракции и извлечения золота рассчитан относительно веса исходной пробы.

Рис. 26. Распределение золота в узких классах остаточного и переотложенного материала коры выветривания: 1, 2 — номера технологических проб в табл. 35.



На рис. 26, построенном по данным табл. 35, видно, что золото присутствует во всех классах крупности. В обеих пробах максимальная концентрация золота установлена в классе $-0,5$ — $+0,2$ мм. Повышенное количество золота присутствует в классах $-0,01$ — $+0,009$ мм и $-0,002$ ($-0,03$) мм. Золото находится в свободном состоянии в виде частиц, обнаруживаемых визуально или под бинокуляром, и связано как примесь в реликтовых и гипергенных минералах. Свя-

Таблица 36. Распределение золота в гравитационных фракциях узких классов технологических проб

Классы, мм	Фракция	Проба № 1			Проба № 2		
		Выход фракции, %	Извлечение золота		Выход фракции, %	Извлечение золота	
			мг	%		мг	%
-0,5+0,2	Легкая	4,23	56,02	0,86	7,90	9,26	0,63
	Средняя	1,45	22,65	0,35	0,03	0,09	0,02
	Тяжелая	0,16	57,23	0,88	0,02	10,12	0,69
	"	23 зн.	2530,0	38,86	5 зн.	550,00	37,6
	Итого	5,84	2665,9	40,95	7,95	569,47	38,9
-0,2+0,1	Легкая	3,64	30,83	0,47	6,25	12,77	0,87
	Средняя	0,82	22,53	0,35	0,47	1,30	0,09
	Тяжелая	0,06	95,84	1,47	0,04	1,21	0,08
	"	25 зн.	375,00	5,76	12 зн.	90,00	6,15
	Итого	4,52	524,20	8,05	6,76	105,28	7,19
-0,1+0,071	Легкая	0,68	10,89	0,17	3,02	3,82	0,26
	Средняя	0,60	46,85	0,72	0,12	0,28	0,02
	Тяжелая	0,01	50,72	0,77	0,02	22,47	1,53
	"	4 зн.	11,44	0,18	7 зн.	20,02	1,37
	Итого	1,29	119,90	1,84	3,15	46,59	3,18
-0,07+0,05	Легкая	1,01	14,42	0,22	2,14	2,51	0,17
	Средняя	1,91	37,82	0,58	0,04	0,09	0,01
	Тяжелая	0,04	158,15	2,43	0,02	29,83	2,04
	"	н/о	н/о	н/о	5 зн.	10,00	0,68
	Итого	2,96	210,39	3,23	2,20	42,43	2,90
-0,5 +0,5 в т. ч.	Всего	14,62	3520,4	54,07	20,06	763,77	52,2
	Тяжелая	0,26	3278,4	50,35	0,09	733,65	50,1

Примечание. зн. — знаки золота.

Таблица 37. Распределение золота в минералах легкой фракции глинистых руд

Классы, мм	Минеральный состав класса	Выход класса			Содержание золота	
		г	%	г/т	в % от веса фракции	в т. ч. % по минералам
-1	Кварц	2,85	2,86	0,040	2,07	В кварце
+0,5		7,30	7,34	0,048	6,37	
-0,5		8,07	8,12	0,027	3,96	
+0,2		9,00	9,06	0,093	15,22	
-0,2						
+0,071	Кварц+каолинит	2,56	2,58	0,140	6,52	В кварце + каолините
-0,071		8,67	8,73	0,200	31,53	
+0,036	Каолинит	8,67	8,73	0,200	31,53	В каолините
-0,036		6,42	6,46	0,100	11,67	
+0,018		14,31	14,41	0,029	7,55	
-0,218		40,18	40,43	0,020	15,11	
+0,009						
-0,009						
+0,004						
-0,004						
+0,002						
-0,002						

Примечание. По данным рентгеноструктурного анализа, анализик Т. Н. Григорьева (ОИИТМСОРАН).

Т а б л и ц а 38. Относительная степень концентрации — рассеяния золота и сопутствующих элементов (Ag, Ba, Pb, Cu, Zn, As) в породах линейно-карстовой коры выветривания и в их главных гранулометрических фракциях

Опробованные породы	Кол-во определенных	Содержание самородного золота относительно валового, %	Содержание рудных элементов относительно местного фона*		
			исходные породы	обломочный материал	глинистый слив
Каолинизированные отбеленные породы с кварцевыми прожилками, сыпучкой, обломками	30	14,9	<u>Au = 0,6</u> (Ba)	Au = 0,1 (Ba,Cu)	Au = 0,12 (Ba, Pb)
Песчанистая глина желто-бурого цвета, переполненная щебнево-дресвяным кварцевым материалом	24	80,3	<u>Au = 0,26</u> (Ba)	(Au) = 0,2	Au = 0,12
Лимонитизированные и омарганцованные песчано-глинистые породы с обломками	16	50,0	<u>Au = 0,4</u> <u>Pb, Zn,</u> <u>Cu, As</u>	<u>Au = 0,18</u> <u>Pb, Zn,</u> <u>Cu, As</u>	<u>Au = 0,26</u> (Cu)
Лимониты и глина красно-бурая, с обломками	8	19,0	<u>Au = 0,4</u>	Au = 0,18	<u>Au = 0,26</u>
Глины пестрые с обломками	16	н/о	Au = 0,1	Au = 0,05	Au = 0,08
Красно-бурая глина с примесью кварцевой щебенки	8	99,9	Au = 0,12	<u>Au = 0,09</u>	Au = 0,15

* Подчеркнуто — элементы, превышающие местный фон на порядок и более; в скобках — элементы с местным фоновым содержанием, т. е. Ba = 6 г/т, Zn = 50 мг/т, Cu и As = 20 мг/т; содержание золота в мг/т.

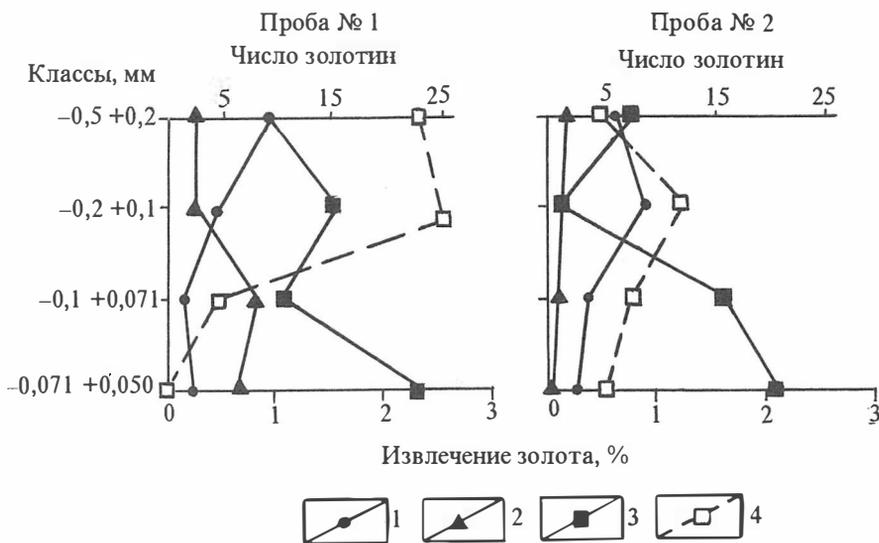


Рис. 27. Распределение золота в легкой (1), средней (2) и тяжелой (3, 4) фракциях технологических проб рыхлых образований.

Тяжелая фракция: 3 — связанное золото, 4 — свободное золото, верхняя шкала.

званное золото рассредоточено по всем гранулометрическим классам и гравитационным фракциям. При этом его содержание в тяжелой фракции возрастает с уменьшением крупности класса, а в легкой, наоборот, им обогащен более зернистый материал, состоящий главным образом из кварца (рис. 27, табл. 36, 37). Следует заметить, что в рядовых глинистых рудах на долю материала крупнее 0,5 мм приходится от 7,5 до 3,6 %. Здесь золото только связанное и составляет 9,5—17,1 % от его общего извлечения (см. табл. 35). Обогащена таким золотом на порядок и более по сравнению с валовым содержанием зола окаменелой древесины и корней растений. Формы нахождения связанного золота не изучены. В водные вытяжки с рН в пределах 4,55—9,0 оно из глинистого элювия не переходит. Есть основание полагать, что связанное золото находится в самородном состоянии или имеет прочную связь с реликтовыми и гипергенными минералами, приближающуюся по типу к хемосорбции.

В наиболее распространенных фациях коры выветривания на долю связанного золота приходится от 0,1 до 100 % (табл. 38). Можно считать, что в изученных месторождениях соотношение тонкодисперсного и гравитационно-свободного золота близко 1 : 1.

В.4. Гравитационно-извлекаемое самородное золото

В.4.1. Оценка количественных характеристик

Гравитационно-извлекаемое (шлиховое) самородное золото, в дальнейшем для краткости будем его называть “самородное золото”, пока составляет основную ценность описываемых месторождений формаций коры выветривания. Как следует из табл. 36 и 39, его частицы неравномерно распределены по всем гранулометрическим классам диапазона 0,05—2,0 мм. Можно заметить, что с повышением концентраций золота в элювии растет роль крупных золотинок. Отчетливой связи между пробностью самородного золота и размером его зерен не наблюдается.

В самой богатой пробе она выдержана, уменьшаясь всего на 3 % от класса 0,1 мм к классу 1,0—2,0 мм, и в общем близка к пробности первичного золота. В пробах с невысоким содержанием золота максимальная его пробность наблюдается в золотинах размерностью 0,25—0,5 мм.

В пределах профиля выветривания самородное золото находится в количествах от необнаруживаемых при промывке элювия на ПОУ-4-2М до 40 г/м³.

На долю “пустых” шлиховых проб в пределах объемных геохимических аномалий тонкодисперсного золота, оконтуриваемых по данным точечного штупфного опробования керна скважин по интервалам 1—2 м, приходится около 50 % от общего их количества. При опробовании стенок уступов карьера “пустых” шлиховых проб было значительно меньше, так как в обнажении легче выделять секции такого элювия, морфологические признаки которого свидетельствуют о наиболее вероятной его золотоносности.

Характер распределения самородного золота в выборках, исключаящих “пустые” шлиховые пробы, показан на гистограммах рис. 28 и в табл. 40. Из них следует, что почти 50 % встречаемости проб со свободным в коре выветривания золотом приходится на содержания ниже 50 мг/м³. Величина расчетных коэффициентов асимметрии и эксцесса, превышающая 3, свидетельствует о несоответствии распределения свободного золота нормальному закону. Логнормальная гипотеза его распределения не отклоняется (A_{lgx} и $E_{lgx} < 3$).

Диапазон рудных концентраций (≥ 50 мг/м³) очень велик, но большинство из них приходится на интервал до 1 г/м³ на Апрельском месторождении и до 0,5 г/м³ на Егорьевском. Кора выветривания Апрельского месторождения более обогащена и тонкодисперсным золотом, свидетельствуя о том, что элювий алюмосиликатных пород печеркинской свиты более благоприятен для накопления тонкого и шлихового золота по сравнению с элювием на “егорьевских” известняках. Коэффициент корреляции тонкодисперсного и шлихового золота около 0,3 (сравнение 228 пар анализов) свидетельствует о генетической и пространственной близости их эндогенных источников. Среднее содержание шлихового золота на порядок выше, чем тонкодисперсного. Такое соотношение наблюдается и в системе минерализованная зона — вмещающая ее порода коробразующего фундамента.

Т а б л и ц а 39. Гранулометрический состав и пробность самородного золота в элювии Егорьевского месторождения

Содержание золота, мг/т	Выход золота в гранулометрическом классе, мм					Всего среднее
	<0,1	0,1—0,25	0,25—0,5	0,5—1,0	1,0—2,0	
2616,7	<u>17,1</u> 971	<u>24,7</u> 971	<u>23,8</u> 970	<u>6,6</u> 970	<u>27,8</u> 969	<u>100</u> 970
769,2	<u>17,3</u> 972	<u>14,8</u> 961	<u>18,6</u> 986	<u>16,9</u> 961	<u>32,3</u> 991	<u>100</u> 974
695,3	<u>14,1</u> 947	<u>17,8</u> 960	<u>17,8</u> 961	<u>13,3</u> 978	<u>37,0</u> 976	<u>100</u> 969
450,3	<u>16,0</u> 964	<u>7,3</u> 952	<u>7,6</u> 986	<u>7,1</u> 964	<u>62,0</u> 958	<u>100</u> 965
160,4	<u>71,8</u> 970	<u>11,2</u> 981	<u>17,0</u> 990	н/о	н/о	<u>100</u> 980
24,9	<u>22,8</u> 968	<u>18,8</u> 971	<u>22,3</u> 978	<u>36,1</u> 971	н/о	<u>100</u> 972

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее: над чертой — выход самородного золота в % от общего содержания, под чертой — его пробность.

Т а б л и ц а 40. Статистические параметры распределения самородного (гравитационного) золота в коре выветривания Егорьевского месторождения

Параметры	I	II
x_{\min}	0	1
x_{\max}	15346	15346
\bar{x}	67,15	203,14
S	67,15	1,71
Ig x	418,9	709,62
SIg x	418,9	0,706
C	418,9	192,82
A	510,8	175,9
E	8187,9	1652,2
A ₁ g x	8187,9	2,3
E ₁ g x	8187,9	-2,3
n	2671	883

П р и м е ч а н и е. Выборка: I — генерализованная, II — без “пустых” проб.

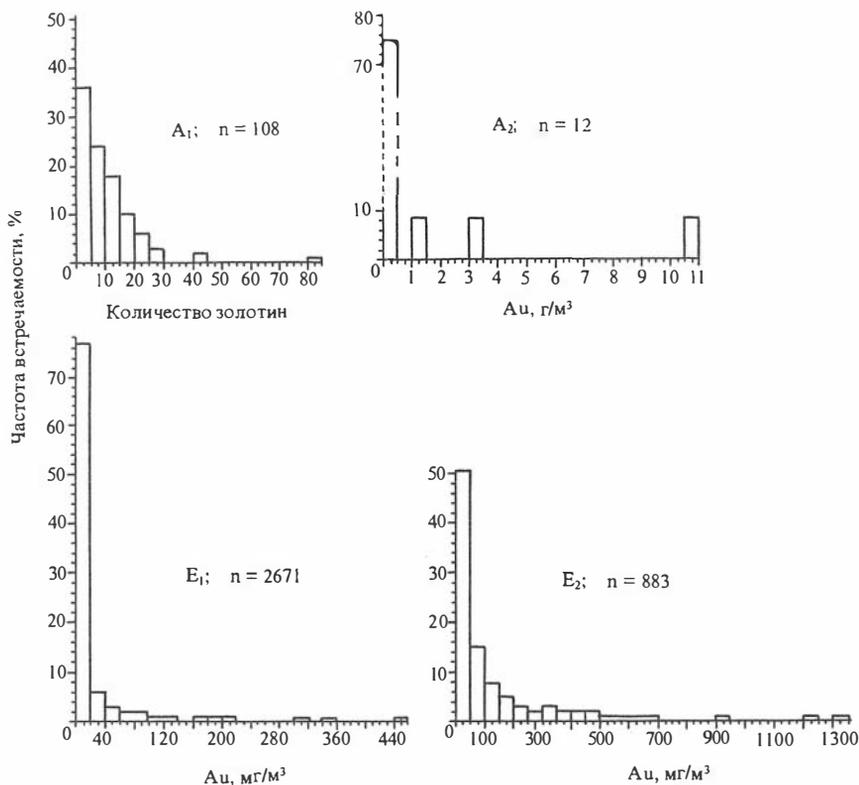


Рис. 28. Гистограммы распределения свободного золота в коре выветривания Апрельского (А) и Егорьевского (Е) месторождений.

Выборка: А₁ и Е₁ — всех проб; А₂ и Е₂ — исключая пустые пробы.

V.4.2. Морфология рудных тел

Изучить морфологию золоторудных тел Апрельского месторождения не представилось возможным, так как основная часть золотоносной коры выветривания из карьера вынута при добыче огнеупорных глин. По их остаточным фрагментам на уступах карьера можно лишь констатировать, что все выявленные, заслуживающие внимания золоторудные зоны находятся между абсолютными отметками 375—327 м и окаймляются аномалиями тонкодисперсного золота. Протяженность на глубину продуктивных на самородное золото тел была, по крайней мере, более 50 м, а по простиранию — более 300 м.

Очень благоприятным для изучения морфологии золоторудных тел оказалось Егорьевское месторождение, так как kern около 200 разведочных скважин документировался и опробовался при участии авторов.

Установлено, что золоторудные тела этого месторождения имеют сложную морфологию. Это, как правило, линейно вытянутые плащеобразные зале-

жи, образующие в плане серию прерывистых кулис линзовидной формы с извилистыми границами, нередко с раздувами и пережимами. Суммарная протяженность рудной зоны более 1,5 км. Простираение рудных тел согласное с общим простираением геологических структур и пород рудного узла. Падение их невыдержано и во многом определяется геологией элювиальных фаций. Головы рудных тел залегают на глубине 10—25 м от дневной поверхности, а их основания нередко согласуются с нижней границей коры выветривания. Мощность рудных тел от 1 до 51 м при среднем значении 4,2 м по 267 подсечениям (табл. 41). Из геологических разрезов Егорьевского месторождения видно, что золоторудные тела как бы "подвешены" в элювии, обрываясь в пределах профиля выветривания (рис. 29, 30).

Содержание самородного золота в рудных телах коры выветривания Егорьевского месторождения колеблется в пределах 4-х порядков, хотя его распределение и подчиняется логнормальному закону. Балансовые рудные тела окаймляются забалансовыми рудами и еще более слабыми, но обширными, крайне сложной конфигурации, гипергенными геохимическими ореолами самородного и тонкодисперсного золота, кстати, прослеживающимися до дневной поверхности через отложения кочковской свиты.

Учитывая, что рудное тело — понятие не только экономическое, но и геологическое, между разведочными линиями его контуры, выделяемые в скважинах по данным опробования, мы увязывали с естественными геологическими границами. В профиле коры выветривания такими границами являются геологически фиксируемые морфологические особенности и вещественно-минеральный состав гипергенных фаций. Анализ показывает, что при формировании гипергенного золотого оруденения линейно-карстового типа размещение рудных тел определяется главным образом соотношением структурной сохранности элювия с процессами местного переотложения. Это можно проиллюстрировать на примерах двух типовых разрезов Егорьевского месторождения.

На разведочной линии 11 карстовые обрушения проявлены незначительно, поэтому морфология рудного тела в глинистом структурном элювии контролируется геологическими контурами реликтовых слюдистых метасоматитов. Геологическое залегание рудного тела при этом согласно с элементами залегания подстилающих кору выветривания коренных пород.

На разведочной линии 13 в основании коры выветривания значительно проявлены брекчиевидные глинистые фации, как продукт местного переотложения материала в результате интенсивного развития карстовых процессов. Контуры рудных тел в этом случае напоминают скошенную воронку, расширенная часть которой трассирует карстовую депрессию. В профилях подобного типа осевые части глубокого карста в качестве своеобразных структурных ловушек представляются перспективными на обнаружение наиболее значительных промышленных концентраций свободного золота. Морфология рудных тел при этом будет в значительной степени зависеть от масштабов и длительности процессов, способствующих формированию глубокого карста.

Относительно дневной поверхности рудные залежи представлены следующими разновидностями:

- непосредственно выходящие на дневную поверхность встречаются редко;
- погребенные под отложения краснодубровской свиты мощностью до 25 м довольно распространены;
- перекрытые отложениями кочковской свиты встречаются редко;

— перекрытые отложениями красnodубровской и кочковской свит до-
вольно распространены.

По данным 179 разведочных скважин изучено влияние абсолютных отме-
ток современного рельефа, мощности и состава покровных отложений на мощ-
ность рудных залежей, содержание и вертикальные запасы самородного золота
в них. Статистические параметры сравниваемых показателей приведены в
табл. 41.

Корреляционный анализ свидетельствует, что мощность золотоносных
залежей и вертикальный запас в них самородного золота находятся в прямой
связи с суммарной мощностью покровных отложений и коры выветривания
(табл. 42).

Аналогичная зависимость ранее была установлена в золотоносных корах
выветривания рудных полей Северного Казахстана [Росляков, 1981]. Тогда же
была объяснена и генетическая сущность этой связи. Скорее всего выявленная
закономерность имеет региональный характер.

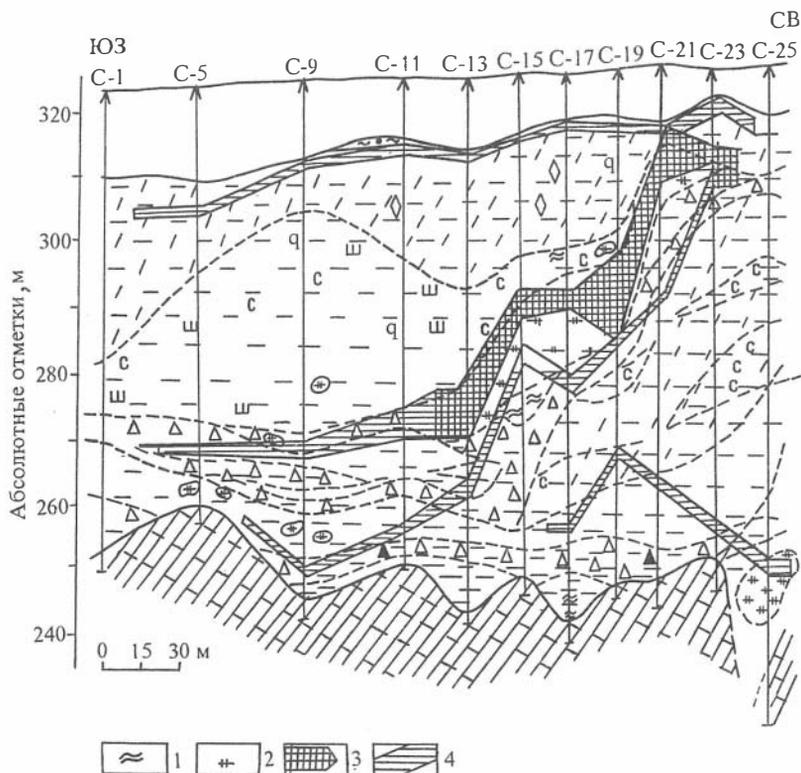
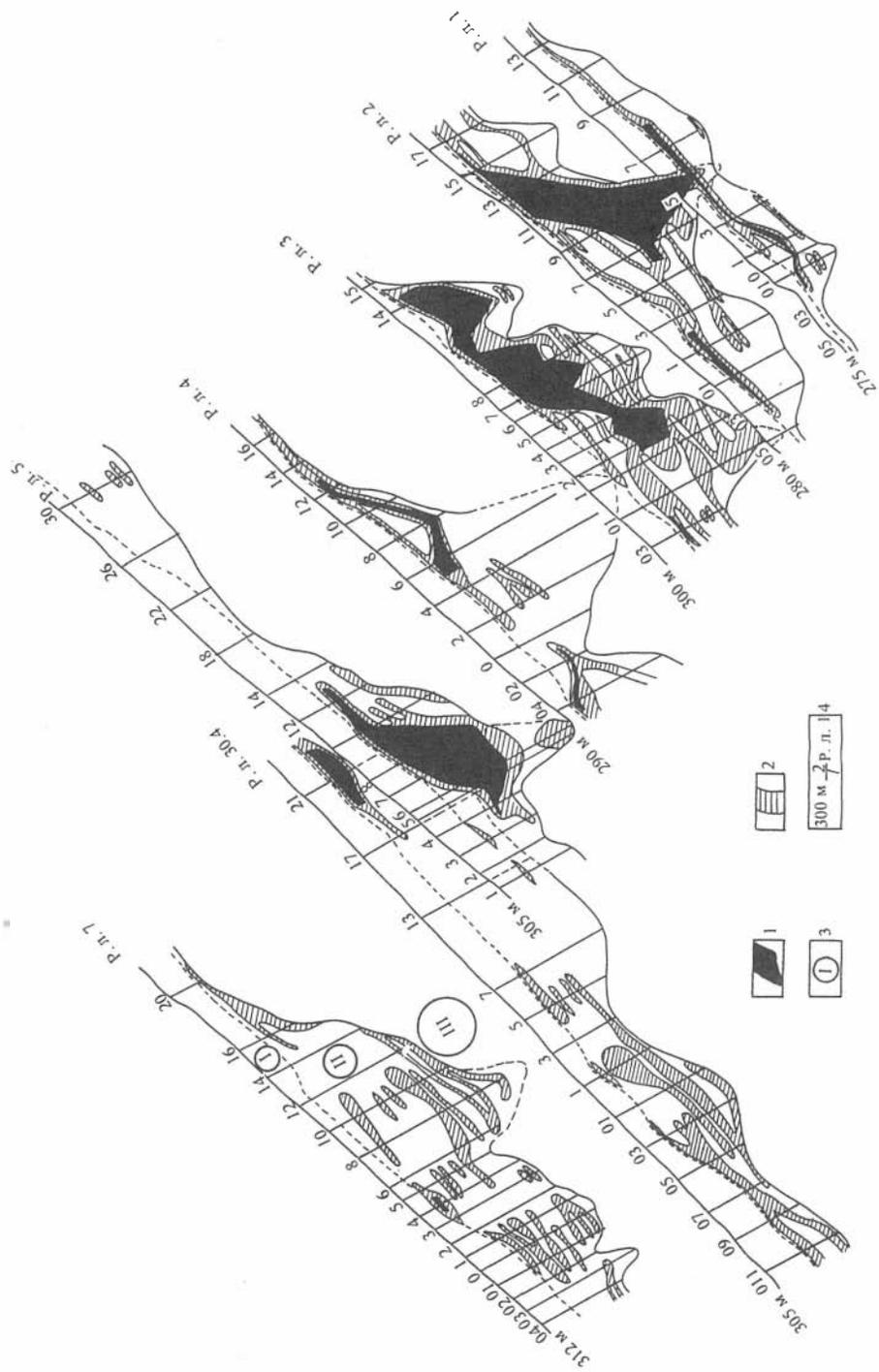


Рис. 29. Морфология рудных тел и ореолов шлихового золота в разрезе р. л. 11
Егорьевского месторождения:

1 — интенсивно расланцованные элювиальные глины; 2 — реликты кварц-мусковит-парагонитовых
метасоматитов; 3 — рудное тело; 4 — шлиховой ореол золота. Остальные усл. обозн. см. на рис. 20.



1 — рудные тела; 2 — ореолы; 3 — геологические образования: I — покровные суглинки краснобуровской свиты, II — коры выветривания, III — корообразующего фундамента; 4 — абсолютные отметки поверхности (м), номера разведочных скважин и линий (р. л.).

Вертикальные запасы самородного золота и мощность рудных тел коррелируются, кроме того, с мощностью “мусорных” брекчий в профиле выветривания. Обилие брекчированных пород в разрезе коры выветривания свидетельствует о значительной роли процессов механического обрушения, сползания и перемещения большой массы рыхлых пород на разных стадиях корообразования. Очевидно поэтому со стороны лежащего бока границы рудных тел всегда более сложные и изобилуют западинами в карбонатных породах карстовых воронок.

Важным поисковым критерием может служить обратная корреляционная зависимость между абсолютными отметками современного рельефа и мощностью золотоносных залежей, которая в свою очередь имеет прямую связь с мощностью коры выветривания. Содержание самородного золота в рудных телах от рассматриваемых геолого-геоморфологических признаков не зависит. Как и следовало ожидать, вертикальные запасы золота определяются мощностью золотоносного пласта ($r = 0,77$), а также содержанием в нем благородного металла ($r = 0,36$).

V.5. Типоморфизм самородного золота кор выветривания

Основным приемом установления генезиса благородного металла в золотоносных продуктах кор выветривания, в том числе степени унаследованности его от исходного субстрата было сопоставление минералого-геохимического состава самородного золота из профилей выветривания и подстилающих их эндогенных золотоносных минерализованных пород. В меньшей мере использованы результаты традиционного минералогического описания частиц золота — их гранулометрии, морфологии и других признаков.

Главные трудности проведенного минералого-геохимического сопоставления состояли в получении достаточно представительного количества самородного золота из корообразующего субстрата. В связи с этим в настоящее рассмотрение включены золотины, взятые не только в пределах распространения кор выветривания Егорьевского и Апрельского месторождений, но и на смежных площадях. Типоморфные особенности самородного золота исходного субстрата описаны в гл. III.

Макросостав самородного золота из продуктивных образований коры выветривания наиболее детально изучен на Егорьевском месторождении, менее тщательно — на Апрельском. По первому в золотинах выполнено свыше 650 микрозондовых определений Au, Cu, Hg и Ag. Большая часть анализов (~550) охватывает золотины из коры выветривания Лапинского (см. рис. 29), около 80 — близрасположенного Гусельнятского и около 45 — Лутанского участков Егорьевского рудного района.

Таблица 41. Статистические параметры объектов наблюдения

Объект	Статистические параметры							
	п	мин.	макс.	среднее	S	A	E	Распределение
I	179	266,9	339,2	302,4	21,4	0,4	-4,0	Логнормальное
II	267	2,8	24,8	14,1	4,6	0,3	-1,7	Нормальное
III	267	0,0	66,4	1,4	4,4	81	585	Логнормальное
IV	267	5,5	97,2	33,9	52,1	2,2	-2,5	Нормальное
V	267	5,5	126,4	49,1	25,4	1,6	-4,3	"
VI	267	1,0	51,0	4,2	8,9	20	32	"
VII	267	0,0	100,0	43,8	79,4	2,0	199	"
VIII	267	50,0	5987	300,5	510	41	33	"
IX	267	10 ⁻⁵	40,906	1,928	4136	32	112	"

Примечание: I — абсолютная отметка устья скважины, м; II—VI — мощность (м): краснодубровской свиты (II), кочковской свиты (III), коры выветривания (IV), суммарная II+III+IV (V), золоторудной залежи (VI); VII — доля мусорной брекчии (%); VIII — содержание самородного золота в рудной залежи, мг/м³; IX — вертикальный запас золота, кг/м².

Таблица 42. Коэффициенты корреляции между положением рудной залежи в рыхлом разрезе и параметрами распределения свободного золота в ней

Объекты	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
I	<u>0,18</u>	0,10	<u>0,29</u>	<u>0,35</u>	<u>-0,16</u>	-0,02	<u>-0,14</u>	-0,11
II		-0,10	0,01	<u>0,17</u>	0,08	<u>0,12</u>	0,0	0,05
III			0,0	0,2	-0,01	-0,02	0,03	0,01
IV				<u>0,95</u>	<u>0,34</u>	<u>-0,15</u>	0,02	<u>0,27</u>
V					<u>0,35</u>	<u>-0,12</u>	0,02	<u>0,29</u>
VI						<u>-0,19</u>	<u>0,12</u>	<u>0,77</u>
VII							0,06	<u>0,12</u>
VIII								<u>0,36</u>

Примечание. Объекты наблюдения I—IX те же, что и в табл. 41. При данном числе наблюдений (179—267) достоверный $r = 0,12$ (подчеркнуто).

Морфология и размеры проанализированных золотин, как и вообще самородного золота Егорьевского месторождения, весьма разнообразны. Здесь устанавливаются губчатые, друзовидные, комковато-губчатые, кристаллоподобные, жилковидно-пластинчатые, ветвистые, дендритоподобные, амёбовидные и прочие формы. Среди них выделяются более или менее изометричные и удлинённые (рис. 31), комковатые и в разной степени уплощённые выделения (до чешуек и пластинок), совершенно не окатанные и в той или иной степени механически обработанные, интерстиционные, выполняющие трещины и межзерновые полости золотины с формами свободного роста (рис. 32), а также смешанных форм. Золотины часто имеют корродированную мелкобугорчатую поверхность, иногда как бы сплавленную глазуреподобную, вероятно, за счёт частичного химического растворения и переотложения металла. В некоторых случаях можно наблюдать гладкую (зеркальную) “свежую”, “рудную” поверхность у частиц, по-видимому, высвобожденных из вмещающих их обломков кварца и других золотоносных пород в процессе обработки проб. На поверхности золотины также часто видны скульптурные отпечатки вмещающих их минералов. На многих из них наблюдаются пленки, корочки, примазки и включения лимонита; реже встречаются сростки с золотом и включения в нем кварца, парагонита, пирита, галенита.

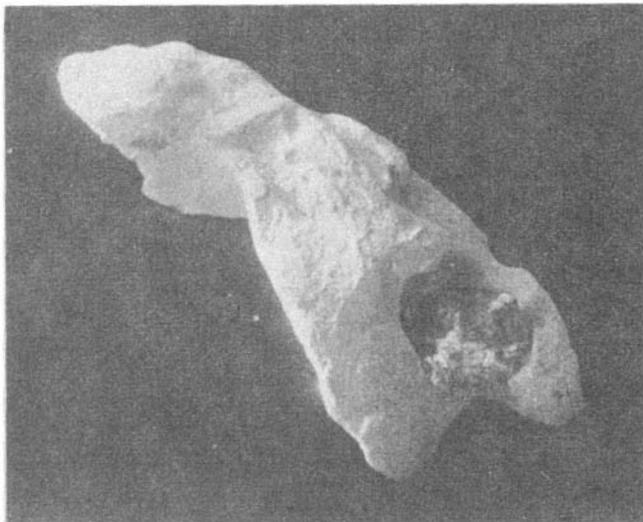
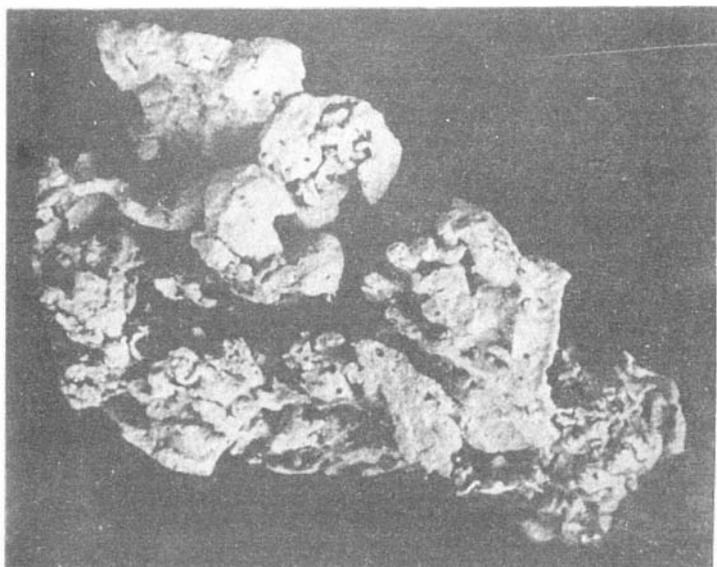


Рис. 31. Удлиненно-комковатая золотина из "коровых" руд Егорьевского месторождения. Увел. 30.

Замечено, что в некоторых случаях выборки из разных интервалов одной и той же скважины существенно различаются между собой по морфологии частиц благородного металла. Устанавливаются, например, выборки с преобладанием уплощенных, в том числе, окатанных частиц, либо комковидных и кристаллографически не оформленных выделений и т. д. Это, вероятно, отражает неоднородность разреза, наличие в нем продуктов выветривания *in situ* либо продуктов местного переотложения в карсте и т. д. Не останавливаясь на детальной характеристике морфологии самородного золота "коровых" руд, рассмотрим такой типоморфный признак его как макросостав.

Результаты выполненных микронзондовых анализов самородного золота из коровых руд частично отражены на приводимых частотных гистограммах (рис. 33, 34 и табл. 43). Рассматривая гистограммы пробности золота в обобщенной выборке по золотоносной коре выветривания Егорьевского месторождения, можно видеть, что основной максимум дает золото с пробностью 950—980. Эта популяция соответствует совокупности, широко развитой в эндогенных образованиях; в метасоматитах и, особенно, в кварцевых жилах (см. рис. 6—13). Такое высокопробное золото составляет около 2/3 всего "корового" металла. Основной примесью его является серебро и второстепенной — ртуть. Именно по этой причине крупный максимум на гистограмме пробности (950—980) как бы зеркально отражает максимум на гистограмме содержаний серебра в области 2,5—5,0 % (см. рис. 33, 34).

Серебро является основной примесью не только данной разновидности, но и большей части проанализированных золотин из элювия, хотя максимальные содержания его в фациях коры выветривания не превышают 13—14 %. Частота же встречаемости содержаний Ag в 10—13 % составляет около 8 %. Примерно в 6—7 % случаев серебро не обнаруживается либо находится на уровне и ниже предела чувствительности прибора (0,1 %).



б

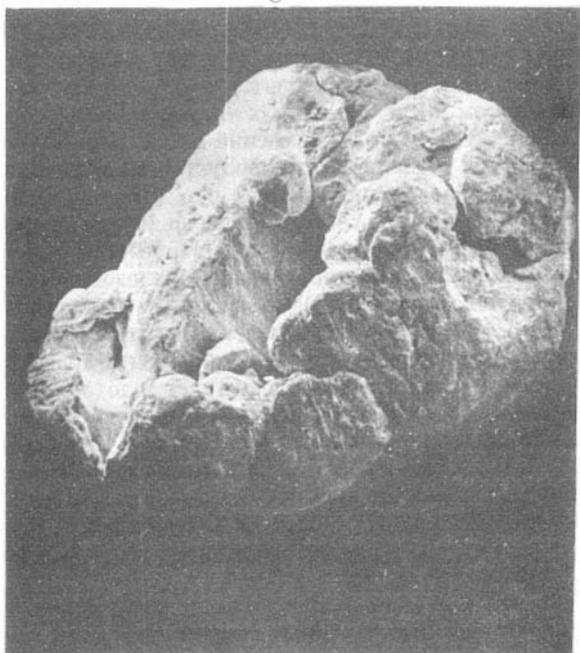


Рис. 32. Друзовидно-комковатые золотины (а, б) из "коровых" руд Егорьевского месторождения. Увел. 100.

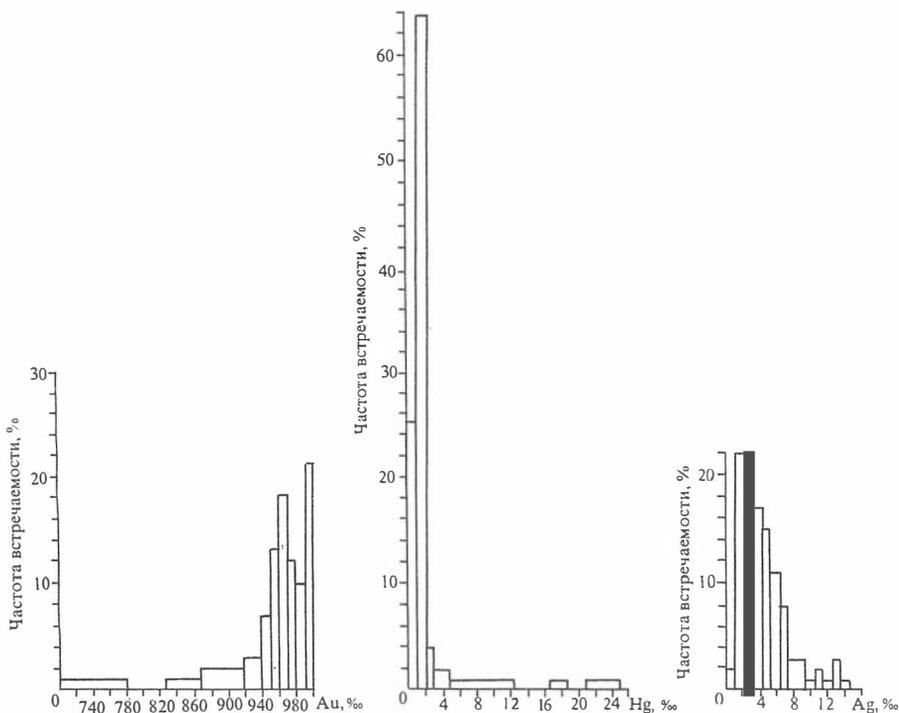


Рис. 33. Частотные гистограммы пробности самородного золота по обобщенной выборке ($n = 665$) из "коровых" руд Егорьевского месторождения и распределения в нем Hg и Ag.

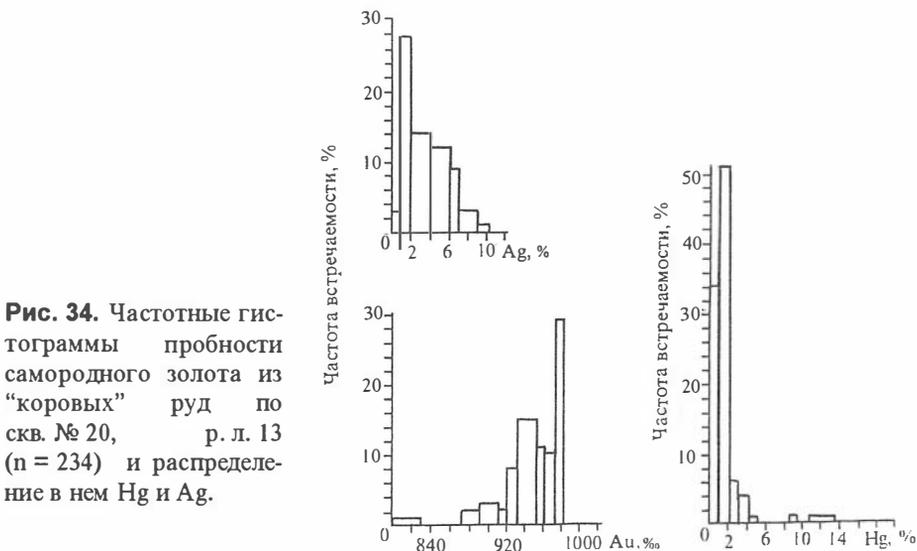


Рис. 34. Частотные гистограммы пробности самородного золота из "коровых" руд по скв. № 20, р. л. 13 ($n = 234$) и распределение в нем Hg и Ag.

Таблица 43. Статистические параметры распределения основных компонентов состава в самородном золоте из "коровых" руд Егорьевского месторождения (n = 665)

Параметры	Cu	Au	Hg	Ag	Коэф. корреляции
X _{min}	0,000	71,639	0,000	0,000	Au-Hg = -0,79 Au-Ag = -0,63 Hg-Ag = 0,02
X _{max}	1,360	100,000	22,555	12,193	
\bar{x}	0,076	95,708	1,027	3,176	
S	0,205	4,405	3,405	2,705	
A	41,354	-26,106	51,847	13,497	
E	85,016	43,376	139,039	8,507	

Таблица 44. Статистические параметры распределения основных компонентов (мас. %) состава самородного золота из разных горизонтов скв. 20, р. л. 13

Параметры	Cu	Au	Hg	Ag	Cu	Au	Hg	Ag
Глубина	20—21 м				21—23 м			
Макс.	0,000	99,888	9,296	7,521	1,180	100,00	11,684	5,965
Мин.	0,000	89,695	0,000	0,112	0,000	82,345	0,000	0,000
Среднее	0,000	96,271	0,999	2,723	0,119	96,117	1,636	2,111
Станд. отклонение	0,000	3,161	1,745	2,371	0,349	5,352	3,669	1,846
Коэф. асимметрии		-1,150	7,914	1,701	4,341	-3,273	4,099	1,013
Коэф. эксцесса		-1,176	15,257	-1,243	3,612	1,746	3,051	-0,965
Число проб	35	35	35	35	18	18	18	18
Глубина	38—40 м				44—45 м			
Макс.	0,777	100,00	7,656	6,493	0,449	99,939	10,449	5,492
Мин.	0,000	89,480	0,000	0,000	0,000	83,594	0,000	0,030
Среднее	0,047	96,865	0,715	2,368	0,041	97,516	1,040	1,395
Станд. отклонение	0,173	3,047	1,719	2,158	0,110	4,377	2,838	1,631
Коэф. асимметрии	9,715	-2,029	8,619	1,162	5,688	-5,047	5,622	2,920
Коэф. эксцесса	16,670	-0,494	13,675	-1,147	7,051	5,044	6,141	0,996
Число проб	38	38	38	38	23	23	23	23
Глубина	49—51 м				62—64 м			
Макс.	0,157	100,00	2,558	5,711	0,135	99,990	3,537	8,221
Мин.	0,000	94,278	0,000	0,000	0,000	90,531	0,000	0,010
Среднее	0,020	97,245	0,190	2,535	0,012	96,350	0,302	3,329
Станд. отклонение	0,034	1,962	0,528	1,905	0,029	2,278	0,683	2,041
Коэф. асимметрии	5,741	-0,174	9,596	0,632	8,166	-1,187	10,172	0,782
Коэф. эксцесса	6,699	-2,106	16,593	-1,931	9,335	-0,338	16,452	-0,408
Число проб	41	41	41	41	59	59	59	59
Глубина	81—82 м				20—81 м			
Макс.	0,128	100,00	3,022	7,227	1,180	100,00	11,684	8,221
Мин.	0,000	89,892	0,000	0,000	0,000	82,345	0,000	0,000
Среднее	0,009	96,470	0,461	3,049	0,028	96,686	0,643	2,635
Станд. отклонение	0,030	2,999	0,863	2,672	0,127	3,119	1,750	2,151
Коэф. асимметрии	6,487	-0,786	3,660	0,485	42,241	-10,32	28,519	3,167
Коэф. эксцесса	10,945	-1,046	2,245	-1,613	152,51	13,324	69,605	-2,506
Число проб	20	20	20	20	234	234	234	234

Т а б л и ц а 45. Коэффициент корреляции между основными компонентами (мас. %) самородного золота из разных горизонтов скв. 20, р. л. 13

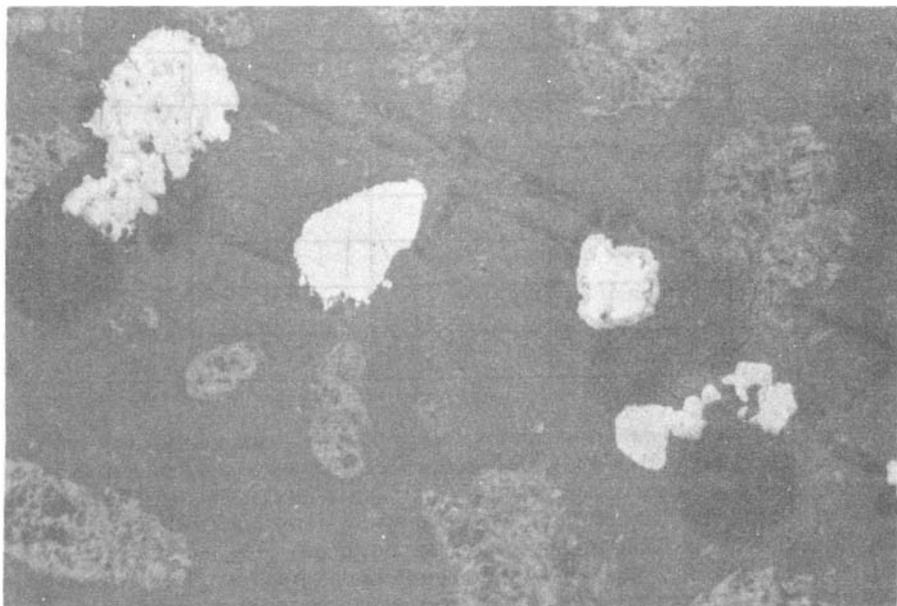
Горизонт, м	Число пар проб	Элементы	Hg	Ag
20—21	35	Au	-0,69	-0,84
		Hg		0,16
21—23	18	Au	-0,97	-0,81
		Hg		0,63
30—40	38	Au	-0,72	-0,79
		Ag		0,15
40—45	23	Au	-0,98	-0,92
		Ag		0,81
49—51	41	Au	-0,22	-0,96
		Ag		-0,05
62—64	59	Au	-0,48	-0,96
		Ag		0,2
65—81	20	Au	-0,50	-0,96
		Ag		0,23

Частота встречаемости и содержание ртути в золотилах ниже, чем серебра (см. рис. 33, 34 и табл. 43—45). Примерно в 40 % случаев она находится ниже предела чувствительности микрозонда (0,05 %) и в подавляющем большинстве замеров (более 90 %) ниже 0,5 %. В то же время в технологической пробе из скв. 19а установлено значительное количество (более 40 %) высокортутистого (Hg = 8—22,5 %), по существу — природной амальгамы (рис. 35). Именно указанная ртутистая разновидность и слагает наиболее низкопробный (710—790) металл.

Связь золота из коры выветривания Егорьевского месторождения с эндогенным в определенной мере подкрепляется, кроме того, небольшим пиком на гистограмме пробности в области значений 890—910 (см. рис. 35). Золото такого состава, но в заметно большем количестве, развито, как выше отмечалось, в метасоматитах Егорьевского месторождения (см. рис. 8) и в кварцах месторождения Жила N 13. Указанное несоответствие естественное всего объяснить тем, что россыпные элювиальные концентрации золота в большей мере сформированы за счет золота из кварца жил и жилько-штокверковых зон, имеющего более “россыпеобразующие” размеры, чем золото метасоматитов.

Существенным же отличием макросостава самородного золота из коры выветривания Егорьевского месторождения от такового кварцевых жил и метасоматитов служит развитая в них наиболее высокопробная разновидность с пробностью, близкой к 1000, которая практически отсутствует в эндогенном золоте. Эта разновидность по многим признакам, а также по аналогии с изученным золотом классических (эталонных) зон окисления золото-сульфидных месторождений Казахстана [Нестеренко и др., 1985; Нестеренко, 1991] и с учетом литературных данных по зарубежным латеритовым корам выветривания [Mann, 1984; Webster, Mann, 1984; Wilson, 1984; и др.] должна относиться к гипергенному золоту. Граница ее с очень высокопробной эндогенной разновидностью нечеткая, а потому несколько условна. По-видимому, среди золота с пробностью в 980—990 встречаются как одна, так и другая разновидности.

Очень высокопробное “гипергенное” золото слагает отдельные монозерна, а также участки той или иной величины — фазы в менее высокопробном золоте. В более редких случаях оно образует каймы. Условия и механизм формирования гипергенного самородного золота в данном конкретном случае не совсем ясны. Известно, что появление каймы может быть следствием очищения



б

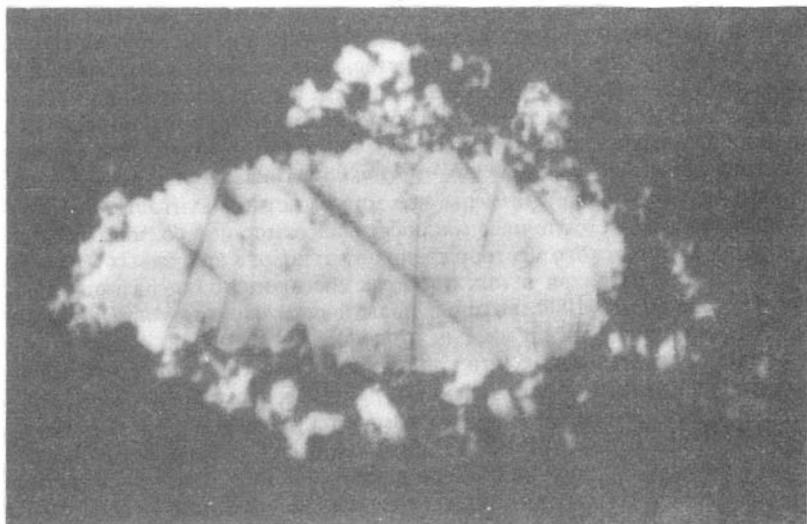


Рис. 35. Ртутистое золото (Hg до 22 мас. %) из коры выветривания Лапинского участка.

Технологическая скв. 19а. Монтпированный аншлиф, николи |||. Увел. 200 (а) и 600 (б).

от основных примесей (облагораживание) эндогенного реликтового золота, а также осаждения из гипергенных золотосодержащих растворов. Не исключено, что в нашем случае высокопробное золото формировалось и тем и другим путем. Во всяком случае слабое развитие высокопробных кайм косвенно свидетельствует о слабом проявлении процессов выщелачивания примесей. Кроме того, представляется, что достаточно часто встречающаяся неоднородность состава золотин является прямым следствием выщелачивания примесей и параллельно протекающего облагораживания золота. Как видно из приводимых на рис. 36, 37 кривых распределения ртути и серебра в профиле золотин, оба эти элемента находятся в прямой зависимости, т. е. параллельно выщелачиваются. Возможно, как следствие этого и связанного с этим уменьшения объема монолитная, массивная золотина преобразуется в губчатую. Однако нельзя исключать, что такая неоднородность могла возникнуть и в новообразованном из растворов золоте. Следует также отметить, что среди самородного золота из коровых руд отмечаются золотины, в которых серебро распределено равномерно, а ртуть — неравномерно, что может быть следствием большей ее подвижности. В этом случае выдержанный характер распределения серебра в массе золотины, по-видимому, указывает на эндогенно-реликтовую ее природу. К сказанному следует добавить, что в значительной части проанализированного золота равномерно распределены оба примесных элемента, что служит веским основанием для отнесения его также к эндогенному реликтовому.

Сравнивая между собой графические данные по характеру макросостава самородного золота в выборках по отдельным скважинам и буровым линиям, можно видеть, что самородное золото многих из них по составу довольно близко друг к другу, что отражается, прежде всего, в близком значении средней пробности по отдельным выборкам, равной 960—950. Сходство также состоит в том, что в них доминирует высокопробное золото, принадлежащее к эндогенной совокупности, и в подчиненном количестве присутствует очень высокопробное до бессеребряного (990—1000), относящееся к гипергенной. Разброс пробности основной совокупности ограничивается значениями 980 и 930, т. е. составляет 50—60%. Некоторое различие состава металла по отдельным выборкам состоит в незначительном колебании пробности основной разновидности, которое, однако, не превышает указанных пределов. Другое различие заключается в том, что в некоторых выборках устанавливаются золотины, имеющие более низкопробный состав до 910, 890 и 880. Несколько различаются они, естественно, и по относительному развитию той или иной разновидности. Так, доля гипергенного золота (включены фазы и каймы преобразования) колеблется от 9,5 до 30% и выше. В частности, по скв. 26 р. л. 19 и скв. 20 р. л. 13 Петровского участка она составляет около 35%.

Представляют определенный интерес результаты поинтервального изучения макросостава самородного золота. Результаты такого изучения по скв. 20 р. л. 13 отражены на рис. 38—40 и в табл. 44, 45. По существу приведенных здесь данных можно сказать следующее. Закономерного изменения состава самородного золота с глубиной как по пробности, так и по содержанию серебра и ртути не наблюдается. Общий характер частотных кривых распределения золота остается довольно близким: на всех гистограммах выделяется два максимума, один из которых занимает самую высокопробную часть кривой, второй — приурочивается к менее высокопробной ее части (940—980). В то же время в деталях кривые по отдельным выборкам заметно отличаются, что выражается в несовпадении положения максимумов по отдельным гистограммам и их размаха. На графиках видно, что золото из кочковского горизонта по этому

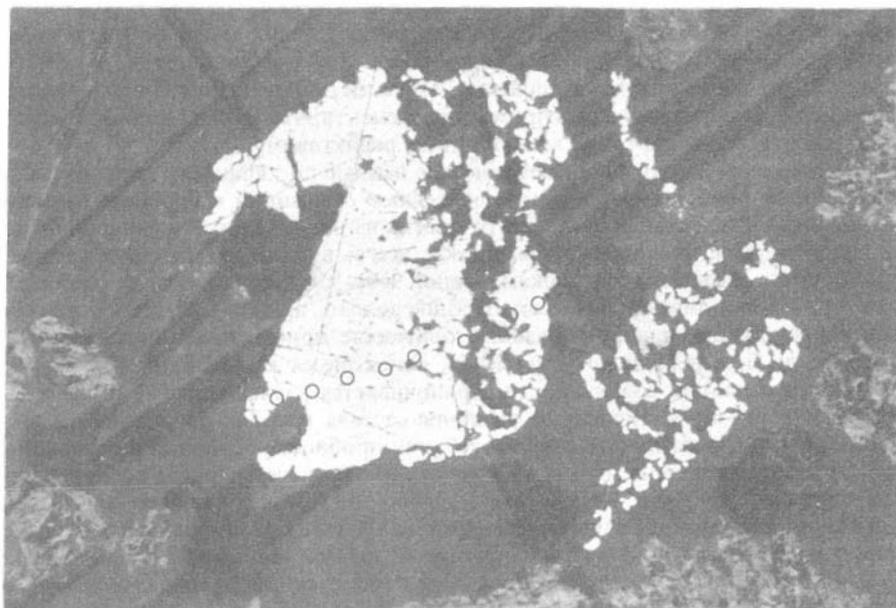
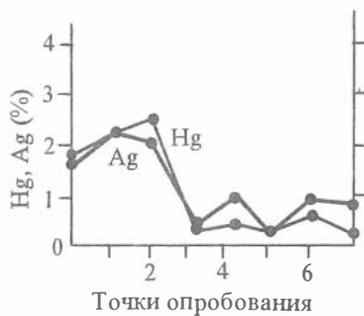


Рис. 36. Кривые содержания ртути и серебра в частицах самородного золота из образований коры выветривания Лапинского участка, скв. 26, р. л. 19. Монтированный аншлиф, николи |||. Увел. 500.

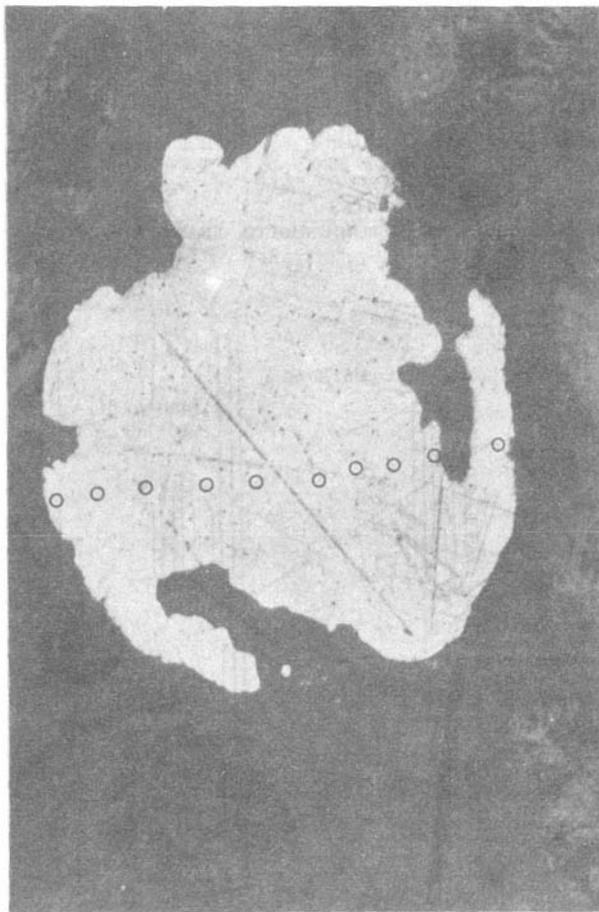
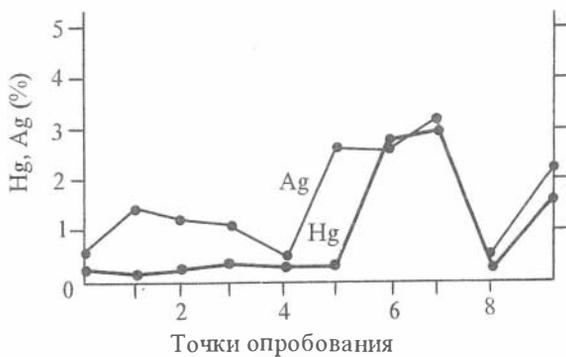


Рис. 37. Кривые содержания ртути и серебра в частице самородного золота из образований коры выветривания Лапинского участка.

Скв. 26, р. л. 19. Монтированный аншлиф, николи |||. Увел. 400.

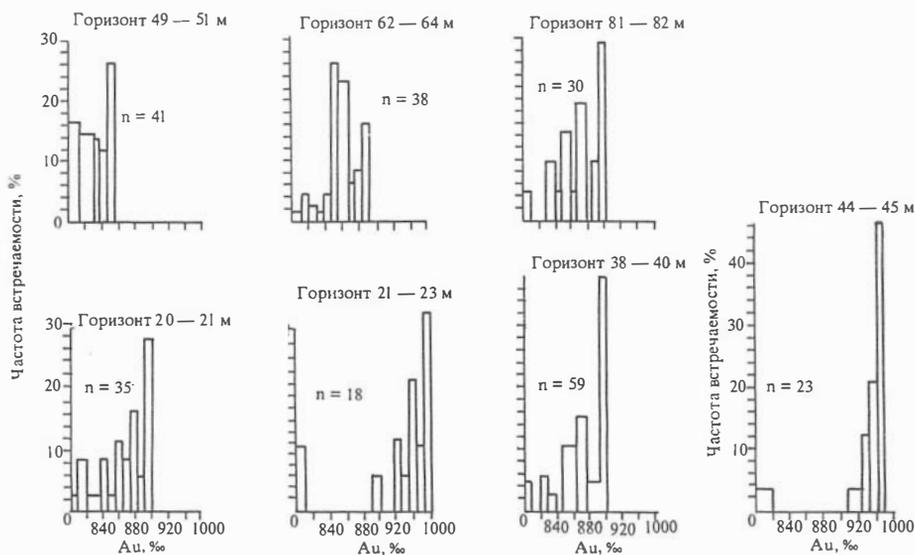


Рис. 38. Частотные гистограммы пробности самородного золота из разных интервалов скв. 20, р. л. 13.

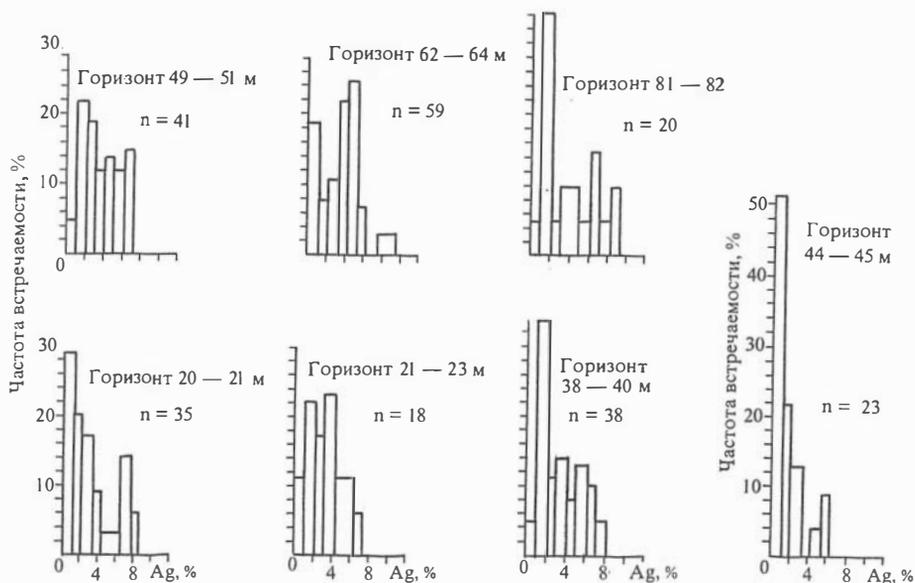


Рис. 39. Частотные гистограммы распределения Ag в самородном золоте из разных интервалов скв. 20, р. л. 13.

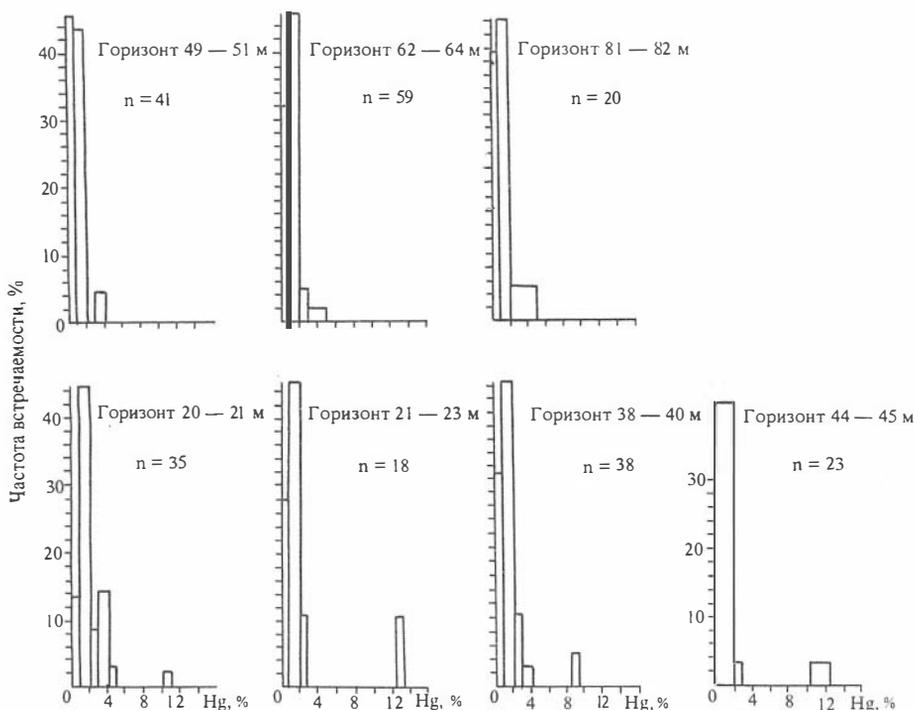


Рис. 40. Частотные гистограммы распределения Hg в самородном золоте из разных интервалов скв. 20, р. л. 13.

признаку близко к обобщенному. Это подтверждает формирование указанной концентрации в результате перемыва определенного объема золотоносных продуктов коры выветривания.

Сопоставляя характеризующие данные по основным участкам Егорьевского месторождения, можно отметить следующее. При определенной общности состава самородного золота устанавливаются и некоторые различия. Общее заключается в развитии во всех четырех случаях двух основных разновидностей самородного золота, а также в близком значении средней пробыности золота всех участков. Отличия же связаны с наиболее высоким содержанием ртути в золоте Лапинского и самым низким — Лутанского участков. Золото последнего, кроме того, характеризуется минимальным содержанием серебра. Весьма специфично, благодаря высокому содержанию меди, золото Суенгинской россыпи. Причина этого пока не ясна.

Самородное золото из продуктивных образований линейно-карстовой коры выветривания Апрельского месторождения огнеупорных глин также представлено двумя генетическими типами: реликтовым эндогенным и новообразованным гипергенным. Замечено, что повышенные концентрации благородного элемента, достигающие 5 г/м^3 , связаны со скоплениями россыпеобразующих фракций самородного золота (рис. 41), в составе которого резко преобладают эндогенные реликтовые разности. На долю гипергенного золота прихо-

дится около 30 %, причем оно здесь представлено тремя морфологическими и, вероятно, генетическими формами — монозернами, межзерновыми прожилками и каймами в реликтовых эндогенных золотилах. Очевидно, что в полном смысле гипергенными новообразованными могут быть только очень высокопробные монозерна, доля которых, примерно, составляет 10 % (рис. 42,б), в то время как каймы и фазы суть преобразованное реликтовое золото. Как видно из того же графика, в последнем по пробности выделяется несколько максимумов (860, 910, 940). Все это подтверждает, что данная концентрация сформирована за счет нескольких рудных источников, в результате перемыва в карсте золотоносного рыхлого материала. Такой вывод находится в согласии с заметной обработанностью частиц благородного металла (см. рис. 41), вмещающих который желто-бурые щебнево-древяно-песчано-глинистые рыхлые отложения. В этих отложениях обломочный материал представлен главным образом жильным кварцем, что естественно указывает на соответствующий тип рудного источника. Уместно отметить, что в данном случае в реликтовом эндогенном золоте повышенных содержаний ртути не устанавливается, а примесь серебра распределена в массе золотинок относительно равномерно (табл. 46).

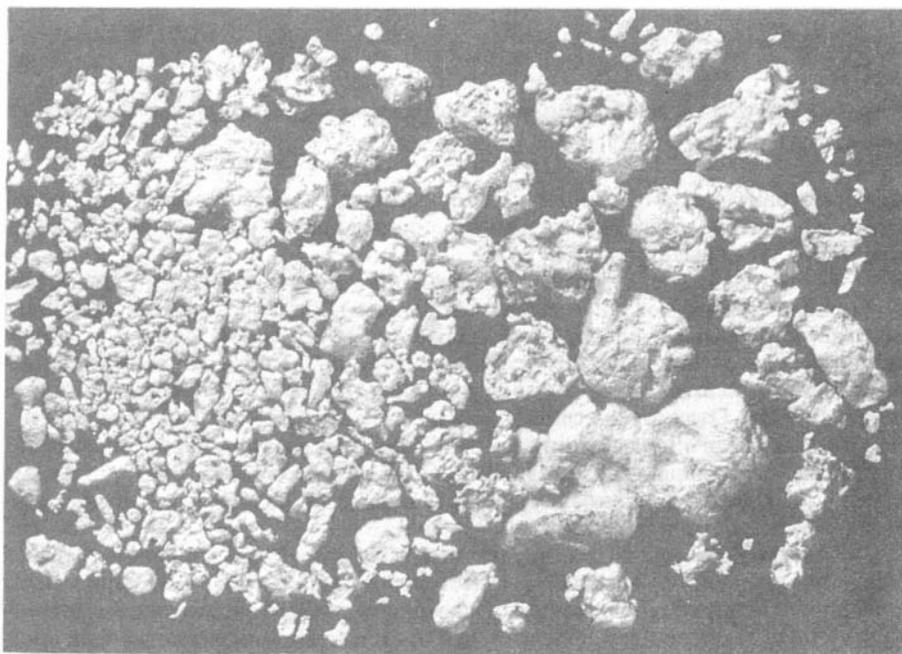


Рис. 41. Самородное золото из желто-бурой щебнево-глинистой богатой пробы Апрельского месторождения огнеупорных глин. Увел. 30.

Таблица 46. Результаты микрорентгеноспектрального определения содержания (мас. %) Cu, Au, Hg, и Ag в самородном золоте из линейно-карстовой коры выветривания Апрельского месторождения

Номер		Au	Hg	Ag	Сумма
п/п	зерна				
Пр о б а № 101 — НС (выборка 16/19)					
1	1	87,100	0,2830	12,8500	100,233
2	1А	87,640	0,2390	12,4600	100,339
3	1В	88,600	0,4020	12,5400	101,542
4	"	86,790	0,1720	12,6300	99,592
5	1С	87,880	0,2980	12,7600	100,938
6	2	88,700	0,0910	10,8800	99,671
7	2А	88,250	0,2180	10,8600	99,328
8	2В	88,850	0,0020	10,9600	99,812
9	2С	87,800	0,5210	11,3500	99,671
10	2D	89,670	0,2030	10,7400	100,613
11	2Е	88,700	0,0990	10,9400	99,739
12	2Е1	87,630	0,3810	11,2500	99,261
13	2Е2	88,450	0,0760	11,3300	99,856
14	2Е3	90,810	0,0240	10,7300	101,564
15	2G	88,520	0,0470	11,2700	99,837
16	"	87,420	0,2470	11,8400	99,507
17	2I	96,980	0,1470	1,8800	99,007
18	"	87,590	0,2030	11,3600	99,153
19	2IK	97,010	0,0000	0,1930	97,203
Пр о б а № 118 — НС (выборка 17/2)					
1	1	87,200	0,1200	12,9700	100,290
2	1	88,270	0,2160	12,7800	101,266
3	1А	87,750	0,1940	12,8900	100,834
4	1А	87,580	0,2080	12,8800	100,668
5	1	98,050	0,0980	13,0500	101,198
6	1В	86,950	0,1270	12,8500	99,927
7	2	86,130	0,1940	12,9400	99,264
8	2А	100,280	0,2460	1,4300	101,956
9	2А	86,920	0,1640	13,0800	100,164
10	2А	87,250	0,1340	13,0800	100,464
11	2А	90,680	0,0610	9,0100	99,751
12	2АК	100,960	0,0090	0,3090	101,278
13	3	100,440	0,1240	0,2860	100,850
14	3А	90,440	0,1140	8,3200	98,874
15	3В	90,940	0,1290	8,3700	99,439
16	3С	90,610	0,1660	8,4600	99,236

Пр и м е ч а н и е. Медь в выборке не обнаружена.

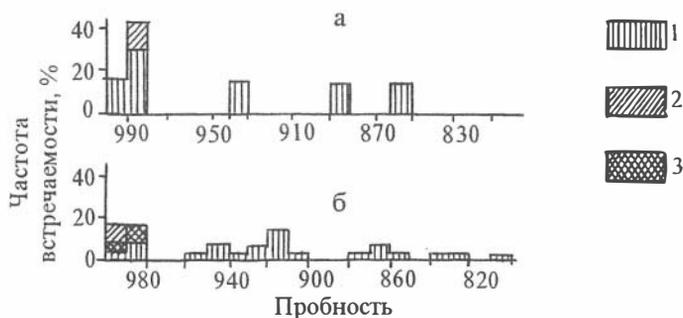


Рис. 42. Частотные гистограммы пробности самородного золота из продуктивных образований линейно-карстовой коры выветривания Апрельского месторождения огнеупорных глин:

а — из красно-бурых слабозолотоносных глин, б — из богатых золотом желто-бурых обломочно-песчано-глинистых образований; 1—3 — пробность: 1 — отдельных золотинок, 2 — внутризерновых высокопробных участков (фаз), 3 — высокопробных гипергенных кайм.

Заметно отличается от охарактеризованного золото, отмытое из красно-бурых слабозолотоносных ($0,1 \text{ г/м}^3$) глин, не содержащих обломочного материала. Частицы его очень мелкие слабо обработанные. Как видно из рис. 42,а, более половины золотинок — очень высокопробные гипергенные разности, образованные, вполне вероятно, хемогенным путем из золотосодержащих гипергенных водных растворов. С таким предположением согласуется и слабое развитие в этих золотинок гипергенных кайм. Современные воды, скапливающиеся на дне Апрельского карьера и имеющие $\text{pH} = 7,3—7,5$, содержат $0,002—0,003 \text{ мг/л}$ золота.

Глава VI. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ СИБИРИ И ИХ ПЕРСПЕКТИВЫ

VI.1. Геолого-геохимическая модель рудного концентрирования золота в элювии

Поведение золота в гипергенных процессах, как и любого другого элемента, контролируется комплексом региональных, местных, внешних и внутренних факторов [Смирнов, 1955]. Первые три обусловлены геологическими, минералогическими и природными обстановками, последний — физическими и химическими свойствами элементов. В создании золоторудных концентраций формации коры выветривания наиболее важными факторами представляются:

- история корообразования и состав исходных пород;
- уровень содержания золота в выветривающихся породах, необходимый для создания в зоне гипергенеза рудных концентраций;
- условия, предопределяющие остаточное концентрирование золота или возможность перехода его в подвижное, растворенное состояние;
- условия миграции золота;
- характер геохимических барьеров на пути миграции, контролирующих гипергенное концентрирование благородного металла;
- степень эродированности коры выветривания и сохранности в ней рудных концентраций золота.

История корообразования. Нижняя возрастная граница кор химического выветривания на Салаире и в смежных регионах может быть скользящей в зависимости от палеогеоморфологических условий конкретных территорий, однако она не должна опускаться ниже триасового времени.

Средневерхнетриасовые формации коры выветривания широко проявлены на Урале и зафиксированы в Кузбассе под терригенными осадками нижней юры на нижнетриасовых эффузивно-осадочных породах мальцевской свиты [Казаринов, 1958]. На Салаирском кряже они почти не сохранились вследствие значительного воздымания (не менее, чем на 1000 м над Кузнецкой котловиной) в древнекеммерийскую фазу и активного проявления эрозионно-денудационных процессов в юрский период. В составе юрских в целом полимиктовых конгломератов, залегающих в основании рыхлой толщи Присалаирской впадины, известны гальки гидраргиллитовых бокситов [Казаринов, 1958]. По данным этого исследования, продукты перемыва коры выветривания развиты и в составе нижнеюрских осадков Неня-Чумьшской впадины. В то же время следует присоединиться к мнению В. В. Вдовина с А. М. Малолетко [1969] и других исследователей, которые полагают, что наиболее глубокие корни кор выветривания и карстовых впадин могли остаться от юрского времени, когда благодаря глубокой расчлененности и дренированности рельефа существовали благоприятные условия для развития на большие глубины процессов выветривания и карстообразования.

Сейчас можно считать установленным, что поверхность выравнивания, послужившая основой современного рельефа рассматриваемого и других районов Алтае-Саянской горной области, так же как и приуроченные к этой поверхности коры химического выветривания сформированы в меловой и палео-

геновый периоды, причем преимущественно в верхнем мелу — палеогене [Казаринов, 1958; Вдовин и др., 1969; Нестеренко, Малолетко, 1969; Ивания, 1971; Миляева, 1971; Малолетко, 1972; и др.]. Это подтверждается прежде всего прямыми флористическими и палинологическими определениями. Предыдущими исследователями в белых глинах Апрельского месторождения обнаружены остатки древесины *Xenoxylon Gothan Jor*, на основании чего сделано заключение, что формирование этих глин происходило в нижнемеловую эпоху. В различных блоках бесструктурных глин В. А. Баженовым (устное сообщение) встречены широколиственные древесные формы тургайской флоры. Определения, выполненные по нашей просьбе А. Ф. Хлоновой, показали присутствие в глинах флористического комплекса, состоящего из *Betula*, *Alnus*, *Costanea*, *Carpinus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Pinus*, *Picea*, *Polypodiaceae*. Отсюда можно сделать заключение, что возникновение наиболее проработанных морфологических разновидностей остаточной коры выветривания Апрельского месторождения происходило в течение очень длительного времени: от апт-альба по неоген. По данным А. М. Малолетко [1963], сымский комплекс Верхнебердского бокситоносного района имеет мел-палеогеновый возраст. Бокситы Вагановского месторождения Н. П. Нагорский [1943б] относит к эоцену.

В качестве важного аргумента в пользу высказанного положения выступают и маркирующие олигомиктовые песчаные и песчано-гравийно-галечные отложения (K_2 —P) Неня-Чумьшской и Бийско-Барнаульской впадин [Адаменко, 1976; Цибульчик, 1969; Нестеренко и др., 1969], Салаирского кряжа [Малолетко, Цибульчик, 1969], а также смежных площадей Томь-Кольванской зоны [Евдокимов, 1963]. Все они образованы в результате перемыва кор химического выветривания и являются продуктивными на циркон-ильменитовые россыпи.

В результате усиления горообразовательных подвижек на большей части Алтае-Саянской горной области в олигоцене процессы формирования кор химического выветривания были приглушены, а сформированные коры интенсивно эродировались [Миляева, 1971]. На Салаире же в эту эпоху, а возможно, и в первой половине неогена, продолжали существовать тектонические и климатические условия, благоприятные для корообразования. Как отмечает А. М. Малолетко [1972], в районе с. Смазнево в олигоценовых глинах были обнаружены рыхлые гидраргиллитовые бобовины, а предположительно с олигоценовым подзолообразованием связано отбеливание продуктов коры выветривания.

Таким образом, возрастной диапазон корообразования охватывает значительный период: от средневерхнего триаса до первой половины неогена. Наиболее интенсивно гипергенные процессы проявилась в мелу — палеогене. За этот период в регионе неоднократно изменялись геоморфологические и климатические условия, определяющие физико-химическую обстановку корообразования. Не останавливаясь на трактовке сущности процессов выветривания алумосиликатных и карбонатных пород, чему посвящена обширная литература, отметим, что наиболее дискуссионной остается проблема баланса вещества в системе: карбонатная толща — глинистый элювий. Большинство исследователей полагают, что при выветривании карбонатных отложений идет главным образом их растворение с выносом Ca^{+2} , Mg^{+2} и других порообразующих элементов за пределы профиля [Лизалек и др., 1985]. На месте карбонатных пород формируется карст и накапливается их нерастворимый остаток, представляющий собой алумосиликатную примесь, явно недостаточную для формирования глинистого профиля. В этом случае карст заполняется обломочным

материалом близлежащих пород (“мусорными” брекчиями), как это имеет место в ряде профилей изученных месторождений. Однако если карбонатные породы содержат терригенный материал, то его может оказаться достаточно для формирования глинистого элювия значительной мощности.

Типичным примером этого служит профиль структурной скв. 74, расположенной на плоском водоразделе Егорьевского месторождения (см. рис. 29) и пройденной на глубину более 400 м. В ней до глубины 200 м первичные породы представлены известняками, в различной степени насыщенными углеродистым веществом, с содержанием СаО от 48,5 до 54,1 % и П.п.п. — 39,9—43,6 %. На долю алюмосиликатной примеси приходится около 10 % (SiO_2 — 1,8—8,0; Al_2O_3 — 0,2—1,2; $\text{Fe}_{\text{общ}}$ — 0—0,5; MgO — 1,4—1,6; K_2O — 0,03—0,1; Na_2O — 0,15 — по данным 4 анализов. Выше по разрезу от 200 до 34,6 м, откуда начинается кора выветривания, исходная карбонатная толща состоит из часто переслаивающихся темно-серых и серых известняков, их окварцованных и мраморизованных разновидностей, мергелистых песчаников и известковистых мергелей. В этой части разреза химический состав корообразующих пород весьма не выдержан. На долю алюмосиликатной составляющей здесь приходится около 30 % (табл. 47).

Т а б л и ц а 47. Баланс вещества при формировании глинистого элювия на карбонатных породах

Оксиды	Содержание, %		Содержание, г/см ³		Привнос — вынос	
	исходные породы	глин. элювий	исходные породы	глин. элювий	глинистый элювий	
					г/см ³	%
SiO_2	20,88	53,32	55,28	102,37	+47,09	+85,2
Al_2O_3	5,62	16,38	14,89	31,45	+16,56	+111,2
CaO	35,36	2,68	93,70	5,15	-88,15	-94,5
MgO	2,51	2,79	6,65	5,36	-1,29	-19,4
Na_2O	1,26	2,54	3,34	4,88	+1,54	+46,1
K_2O	0,34	0,63	0,90	1,21	+0,31	+34,4
$\text{Fe}_{\text{общ}}$	2,81	12,83	7,45	24,63	+17,18	+230,6
TiO_2	0,30	1,02	0,80	1,96	+1,16	+145,0
P_2O_5	0,07	0,20	0,19	0,38	+0,19	+100,0
MnO	0,03	0,17	0,08	0,33	+0,25	+312,5
П.п.п.	30,32	9,25	80,35	17,76	-62,59	-77,9
d	2,65	1,92			$\Sigma = 0,9 \text{ г/см}^3$	

П р и м е ч а н и е: “d” песчаников, мергелей и известняков варьирует от 2,25 до 2,77 г/см³ [Справочник..., 1969]. Для расчета нами принято наиболее вероятностное “d” по этим породам, равное 2,69 г/см³.

Подсчет баланса вещества с учетом изменения объемного веса пород при выветривании подтверждает минералогические наблюдения. Так, в элювии накапливаются такие малоподвижные в гипергенной обстановке элементы, как титан, фосфор, марганец и оксидное железо (см. табл. 47). Калий и натрий сохраняются в реликтовых слюдах. Кремнезем и глинозем входят в состав кварц-маршаллит-каолинитовой ассоциации. Кальций, частично магний удалены за пределы профиля. Судя по элементам-гидролизаторам, а также по степени гипергенного концентрирования золота, о чем было сказано выше, порообразующих элементов терригенно-карбонатной толщи было достаточно для формирования на ней глинистого элювия. Произошло лишь относительное обогащение профиля выветривания трудноподвижными элементами за счет эмигра-

ции легкоподвижных и в первую очередь кальция (а вместе с ним и CO_2 , о чем свидетельствуют П.п.п.). Это подтверждается также исследованиями В. С. Кусковского и др. [1992], которые показали, что при содержании в литокомплексах 30—50 % карбонатов соотношение выноса и накопления элементов близко 1 : 0,8.

Длительная и сложная история развития изученных кор выветривания отчетливо фиксируется докарстовым, синхронным с карстообразованием и посткарстовым (эпигенетическим) гипергенным минералообразованием. Неотектоническая деятельность и смена палеообстановок обусловила многостадийный генезис гипергенных минералов (рис. 43).

Выделяются четыре разновозрастные генерации главных гипергенных минералов основного этапа корообразования: иллита, каолинита, гетита и кварца. Первая генерация отлагалась в докарстовую стадию и попала в карст при эрозии ранней коры выветривания. Вторая метасоматическая генерация этих минералов возникла за счет хемогенного перераспределения вещества в прогрессирующую стадию формирования элювия. В образовании третьей генерации доминировала перекристаллизация, сопровождающаяся перераспределением главным образом оксидного железа. Минералы четвертой генерации отлагались в мелких пустотках и микротрещинках из поровых растворов элювия в завершающую стадию основного этапа его формирования, вермикулит — в начале корообразования, а смектит — еще и в стадию эпигенеза совместно с главными гипергенными минералами и иддингситом.

Минералы	Этапы корообразования						
	Основной				Эпигенетический		
	докарстовый	синхронный с карстообразованием					
I	II	III	IV	I	II	III	
Каолинит	—	—	—	—	—	—	—
Иллит	—	—	—	—	—	—	—
Вермикулит		—					
Смектит		—			—	—	—
Кварц (маршаллит)	—	—	—	—	—	—	—
Гетит, гидрогетит	—	—	—	—	—	—	—
Гематит		—	—	—	—	—	—
Минералы марганца		—	—	—	—	—	—
Иддингсит				—	—	—	—

Рис. 43. Схема гипергенного минералообразования золотоносных кор выветривания Салаира.

Описание взаимоотношения минералов и последовательности их выделения см. в гл. 4.

Известно, что для отложения каолинита, кварца и гетита наиболее благоприятна кислая среда, а иллита, вермикулита и смешанослойных — щелочная. Показательна в этом отношении пара смектит—каолинит. Их образование контролируется не только рН раствора коры выветривания, что определяется составом исходного субстрата, но и временем взаимодействия системы порода — раствор, а также скоростью фильтрационного потока. При высокой скорости потока химическое выветривание альбита приводит к образованию гиббсита; при низкой — формируется каолинит; в застойных условиях имеет место отложение минералов группы смектита. Таким образом, развитие смектита в основании древней коры выветривания песчаников, подстилающихся известняками, свидетельствует о длительном устойчивом уровне подземных вод, в силу чего создавалась в застойных условиях щелочная обстановка. Важное значение на рН поровых растворов оказывали известняки.

Доминирующая роль каолинита по всему профилю, особенно в верхних, более водопроницаемых частях разреза, свидетельствует о более кислой обстановке, в результате чего смектит полностью, а иллит значительно заместились каолинитом.

Возраст эпигенеза можно параллелизовать с отложениями нижних горизонтов кочковской свиты, а может быть и моложе. В этой свите, иногда и в перекрывающих ее краснодубровских суглинках, широко развита маршаллит-гетит-каолинит-смектит-иддингсит-иллитовая с вермикулитом и мелкими кубическими псевдоморфозами гетита ассоциация и с признаками перераспределения оксидного железа. Однако среди этих эпигенетических новообразований в повышенных количествах присутствует землистый кальцит, придающий современным поровым растворам фаций коры выветривания слабощелочную реакцию, более благоприятствующую формированию гидрослюдов, нежели каолинита, как это имело место в основную эпоху корообразования.

Заметим, что кварц-каолинит-вермикулитовая со смешанослойными слюдами ассоциация также свойственна нижним горизонтам кочковской свиты, перекрывающей кору выветривания. По-видимому, условия формирования глин этой свиты были близки к условиям выветривания в нижних частях элювия на контакте с карбонатной средой. Это еще раз свидетельствует о смене физико-химических условий после формирования золотоносной коры выветривания с тенденцией повышения щелочности грунтовых вод кочковского горизонта.

На основании минеральных парагенезисов можно сделать заключение, что формирование коры выветривания сопровождалось неоднократной направленной сменой изменения кислотности — щелочности поровых растворов элювия: от щелочной в начале каждой стадии до кислой в ее завершении. В основной этап корообразования доминировала кислая обстановка, в эпигенетический — щелочная.

Содержание золота в исходных породах. Как вытекает из изложенного в предыдущих главах и ранее опубликованных нами работ [Росляков, 1981, 1987, 1988], на формирование в коре выветривания золоторудных месторождений решающее влияние оказывает золотоносность выветривающихся пород и их состав. В районах Западной Сибири с хорошо развитой инфраструктурой, подобной ей на Салаире, промышленный интерес представляют содержания гравитационно-извлекаемого золота из пород кор выветривания на уровне 50 г/м³ и выше. С учетом доли тонкодисперсного золота его валовое содержание в рудных пробах должно быть не ниже 50 мг/т. Во всех изученных нами профилях выветривания на породах с кларковым содержанием золота коэффициент его концентрации (Кк) не превышает 2 (табл. 48 и см. табл. 22).

Т а б л и ц а 48. Коэффициент концентрации золота в каолиновых профилях выветривания Салаира, Алтая, Казахстана, Прибайкалья, Средней Азии на породах с его кларковыми содержаниями (по данным Н. А. Рослякова [1981])

Исходные породы	Число профилей	Содержание золота, мг/г		
		исходные породы	элювий	коэффициент концентрации
Граниты	16	2,5	4,8 (76)	1,9
Гранодиориты	137	6,2	4,2 (269)	0,7
Амфиболиты	15	3,1	4,2 (150)	1,4
Кварцевые порфиры	10	2,8	3,0 (32)	1,1
Базальты	4	5,2	3,4 (23)	0,7
Сланцы	10	4,5	3,7 (53)	0,8
Известняки	10	4,5	3,7 (53)	0,8

П р и м е ч а н и е. В скобках — количество атомно-абсорбционных анализов.

Можно сделать вывод, что кларкового содержания золота в выветривающихся породах недостаточно для формирования в элювии рудных тел. Более высокие коэффициенты концентрации благородного металла (до 37,5, см. табл. 27) свойственны фациям элювия, образованным за счет выветривания золотоносных минерализованных зон. Судя по наиболее распространенным коэффициентам, для возникновения золоторудных концентраций в коре выветривания, исходные породы должны содержать золота, по крайней мере, на порядок больше его кларкового уровня.

Условия перехода золота в подвижное состояние. Подвижность золота в процессах выветривания во многом зависит от формы его нахождения в исходном субстрате, характера растворителя и состава выветривающихся пород.

Определяющими факторами перехода золота в раствор являются размер золотин и устойчивость к выветриванию собственных минералов и минералов-концентраторов золота. Основная минеральная форма в зонах эндогенной минерализации описываемых объектов — самородное золото с размером частиц от 3—5 мкм (см. табл. 33) до “россышеобразующих”. Устойчивость самородного золота в разнообразных физико-химических условиях зоны гипергенеза общеизвестна. По данным С. С. Смирнова [1955], зерна золота размером даже 2—3 мкм в гипергенной обстановке обладают прекрасной устойчивостью и очень широко встречаются в аллювиальных отложениях. По сведениям Т. Дависа и др. [Davies et al., 1987] в латеритных корах выветривания в Сьерра-Леоне тонкое самородное золото отторжено от минерализованных амфиболитовых пород и накапливается не только в профиле выветривания в горизонтах пизолитовых латеритов и ниже в сильно выветрелых амфиболитах, но и в смежных аллювиальных осадках, причем везде наследует от исходного субстрата корреляционные связи с Cu, Zn и Co. Сохранности золота в элювии способствуют свободные его формы и присутствие высококочного супергенного металла [Wilson, 1983; Lawtance et al., 1990]. В случае нахождения в исходном субстрате неустойчивых к выветриванию в окислительной среде теллуридов или сульфидов золота оно может легко переходить в подвижное состояние.

Основными минералами-концентраторами золота в исследованных первичных породах зон минерализации являются пирит, барит, кварц и слюды. Пирит окисляется сравнительно легко, а остальные минералы-концентраторы золота весьма устойчивы к выветриванию. Более того, в пирите золото более мелкое, чем в порообразующих минералах. Поэтому можно полагать, что пирит — основной источник миграционного золота на ранних стадиях корообразования. Затем оно высвобождается при разрушении слюды, барита и кварца,

что реализуется в глубокопроработанных профилях выветривания. Значительная доля его остается на месте, создавая за счет выноса подвижных породообразующих элементов (Ca, Mg, Na и др.) остаточные рудные концентрации гравитационно-извлекаемого самородного металла. Подтверждением этому служат типоморфные особенности самородного золота, рассмотренные в предыдущей главе, и постоянная приуроченность рудных тел к разрушенному кварцу (маршаллиту), реликтам слюдитов и барита и к слюдястым элювиальным глинам (табл. 49).

Т а б л и ц а 49. Состав рудоносного глинистого элювия
Егорьевского месторождения (р. л. 13)

Место отбора проб		Содержание гравитационно-извлекаемого золота, мг/м ³	Характер золотоносного элювия
скважина	интервал, м		
04	32—33	1073	Желто-бурая тонкослюдястая глина с каолинит-маршаллитовыми гнездами
02	40—41	881	Красноцветная глина с обилием гнезд и прожилков минералов марганца
0	19—20	129	Желто-вишневая тонкослюдястая рябчико-вая глина с прожилками и гнездами маршаллита
	20—21	275	
	21—22	274	
	24—25	206	
	27—28	262	
	44—45	2519	
10	21—22	787	Красноцветная глина, интенсивно обогащенная скоплениями лимонитов
14	17—18	110	Желто-бурая глина с включениями маршаллита и кварца
	18—19	192	
	19—20	115	
	20—21	409	
16	40—41	615	Глина с гнездами маршаллита и реликтами слюдита Литобрекчия с обломками кварца На 42 м реликт кварцевой жилы мощностью 10 см Литобрекчия с обломками кварца
	42—43	134	
	28—29	580	
	44—45	294	
	47—48	294	
20	19—20	289	То же
	20—21	4800	
	21—22	827	
26	17—18	244	Бурая тонкослюдястая глина с обломками кварца, бурых железняков и окварцованных известняков
	18—19	921	

Известно, что золото в рассеянной форме присутствует во многих породообразующих и рудных минералах, особенно в сульфидах, магнетитах и темноцветных [Щербаков, 1974]. Эти минералы-носители благородного металла, наряду с пиритом, могут служить источником его подвижной разновидности. Для перехода тонкодисперсного золота в жидкую фазу оно должно быть доступно действию растворителя, что возможно лишь при разрушении кристаллической решетки его минералов-носителей. К сожалению, этому аспекту уделяется мало внимания. Выявлено, что на подвижность золота важную роль оказывает величина поверхности его дисперсионных частиц [Zeegers, 1987; Colin et al., 1989; Lecomte, Colin, 1987, 1989] и особенно разность потенциалов на границе гальванических пар: золото — минерал-носитель. Анодом служит золото, обладающее довольно высоким электрохимическим потенциалом, катодом — минерал-носитель. Поэтому оно защищено от окисления, т. е. от перехода Au^0 в подвижные формы Au^{1+} и Au^{3+} , до тех пор пока не перейдут в окисленное состояние ионы с переменной валентностью минерала-носителя. Чем больше разность потенциалов, тем активнее идет реакция окисления. По этой причине на контакте с пиритом растворимость золота во много раз выше, чем на контакте с кварцем или лимонитом.

О зависимости подвижного золота от состава его минерала-хозяина убедительно свидетельствуют экспериментальные данные: в дистиллированной воде, профильтрованной через золотоносный пирит, установлено 256 мкг/л золота, а через галенит, имеющий по сравнению с пиритом более низкий потенциал, — 502 мкг/л [Кулебакин и др., 1977]. Последовательное выветривание минералов дает возможность золоту вступать в миграцию в течение всего периода формирования коры выветривания. Практически полное гипергенное преобразование породообразующих минералов исходных пород способствовало переходу в раствор рассеянного в них кларкового золота. Свидетельства подвижности золота обнаруживаются даже в настоящее время. В водах родников Апрельского карьера золота 0,002—0,003 мкг/л.

Все это приводит к перераспределению благородного элемента в профиле выветривания и частичному выносу его (см. табл. 22 и 48). Особое значение в подвижности золота играют известняки, определяющие направленность гипергенных процессов и способные при карстообразовании высвободить значительную массу тонкого миграционно-способного металла. Так, при формировании карста глубиной 100 м, шириной 200 м и протяженностью 1000 м известняки могут высвободить порядка 50 кг кларкового золота, которое служит добавкой к его миграционно-способной форме, обеспечивающейся сверхфоновыми концентрациями. В. И. Бгатов и М. В. Попова [1989] считают, что в хемогенном концентрировании золота в карсте, развитом в битуминозных карбонатных и терригенно-карбонатных толщах, помимо повышенного его содержания в исходных породах, важное значение имеет органика. По мнению В. И. Бгатова [1982, с. 112]: “Процесс карстования битуминозных золотосодержащих известняков и доломитов неизбежно влечет за собой формирование золотоносной залежи” и “...при содержании золота 50 мг/т в исходной породе при карстовании ее на глубину 100 м с каждого квадратного километра может сформироваться месторождение.

Условия миграции золота. Этот фактор имеет важное значение при концентрировании как остаточного, так и гипергенного золота. На концентрацию остаточного золота существенно влияет механическое его перемещение вместе с элювием к центру карста, проседание в нижележащие горизонты элювия и перенос при местном перемыве глинистого материала в карстовых воронках. Ме-

ханический перенос остаточного золота осложняет морфологию рудных тел, а порой создает новые тела, оторванные от эндогенных минерализованных зон. Установление путей смещения обломочного материала в линейно-карстовых корях выветривания позволяет более надежно прогнозировать местонахождение в профиле рудных тел с остаточным золотом.

Более сложно проследить пути миграции золота, перешедшего в поровые растворы элювия. Это осложняется еще и тем, что формирование профиля выветривания сопровождалось многократной сменой физико-химических условий.

Полевые наблюдения и экспериментальные исследования показывают, что перешедшее в раствор золото на пути миграции быстро дифференцируется по подвижности на три разновидности: трудно-, легкоподвижную и подвижную. Трудноподвижное золото прочно связано с глинистыми частицами и мигрирует вместе с ними. Закономерности его миграции контролируются гравитационными силами механического перемещения глинистого материала. Оно не извлекается из глин даже при давлении 600—800 кг/см².

Подвижное золото находится в поровых растворах элювия в форме органокомплексных соединений [Roslyakov, 1984]. Из элювиальных руд оно вытесняется при давлении 100—600 кг/см². Органокомплексные соединения золота обладают большой устойчивостью в корях выветривания и способствуют его рассеиванию.

Легкоподвижное золото извлекается из элювия дистиллированной водой и представлено неорганическими комплексными соединениями, самородными частицами и коллоидами. Коллоидная форма переносится на значительные расстояния только в чистой воде [Смирнов, 1955]. В поровых растворах выветрелых пород ореолов золоторудных полей нами установлены в повышенных количествах: Na⁺, K⁺, F⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, CO₂⁻³, SO₂⁻³, S₂O₂⁻³, S²⁻, Al³⁺, Fe³⁺, Si⁴⁺, O₂, Au, Cu, Pb, Zn. Эти компоненты, естественно, существенно понижают миграцию коллоидного золота. Количественный состав поровых растворов древних кор выветривания определяется современной климатической зональностью, что свидетельствует о их эпигенетическом преобразовании. В ландшафтах с кислым окислительным классом миграции в поровых растворах выветрелых пород доминируют Na⁺, K⁺, F⁺, HCO₃⁻, а с кислым восстановительным — еще и H₂S + HS⁻. Вблизи окисленных рудных выходов среди подвижных компонентов обнаруживаются Au (до 5,10—8 моль/л) и SO₄²⁻ (до 66 мг/л). В растворах окисленных руд появляются цветные металлы (десятки мг/л), SO₃²⁻ и S₂O₃²⁻ ($n \cdot 10^{-6}$ моль/л). Общая минерализация поровых растворов варьирует от 162,8 до 894,6 мг/л. В ландшафтах со щелочным окислительным классом миграции более высокие концентрации в поровых растворах вблизи поверхности имеют Na⁺ и HCO₃⁻, в средней части разреза — Ca²⁺ и Cl⁻, в его основании — Mg²⁺, Ca²⁺, SO₄²⁻.

Зональное распределение макрокомпонентов поровых растворов оказывает существенное влияние на избирательное растворение минералов и последующее формирование зональности гипергенных руд малораспространенных элементов по латерали и вертикали профиля выветривания.

Термодинамические расчеты свидетельствуют, что дальность миграции неорганических комплексных соединений золота различна и контролируется эволюцией физико-химических параметров растворов по мере их движения в глубину и на фланги коры выветривания. При низких концентрациях золота (10^{-7} — 10^{-11} моль/л) в поровых растворах основной формой миграции золота являются Au⁰ и Au¹⁺ [Benedetti et al., 1990; др.]. Именно они определяют поведение подвижного золота в гипергенных процессах. Содержание в растворах

Поскольку в изученных профилях рН растворов элювия неоднократно изменялся, соответственно ему эволюционировали и формы миграции золота при корообразовании. Важно, что в водных вытяжках продуктов выветривания месторождений различных морфологических типов и расположенных в разных ландшафтных зонах России формы нахождения растворенного золота при прочих равных условиях в общем идентичны [Росляков, 1974; Росляков, Цимбалист, 1988].

Геохимические барьеры. Многообразие реагентов, способных выветривать и окислять первичные золотоносные минералы, и форм нахождения растворенного золота, тесная зависимость стабильности их от щелочности и окислительно-восстановительного потенциала системы создают предпосылки для перераспределения благородного металла по профилю выветривания с образованием рудных концентраций в одних участках за счет выноса из других. Золото концентрируется на геохимических барьерах, среди которых ведущую роль играют восстановительный и щелочной. Важное значение имеют испарительная концентрация и процессы сорбции.

В верхних горизонтах профиля выветривания могут сосуществовать разнообразные формы растворенного золота. Это стимулирует его вынос из приповерхностной части и образование подзоны выщелачивания. Коэффициент концентрации золота в данной подзоне обычно меньше единицы.

По мере фильтрации кислых золотоносных растворов в нижние горизонты теряется кислород, важнейший растворяющий агент золота и окислитель сульфидов, нейтрализуется кислотность и растворы приобретают восстановительные более щелочные свойства. Равновесие систем $AuX^2 \leftrightarrow Au^0$ и $AuY^{-4} \leftrightarrow Au^0$ постепенно смещается в направлении Au^0 (X и Y — комплексобразующие лиганды Au^{1+} и Au^{3+} соответственно) и золото осаждается на всем пути движения растворов по реакциям, описанным ранее [Росляков, 1981], не образуя высоких локальных концентраций. В нижних частях зоны гипергенеза начинают резко преобладать золотосульфидные комплексы. Они разрушаются в узком диапазоне Eh—рН с выделением самородного золота (см. рис. 44), что приводит к локальному формированию в зоне застойных вод горизонта вторичного золотого обогащения. Его мощность оценивается первыми метрами, а коэффициент концентрации золота на восстановительном барьере в особо благоприятных условиях может превышать 100. При устойчивом режиме уровня грунтовых вод и длительном формировании элювия в горизонте золотого обогащения могут возникать гипергенные рудные концентрации золота.

Столь же важное значение для гипергенного рудного концентрирования благородного металла имеет щелочной барьер — место встречи приповерхностных золотоносных кислых растворов с грунтовыми щелочными водами. Это свойственно элювию, развивающемуся на контакте карбонатных пород с силикатными. На Егорьевском месторождении обогащенный золотом горизонт порой тяготеет к основанию профиля, повторяя поверхность фундамента.

В аридных условиях гипергенные руды могут возникать в результате испарительной концентрации. В данном случае золото мигрирует из нижних горизонтов и накапливается вблизи поверхности. В итоге подзона выщелачивания возникает не на поверхности, как в гумидном районе, а под горизонтом вторичного золотого обогащения, приуроченного к гипсовым шляпам и феррикетам.

Сорбционный геохимический барьер оказывает существенное влияние на осаждение золота. Формирование охарактеризованной выше трудноподвижной его формы обусловлено именно влиянием данного барьера. Характерно, что

золото прочно сорбируется глинистыми частицами при широком диапазоне рН. Так как любой профиль выветривания уже в начальной стадии формирования по всему разрезу богат глинистым материалом, сорбционный барьер препятствует миграции золота в течение всей истории развития гипергенного процесса. В итоге золото неравномерно распределяется практически по всем вторичным минералам. Локальное его концентрирование с образованием гипергенных бонанцев возможно в случае пересечения глинистых прослоев золотоносными трещинными грунтовыми водами. Сорбционный барьер создает рудные концентрации золота в бурых железняках и красноцветных глинах. Ассоциация золота с глинистой фракцией и минералами оксидного железа в профилях выветривания сейчас общепризнана [Mann, 1984; Freyssinet et al., 1987; Нечаев, Николенко, 1988; Vasconcelos, Kule, 1989].

Сами бурые железняки описываемых месторождений в генетическом отношении можно рассматривать как полигенные продукты хемогенного переотложения вещества, возникшие за счет: 1) концентрирования в ослабленных зонах привнесенного железа, источником которого служили осветленные алюмосиликатные породы; 2) обрушения материала карста и цементирования его привнесенным железом; 3) местного оксидного железа, оставшегося на месте бывших сульфидных импреньаций и темноцветных минералов материнских пород. Перераспределение железа было неоднократным, но пути его миграции по латерали ограничивались первыми десятками метров, тогда как по падению они достигали 100 м и более. По мере удаления от бурых железняков породы пропитывались оксидным железом и в итоге превращались в красноцветные элювиальные глины, а затем в красные бокситоподобные глины и бокситы. Перераспределение железа происходило и после формирования глин и залежей бурых железняков, о чем свидетельствуют многочисленные прожилки лимонита и послойное пропитывание им белых глин в низах карьера, источником железа которого служили вышезалегающие мясо-красные глины. В разрезах можно наблюдать, как крутопадающие лимонитовые прослои, придающие белым глинам полосчатость, по восстановлению увеличиваются по мощности, сливаются и переходят в мясо-красные глины. Золото в повышенных количествах присутствует во всех железозоносных фациях коры выветривания, что еще раз свидетельствует о его неоднократном перераспределении.

В зоне гипергенеза обычно проявляется совокупность геохимических барьеров, их суммарное воздействие создает современную картину распределения золота в ее профиле. Когда хемогенное вторичное золотое обогащение пространственно совмещается с первичными золотоносными зонами, возникает комбинированный тип руд, характеризующийся наиболее богатыми концентрациями благородного металла.

Гипергенное рудное концентрирование золота нередко обусловлено не только вторичным перераспределением золота, но и уменьшением плотности элювия за счет выноса многих более подвижных компонентов первичных вмещающих и околорудных пород при том же содержании элемента, что и в образованиях эндогенной зоны. Чтобы правильно оценить первичные руды по окисленным выходам, необходим тщательный анализ геологических и геохимических условий формирования зоны окисления.

Степень эродированности коры выветривания и сохранности в ней рудных концентраций золота. Салаирский краж представляет собой весьма древний пенеплен, неравномерно слегка расчлененный эрозионной деятельностью в сравнительно недавнее время. Степень эродированности различна даже на ограниченной площади. Так, например, на Егорьевском месторождении есть от-

дельные участки, где мощность коры выветривания оценивается первыми метрами. Однако интенсивность ее проработки такая же, как и профилей, достигающих глубины 100 м и более. Есть основание считать, что на этом месторождении эродированная часть коры выветривания соизмерима, если не больше, с остаточной. Перспективы золотоносности коры выветривания находятся в прямой связи с ее остаточной мощностью, что косвенно зависит от степени эродированности. Существует также зависимость между мощностью покровных отложений и продуктивностью золотоносных кор выветривания. На рис. 45 изолиниями равных продуктивностей выделены области, отражающие эти зависимости в элювии Васильковского рудного поля (Сев. Казахстан). Слева от нулевой изолинии находится область с неблагоприятными условиями для гипергенных рудных концентраций золота. В ней ни одной из 18 скважин не подсечено заслуживающих внимания обогащенных горизонтов. Справа от этой изолинии во всех 27 скважинах наблюдаются эти горизонты, причем продуктивность их в общем возрастает с увеличением мощности рыхлого покрова и коры выветривания. Как отмечалось ранее, подобная тенденция свойственна и Егорьевскому месторождению.

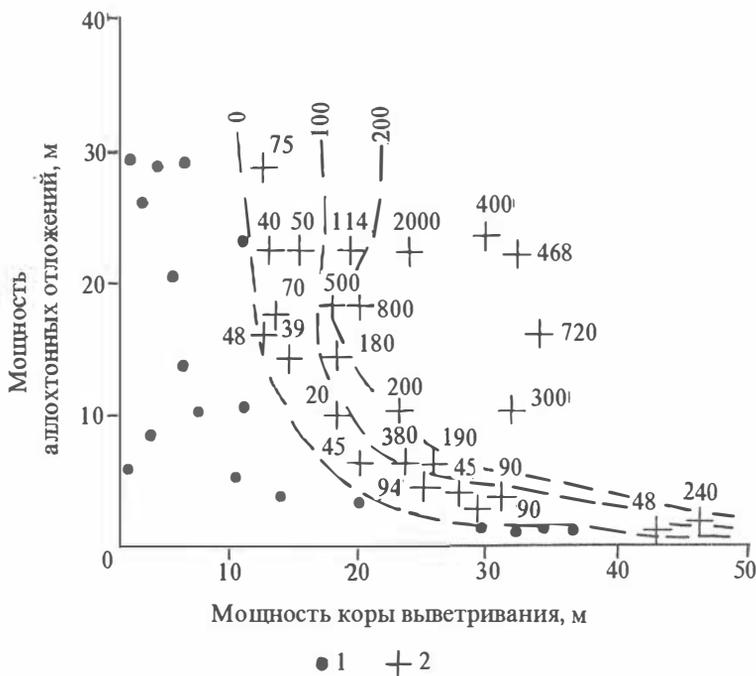


Рис. 45. Зависимость продуктивности горизонтов вторичного золотого обогащения от мощности коры выветривания и перекрывающих ее рыхлых отложений в эндогенном ореоле рудного поля Васильковского месторождения, Северный Казахстан:

1 — скважины без продуктивных горизонтов; 2 — скважины с продуктивными горизонтами. Цифрами показана линейная продуктивность, м·(г/т).

Наиболее благоприятные условия для рудной концентрации золота в элювии в участках, где мощности и аллохтона, и продуктов выветривания превышают 10—15 м (см. рис. 45). Аллохтонные отложения способствуют сохранности профиля выветривания от эрозии. Более того, они совместно с автохтонными образованиями, по-видимому, являются дополнительным источником золота, о чем свидетельствуют обогащенные им участки под кочковской свитой в верхней части профилей выветривания на Егорьевском месторождении (см. рис. 20, 29).

В заключение отметим, что мы рассмотрели лишь главные тенденции рудного концентрирования золота в коре выветривания. Некоторые положения носят фрагментарный характер и требуют дальнейшего исследования. Однако очевидно, что концентрирование определяется общими вышеохарактеризованными факторами вне зависимости от местонахождения месторождения. Благоприятное сочетание этих факторов предопределяет формирование в профиле выветривания остаточных и хемогенных концентраций золота. При наложении хемогенных концентраций на остаточные образуются наиболее богатые золотые руды коры выветривания.

VI.2. Генетические типы месторождений золота в корах выветривания

К настоящему времени накопилось достаточно материала по золотонности кор выветривания, требующего осмысливания и систематизации. Предложен ряд современных систематик, базирующихся на различных, чаще частных, признаках золотонных кор выветривания.

По степени проработанности золотонные коры выветривания Ю. Ю. Бугельский с соавторами [1988] расчленяют на гидрослюдисто-каолинитовую и гематит-гетитовую золоторудные формации. Близкий принцип типизации принят А. В. Лапиным и А. В. Толстовым [1991]. При систематизации месторождений в корах выветривания они руководствовались двумя главными критериями: принадлежностью к различным фациям гипергенного минералообразования (латеритной и долатеритной) и генетическим типом (остаточный, инфильтрационно-остаточный, инфильтрационный).

По условиям концентрирования и размерности частиц золота И. Б. Флеров с коллегами [1990] кору выветривания расчленяют на два типа: с тонким и тонкодисперсным свободным золотом, невысокими его содержаниями, но значительными запасами и преимущественно со шлиховым золотом на площадях золото-кварцевого эндогенного оруденения штокеркового типа. Эта систематика несет элемент прогноза золотонности кор выветривания и их исходного субстрата, что придает ей важное практическое значение при оценке первичного оруденения по рыхлым продуктам коры выветривания.

Критерий крупности золота в корах выветривания заложен и в классификации Г. М. Козловского и др. [1990]. Одним из важных признаков отнесения золотонных кор выветривания к тому или иному типу эти авторы кроме размерности частиц принимают еще и конкретные комплексы корообразующих пород. По этим двум признакам они выделяют три типа золотонных профилей, придав им географическое название: суздальский, байкальский, шунайский.

Нам представляется, что при типизации золотонных кор выветривания мало внимания уделяется таким весьма важным критериям, как содержание золота в выветривающихся породах, формы его нахождения и их устойчивость

к выветриванию и другим вышерассмотренным факторам, контролирующим накопление благородного металла в гипергенных обстановках. Каждый из этих критериев создает свои разновидности генетических типов золотоносных кор выветривания. С учетом этих признаков несущие золото коры выветривания мы расчлняем на ряд генетических типов (табл. 50). Их представительство может возрастать по мере увеличения количества генетических критериев, в той или иной мере освещенных в литературе последних лет. Практический интерес представляет характеристика кор выветривания, расчлняемых по содержанию золота в исходном субстрате, что находится в прямой связи с составом первичных золотоносных пород.

Т а б л и ц а 50. Генетическая классификация золотоносных кор выветривания

Генетический критерий	Тип коры выветривания
Характер выветривания: без участия сульфидов с участием сульфидов	Кора выветривания Зона окисления с подзоной золотого обогащения
Интенсивность выветривания	Латеритный, каолиновый, смектитовый, гидрослюдистый и др.
Формы нахождения золота в исходном субстрате и их устойчивость к выветриванию	Остаточный, гидрогенный, гидрогенно-остаточный
Тип гипергенной рудной концентрации на геохимических барьерах	Кислородный, сульфидный, кислый, испарительный, сорбционный, органогенный
Содержание золота в исходном субстрате	Зона окисления рудных месторождений Кора выветривания эндогенных ореолов рудных тел Кора выветривания эндогенных ореолов месторождений Кора выветривания эндогенных ореолов рудных полей Кора выветривания слабозолотоносных минерализованных зон
Связь с эндогенным источником	Реликтовый (остаточный), переотложенный, смешанный
Способ переотложения золота	Гравитационный Хемогенный (биогенный) Комплексный

На большом фактическом материале нами показано, что промышленные концентрации золота в корях выветривания могут возникать не только за счет первичных рудных тел, но и их эндогенных ореолов. Установлено Н. В. Росляковой и др. [1975], что золоторудные месторождения Кузнецкого Алатау, Центральных Кызылжумов, Казахстана, Восточного Забайкалья и Камчатки сопровождаются различными по контрастности и площадному развитию эндо-

генными ореолами золота (табл. 51). К настоящему времени накопилось достаточно данных, свидетельствующих о том, что эндогенные ореолы золота свойственны любому генетическому типу золотого оруденения и имеют непосредственную связь с его масштабами. По составу ореолообразующих пород, характеру распределения и площадному развитию в них золота его аномальные концентрации расчленяются на эндогенные ореолы рудных тел, месторождений и рудных полей, а также минерализованных зон. В соответствии с этим названы и типы кор выветривания. Их особенности таковы.

Т а б л и ц а 51. Параметры эндогенных ореолов золота
(по Н. В. Росляковой, Н. А. Рослякову [1975])

№ п/п	Район исследования	Ореол					
		рудного тела		месторождения		рудного поля	
		\bar{x}	L	\bar{x}	S	\bar{x}	S
1	Акбайкайский	500—	15			47,1	50
2	Бакырчичский	1000	10	140	10		
3	Беркульский	и более	10	155	10	30,3	300
4	Дарасунский		15	300—370	10	23,4	600
5	Козловский		600	153,9	5	22,4	150
6	Ключевской		200	174,4	5	18,3	150
7	Мурунтауский					25,8	n*100
8	Натальевский		6	300		20,3	50
9	Оганчинский		20	210	5	13,5	50
10	Погромный		600	350	10		
11	Центральный		40	146	10		

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — Казахстан; 3, 8, 11 — Кузнецкий Алатау; 4—6, 10 — Восточное Забайкалье; 7 — Центральные Кызылкумы; 9 — Центральная Камчатка; \bar{x} — среднее содержание золота в ореоле, мг/г; L — ширина ореола вкрест простирания рудных тел, м; S — площадь ореола, км². Местный фон золота около 3 мг/г. В сохранившихся корах выветривания площадь эндогенных ореолов уменьшается на 1/3, а содержание золота возрастает в 10 раз и более.

Коры выветривания эндогенных ореолов рудных тел генетически связаны с зонами окисления. Промышленные концентрации золота возникают в них при выветривании березитизированных, лиственизитизированных, хлоритизированных и других слабозолотоносных околорудных пород, направленность гидротермального изменения которых, как известно, определяется генетическим типом эндогенного месторождения. Мощность метасоматитов вкрест простирания жил 10—40 м, штокерков — 80—600 м, линз и залежей — 6—600 м (см. табл. 51). Примером могут служить коры выветривания ореолов рудных жильных месторождений золотосульфидной и золото-кварцевой формаций. На Нагорном участке Дарасунского месторождения жилы сопровождаются березитами с содержанием золота на уровне 1 г/т. В коре выветривания этих березитов концентрация золота возрастает до 3—4 г/т, что является достаточным для его отработки как совместно с жилами, так и без них. Подобные примеры нами описаны и по другим месторождениям [Росляков, 1981].

Коры выветривания эндогенных ореолов золоторудных месторождений представляют собой совокупность околорудных кор. Они описаны менее детально, чем предыдущий тип, хотя развиты широко. Довольно обычны случаи, когда месторождение представлено серией кварцевых жил и при выветривании их околорудных пород образуются обширные вторичные ореолы площадью до 10 км² с содержанием золота до 1 г/т и выше (среднее 0,1—0,35 г/т, см. табл. 51). Такие золотосодержащие латеритные коры выветривания установлены в ореолах

месторождений Либерии и Суринама [Tooms, 1987], в Австралии [Mann, 1984; Wilson, 1984; Davy et al., 1986], во Франции [Asselborn, Tavernier, 1983, 1984] и ряде других стран на месторождениях золото-кварцевой и золотосульфидно-кварцевой формаций. Нами наблюдались промышленные концентрации золота в каолиновых и гидрослюдистых корах выветривания околорудных пород Центрального, Акбакайского и других жильных месторождений. И в латеритном, и в каолиновом, и в гидрослюдистом профилях вне зависимости от состава выветривающихся пород развивается 2—3 горизонта вторичного золотого обогащения. Для золотоносных латеритов обычна приуроченность золота к модулям и конкрециям лимонитов, развитым в верхних горизонтах профиля. В менее зрелых профилях более продуктивен нижний горизонт, приуроченный к древнему палеоуровню грунтовых вод. Порой жилы слабозолотоносны, а промышленный интерес представляют их выветрелые околорудные породы. Как отмечают Г. Х. Фрейдрих и др. [Friedrich et al., 1989], в последние годы в Австралии, в Канаде, Франции, в странах Африки в полях развития кварцево-жильной минерализации выявлены крупные золоторудные месторождения латеритного типа и назрела необходимость постановки специальных исследований с целью установления закономерностей размещения этих месторождений, форм нахождения в них рудного вещества и условий концентрирования золота при латеритообразовании. Эти же проблемы присущи и золотоносным корам выветривания менее зрелых профилей Сибири.

Коры выветривания эндогенных ореолов золоторудных полей — это наименее изученный, но очень перспективный тип элювиальных месторождений золота. Их происхождение связано с выветриванием аргиллитизированных, пропилитизированных, ороговикованных и других регионально измененных пород ореолов золоторудных полей, характеризующихся площадями от 50—100 до 600 км² и невысоким содержанием золота (порядка 0,05—0,1 г/т). Концентрации золота в горизонтах вторичного обогащения достигают граммов на тонну при относительной выдержанности по мощности и площади.

Первые в достаточной степени аналитически аргументированные сведения о поведении золота в корах выветривания, развивающихся за счет пород эндогенных ореолов золоторудных полей, приведены нами ранее [Росляков, 1981]. На примерах Салаира (Урское рудное поле) и Северного Казахстана (Васильковское рудное поле) показано, что в корах выветривания каолинового профиля, развитых в контурах эндогенных ореолов золота в метаморфических, магматических и осадочных породах, оно интенсивно перераспределено. В системе первичная — выветрелая порода на всю мощность коры выветривания материнские силикатные породы любого состава богаче золотом, чем их продукты каолинового профиля (вынесено около 50 %). В порядке возрастающей устойчивости к его выносу при корообразовании исходные породы можно расположить в ряд: метаморфические — магматические кислые — магматические среднеосадочные — магматические основные — магматические ультраосновные. Перераспределение золота сопровождается выносом его из одних участков профиля выветривания и накоплением в других. Здесь, как и в корах выветривания эндогенных ореолов месторождений, развивается тоже два и более горизонта вторичного золотого обогащения. Наиболее благоприятными для обнаружения промышленно интересных золотоносных горизонтов в площадных корах выветривания являются золоторудные поля с развитием кислых, основных и осадочных пород.

Площадные золотоносные коры на Южном Урале, развитые по березитам и аргиллизитам, отмечены К. П. Савельевой [1990]. Коры выветривания аргил-

лизитов имеют каолиновый профиль, а вмещающих вулканогенных пород — гидрогетит-каолиновый.

В Западной Австралии открыт обширный золотоносный горизонт в латеритной коре выветривания с запасами 1,25 млн т руды и средним содержанием золота 3,7 г/т. Из них 650 тыс. т содержат его 5,9 г/т. Мощность этого горизонта до 21 м [Great Central..., 1989]. В качестве золоторудных объектов обрабатывались латеритные коры выветривания золоторудных полей в Южной Америке [Evans, 1981], известна золотоносность латеритных профилей, занимающих обширные территории Индии [Nair et al., 1987], Бразилии [Bhaskara, Vargas, 1984; Dominique, 1987; Michel, 1987], Нигерии [Mackay, 1944] и других горно-рудных районов. Накопилось достаточно фактического материала, подтверждающего правомочность выделения данного генетического типа золоторудных месторождений коры выветривания.

Коры выветривания слабозолотоносных минерализованных зон и "больше-объемных" золоторудных месторождений представляют собой образования, промежуточные между корой выветривания и зоной окисления. В них на фоне пород формации коры выветривания всегда в незначительном количестве присутствуют продукты окисленных сульфидов. Описаны примеры накопления золота дорудных концентраций в латеритных корах выветривания, развитых по карбонатизированным гипербазитам, по сульфидизированным магнетитовым скарнам, гранитам и гнейсам с содержанием золота на уровне 0,5 г/т [Chaffe, 1972; Razafimanantsoa, 1973; и др.]. Промышленные концентрации золота выявлены и в менее зрелых каолиновых корах выветривания пиритизированных слабозолотоносных сланцев [Ниязов, Щербик, 1971]. М. Н. Альбов [1972] показал, что развитие мощной коры выветривания на березитах, листовниках и других гидротермалитах, а также на различных по составу сланцах и зонах смятия с рассеянной в них пиритизацией и непромышленной золотоносностью (десятые доли грамма на тонну) в условиях Урала обуславливает повышение концентраций золота до 2—7 г/т в основании профиля выветривания на глубине 20—60 м от дневной поверхности. Это позволило ему впервые выделить новый тип элювиального золотого оруденения, генетически связанного "с формацией глубокой линейной коры выветривания слабозолотоносных горных пород" [Там же, с. 61]. Оруденение данного типа известно на Салаире [Овсянников и др., 1994]. Это золотоносные коры выветривания окрестностей Каменушинского медно-порфирового месторождения на северо-западном фланге Салаирского рудного поля и изученные нами Апрельское и Егорьевское месторождения. Подобная золотоносность установлена в корах выветривания минерализованных зон Приднестровья [Хрипков и др., 1973], Украинского щита [Заруцкий, 1984] и в других золоторудных провинциях с сохранившимися корах выветривания [Granier et al., 1963; Lajoinie, Fontailles, 1968; Webster, Mann, 1984]. Все это свидетельствует о широкой распространенности золотоносных кор выветривания данного генетического типа.

Вертикальный разрез полного профиля охарактеризованных остаточных типов кор выветривания обычно представлен подзонами:

- выщелачивания (открытые коры выветривания);
- вторичного золотого обогащения (до промышленных концентраций);
- перераспределения золота;
- вторичного золотосульфидного обогащения (до промышленных концентраций);
- исходные золотоносные породы.

Месторождения, генетически связанные с хемогенным переотложением золота в процессе формирования кор выветривания на золотоносных породах. Как уже отмечалось, при корообразовании на золотоносных породах за пределы профиля выветривания мигрирует до 50 % и более от валового содержания золота исходных пород. Этот элемент может поступать в область осадконакопления и создавать на геохимических барьерах по периферии области аккумуляции вблизи границы с питающими ее золоторудными полями хемогенные и биогенные гипергенные рудные концентрации. Когда источником питания служат латеритные коры выветривания, наибольшее обогащение золотом, по-видимому, будет приурочено к нижней части осадочной толщи данного эрозионного цикла; при каолиновом источнике — к верхней части осадочного разреза. Месторождения описываемого типа по теоретическим предпосылкам могут обладать крупными запасами, но целенаправленных их поисков еще не проводилось. К ним, видимо, следует относить и описанные в литературе золоторудные месторождения в древних литифицированных корях выветривания (в сланцах, метасланцах и др.). В области аккумуляции кроме хемогенного золота могут быть обнаружены древние золотоносные россыпи, связанные с денудацией горизонтов вторичного золотого обогащения и эндогенных руд и приуроченные к отложениям завершающих стадий осадочного цикла.

Каждая подзона золотоносной коры выветривания характеризуется определенными масштабами, морфологическими чертами и статистическими параметрами распределения золота, что позволяет производить количественную оценку их продуктивности и устанавливать генезис профиля выветривания. Выделенные генетические типы золотоносных кор выветривания пространственно взаимосвязаны. Обнаружение одного из них создает предпосылки для выявления других типов, локализуя или расширяя площадь поисково-оценочных работ.

VI.3. Обрамление Западно-Сибирской равнины — новая провинция золоторудных месторождений формации коры выветривания

Установленная генетическая связь золотоносных кор химического выветривания с эндогенными ореолами разного уровня позволяет по-новому подойти к прогнозированию элювиальных месторождений золота. С этих позиций особый интерес представляет оценка перспектив выявления золоторудных месторождений формации коры выветривания в старых золотоносных районах Сибири в обрамлении Западно-Сибирской равнины. Здесь широко развиты золоторудные поля, а в их пределах достаточно распространены коры выветривания (рис. 46). Те и другие имеют много общих черт, но осложненных специфической геологического строения, эндогенного оруденения и истории корообразования не только крупных сегментов обрамления, таких как западный (Урал), южный (Казахское нагорье, Алтае-Саянская область) и восточный (Енисейский кряж), а и отдельных их частей.

Главной общей чертой эндогенного оруденения и золотоносных кор выветривания является приуроченность к сочленению крупных тектонических структур, к региональным разломам, узлам опережающих нарушений и тектонически ослабленным зонам. Пространственная их совмещенность в наименее эродированной области горно-складчатых сооружений, к какой относится обрамление Западно-Сибирской равнины, служит весьма благоприятным фактором для формирования и сохранности золоторудных месторождений коры выветривания.

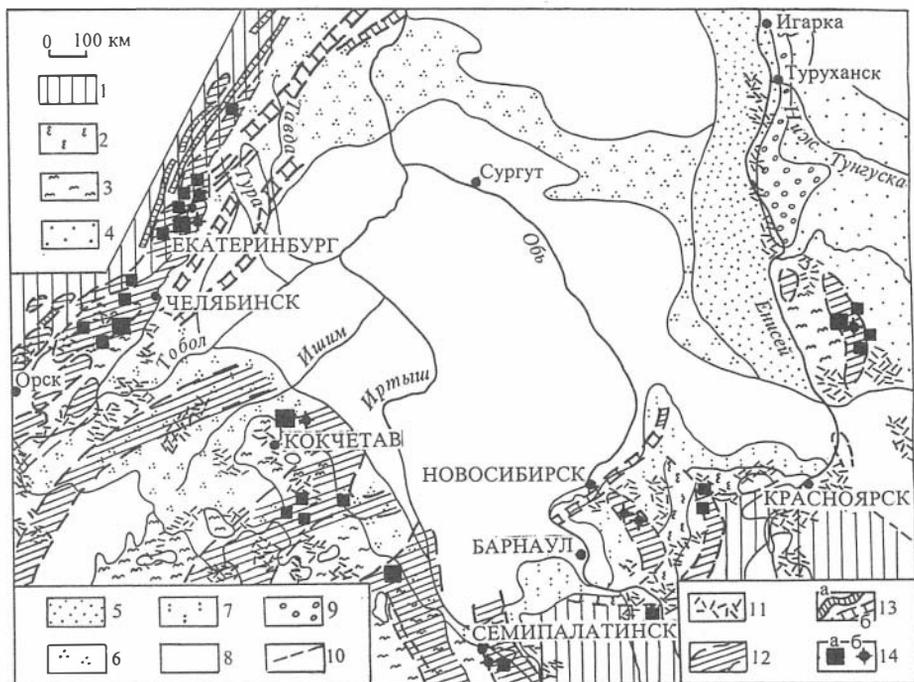


Рис. 46. Совмещенность кор выветривания с эндогенной золоторудной минерализацией в обрамлении Западно-Сибирской равнины:

1 — области развития гор сводово-глыбовых и глыбовых, сформированных начиная с позднего олигоцена; 2 — холмогорья, плато и низкие горы, сформированные с позднего олигоцена — раннечетвертичного времени; 3 — плоскогорья и денудационные равнины, возникшие в условиях денудационного среза преимущественно с юрского времени; 4—7 — равнины и плато денудационно-аккумулятивные, возникшие в условиях умеренных поднятий начиная: 4 — с мела, 5 — с позднего олигоцена, 6 — с плиоцена, 7 — с позднего плиоцена — раннечетвертичного времени; 8 — равнины и плато, возникшие в результате смены опусканий и поднятий или в условиях умеренных опусканий, начиная с позднего плиоцена — четвертичного времени; 9 — области накопления преимущественно грубо- и среднезернистых кластогенных четвертичных осадков; 10 — крупные тектонические разрывы; 11 — области формирования мощной коры выветривания в эпохи преобладающего денудационного выравнивания; 12 — известные золоторудные площади и зоны; 13 — выявленные (а) и предполагаемые (б) линейные зоны; 14 — коренные месторождения разной масштабности (а) и некоторые экзогенные проявления (б) золота в корях выветривания.

Золоторудные проявления обрамления достаточно широко освещены в литературе [Обручев, 1909—1911; Бульников, 1948; Петровская, 1967, 1973; Петровская и др., 1976; Проблемы..., 1972; Нарсеев, 1973; Щербачков, 1974; Бакенов, 1976; Ли, Шохина, 1983; Сазонов, 1988; Рослякова и др., 1989; и др.]. Не затрагивая аспекты породы- и рудообразования, отметим общность размещения золотосодержащих зон и поясов вдоль продольных региональных разломов и складчатых структур регионов. Локализация оруденения контролируется границами

гетерогенных толщ, контактами интрузий, зонами разломов, секущих толщи с повышенным кларком благородного металла, и участками обогащенными им в ходе наложенных гидротермальных процессов. Для золоторудных полей и месторождений характерны многостадийность рудообразования, комплексность состава руд, разнообразие форм нахождения золота, широкие диапазоны вариации его содержаний, пробности и макросостава. В каждом сегменте обрамления присутствуют собственно золоторудные (золото-кварцевые, золотосульфидно-кварцевые) и комплексные золотосодержащие (золотосульфидные) месторождения. В собственно золоторудных месторождениях на долю самородного золота приходится 60,5—80,7 % при вариации пробности от 600 до 940, что соответствует таковым золота Салаирского кряжа. В комплексных золотосодержащих рудах золото более низкопробное (чаще 640—790), тонкодисперсное, рассеянное в сульфидах. Так, в Прибалхашском и Майкаинском районах на долю сульфидного золота приходится 51 и 59 % соответственно [Глоба и др., 1976].

Другой важной чертой общности всех золотопроявлений обрамления является наличие площадных разномасштабных аномалий золота (ореолов рудных полей, месторождений, рудных тел, минерализованных зон), заключающих в себе большие потенциальные запасы металла вне зависимости от формы его проявления: свободной, связанной или тонкодисперсной. Наличие огромного количества минерализованных зон, содержащих золото в непромышленных концентрациях (десятки — первые сотни мг/т), склонных увеличиваться в процессе корообразования, представляет несомненный интерес. Как показано на примере Урского рудного поля, золотосодержащие месторождения также сопровождаются обширными эндогенными ореолами золота. В этой связи в обрамлении Западно-Сибирской равнины могут быть выявлены новые золоторудные месторождения формации коры выветривания не только на площадях с золотым орудением, но и с полиметаллическим и серно-колчеданным (на рис. 46 они не показаны).

Отличительными особенностями золотопроявлений по отдельным регионам являются: тектонический контроль, минеральный и вещественный состав корообразующего субстрата, количественное соотношение свободного и связанного с сульфидами золота, что, естественно, оказывает влияние на рудное концентрирование золота в корах выветривания.

Общей особенностью кор выветривания является, прежде всего, формирование в одном крупном дочетвертичном временном интервале, охватывающем мезозой (триас) — палеоген, и принадлежность к единой геоморфологической зоне, переходной от гор к равнине [Казаринов, 1958; Кору выветривания Урала, 1969; Кору выветривания Сибири, 1979; Кора выветривания как источник..., 1988; и др.]. По мнению Р. С. Родина [1988], указанная приуроченность вызвана в основном влиянием тектонического фактора, что связано: 1 — с образованием элементов морфоструктур (региональные уступы, крупные долины), которые создают аномалии влажности, интенсифицирующие развитие процессов выветривания; 2 — с широким сохранением в переходной зоне остаточных форм рельефа, на которых выветривание протекает особенно интенсивно благодаря хорошему дренажу; 3 — с обильным развитием в зонах перехода между тектоническими структурами разрывных нарушений и тектонической трещиноватости, которые также повышают дренаж в субстрате.

В большей части коры выветривания Сибири глинистые и глинисто-алевритопесчаные. Их формирование протекало при неоднократных неотектонических подвижках, что обусловило многостадийность гипергенного минера-

лообразования. По минеральному составу среди них преобладают каолинитовые и каолинит-гидрослодистые разности, часто с примесью того или иного количества смектита, вермикулита, гидроксидов железа и марганца, реже гидраргиллита и гиббсита. Н. А. Лизалек с соавторами [1985] выделяют свыше десятка минералогических типов выветривания, характерных для разных зон профиля и зависящих от состава пород субстрата, что свойственно и изученному золотоносному элювию.

Общей особенностью кор выветривания также является неодинаковая глубина их развития, обусловленная избирательным характером процесса. На фоне маломощных площадных кор выветривания по тектонически ослабленным и нередко минерализованным зонам, зачастую совмещенным друг с другом, особенно на контактах алюмосиликатных и карбонатных пород, развиваются линейные (линейно-трещинные, линейно-карстовые) и линейно-площадные морфологические типы профилей, достигающие мощности 300—400 м.

Каждый генетический тип золотоносной коры выветривания характеризуется комплексом общих специфических признаков. Это прежде всего характер распределения содержаний и форм нахождения золота. По мере перехода от региональных профилей к таковым ореолов рудных полей, месторождений и тел существенно возрастает дисперсия содержаний золота и их корреляционные связи с рудообразующими элементами. С приближением к погребенному месторождению снижается роль минералов-носителей золота и его золотофульватных комплексов и возрастает значимость его свободных частиц, гуматных и неорганических комплексов [Семьехин и др., 1983; Росляков и др., 1988]. В золотоносной коре выветривания соотношение свободного и связанного золота в общем близко 1 : 1, хотя может меняться до 1 : 100 и наоборот. В профилях выветривания обрамления доминирует реликтовое золото, хотя иногда заметную роль приобретают его образованные в зоне гипергенеза разности [Яблокова и др., 1986; Бугельский и др., 1990; Баранников и др., 1992; Новгородова и др., 1995].

Разнообразие профилей выветривания выражается в следующем. На Урале четко устанавливается, что распространенность образований коры выветривания увеличивается с севера на юг, в сторону "стабильных" районов пенепплена, и с запада на восток — от гор к районам континентально-морской цокольной и континентально-морской аккумулятивной равнин неглубокого и глубокого залегания погребенных мезозойских кор выветривания (см. рис. 46). Среди последних выделяется раннемезозойская (триас — нижняя юра) и позднемезозойская (верхняя юра — нижний мел) формации кор выветривания каолинит-латеритного типа. Кроме того, здесь устанавливается олигоценовая гидрослодисто-каолинитовая и миоценовая красноцветная коры выветривания [Гузовский, 1969; Коры выветривания Урала, 1969; Зиняхина и др., 1988; Шуб, 1988; и др.]. В горной части Урала сохранились в основном линейные коры выветривания преимущественно олигоценового возраста, которые в ряде случаев наложены на коры мезозойских кор.

Зона Зауральского пенепплена (см. рис. 46) — наиболее "благоприятная" область, поскольку здесь, во-первых, широко развиты мезозойские и в меньшей мере олигоценовые коры выветривания, а во-вторых, они перекрыты маломощным чехлом аллохтонных образований. По морфологическому типу это площадные и линейно-площадные коры выветривания нередко латеритного типа мощностью до 30—40 м, порой 100 м и более. В этом районе известно около 40 месторождений и рудопроявлений остаточных и латеритно-осадочных бокситов [Новиков, 1976]. Бокситы, как и в Присалаирье, претерпели эпигенетиче-

ское преобразование, выразившееся в перераспределении оксидного железа и каолинизации. В подобных корах выветривания Аркалыкского и Ашутского месторождений нами установлена повышенная золото- и серебронасность, о чем упоминалось ранее. Отмечается определенная приуроченность кор к мезозойским эрозионно-структурным депрессиям, вытянутым в субмеридиональном направлении.

На большей части южного обрамления — северо-западные отроги Кузнецкого Алатау, Салаир, Томь-Кольванская складчатая зона и северное погружение Алтая — широко распространены мел-палеогеновые коры выветривания. Их нижняя возрастная граница может быть скользящей в зависимости от палеогеоморфологических условий конкретных участков, однако наиболее активное корообразование было в мелу — палеогене [Шумилова, 1963; Нестеренко, Цибульчик, 1966]. В результате усиления горообразовательных подвижек на большей части Алтае-Саянской горной области в олигоцене процессы формирования кор химического выветривания были приглушены, а сформированные — интенсивно эродировались [Миляева, 1971].

На Енисейском кряже, как и в районах южного обрамления, в эту эпоху, а возможно и в первой половине неогена, продолжали существовать тектонические и климатические условия, благоприятные для корообразования, и развития золотоносного карста [Кошкин, 1987; Козлов и др., 1989]. По мнению Н. А. Лизалека с соавторами [1979], почти все основные эпохи бокситообразования в Ангаро-Енисейской провинции связываются с альб(?)-сеноманом, сеноном и палеоцен-эоценом, а время значительного усиления выветривания — с апт-альбом, началом сенона и границей мела и палеогена.

Таким образом, по комплексу региональных и местных признаков обрамление Западно-Сибирской равнины представляется весьма благоприятным на выявление золоторудных месторождений формации коры выветривания не только каолинового, но и латеритного типа. Открытые и разведанные в последние годы здесь месторождения данного генетического типа на породах с непромышленным содержанием, золота служат этому убедительным доказательством. Заслуживают внимания не только известные золоторудные поля, но и поля колчеданно-полиметаллических и серно-колчеданных месторождений, а также площади с рассеянной золотоносностью.

В этой связи актуальна постановка поисковых работ и углубленного анализа структурно-тектонического положения золотоносных кор выветривания как в пределах уже известных полей развития золоторудной минерализации, так и в менее изученных районах обрамления.

Рудоносные коры выветривания Сибири изучаются давно и детально. Имеются монографии, описывающие рудное концентрирование в них алюминия, железа, никеля, редких металлов и других видов минерального сырья. В последние два десятилетия открыты и разведаны месторождения золота в корях выветривания Салаира, Енисейского края, Урала и Северного Казахстана. В Сибири промышленные концентрации золота локализуются главным образом в корях выветривания каолинового типа, тогда как в Австралии, Бразилии, во Вьетнаме и ряде других приэкваториальных стран его месторождения связаны с выветриванием латеритного типа. Поведение золота в процессах каолинизации и латеритизации различно, поэтому для каждого случая необходим свой методический подход к изучению, поискам и оценке золоторудных месторождений формации коры выветривания. Накопилось достаточно фактического материала, требующего обобщения и осмысления.

На основе многолетнего комплексного геолого-геохимического картирования золотоносных кор выветривания Салаира и сопредельных регионов, изучения минерального состава элювиальных фаций и тенденций распределения содержаний и форм нахождения в них золота, его типоморфных особенностей, а также обобщения литературы авторы получили новые оригинальные материалы по обсуждаемой в монографии проблеме и пришли к следующим основным выводам.

1. Объектом изучения предыдущих исследователей служили зоны окисления собственно золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений. Даже золотоносные карсты привлекали внимание лишь в том случае, когда они были сформированы при гипергенном преобразовании золоторудных месторождений с участием серосодержащих поверхностных вод. Рассматриваемые коры выветривания, в том числе линейно-карстового типа, образованы под действием общих региональных факторов, практически без влияния сульфидов, чем и отличается их генезис от происхождения классических зон окисления рудных месторождений.

2. Золотоносные коры выветривания развиваются во вполне определенных условиях и характеризуются своеобразным сочетанием процессов гипергенного минералообразования и рудного концентрирования золота на материнских породах с повышенным относительно кларка его содержанием. На Салаире основным источником золота для кор выветривания служат кварцевые жилы и жилько-штокверковые зоны, кварц-мусковит-парагонитовые метасоматиты, зоны бедной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации и другие слабозолотоносные гидротермально измененные породы.

3. Золото двуслоистых метасоматитов и кварцев жильных и жильно-штокверковых зон Салаира имеет весьма высокую пробность (950—980). Менее часто встречаются золотины с пробой 810—830 и 880—900. Для золота Егорьевского рудного узла свойственно повышенное содержание ртути (до 14%), чего не наблюдается в Урском и Салаирском рудных полях. Комплексные золотосодержащие руды характеризуются более низкопробным серебристым и высокосеребристым золотом: от электрума до 750 ‰. Ртути в нем не более 1%. Типоморфной спецификой эндогенных золотин является гомогенность распределения в их массе основных примесей, главным образом серебра и меди. Осо-

бенности макросостава эндогенного золота служат важным диагностическим критерием генезиса самородных форм металла в коре выветривания.

4. Золотоносные коры выветривания — частный случай региональных кор, анализ распространенности которых по эпохам показывает, что они, начиная с нижней юры, уже обрамляли Сибирскую платформу. В раннесреднеюрскую эпоху процесс корообразования носил локальный характер. В тектонических грабенах отлагались аллювиальные и аллювиально-озерные осадки с накоплением залежей угля (Горловский бассейн и др.). Широкое развитие кор выветривания до латеритной стадии приходится на позднемиоценовую — раннепалеогеновую эпохи в обстановке холмогорий и сводово-глыбовых плоскогорий на фоне преобладающего денудационного выравнивания и развития карстовых полостей. Интенсивная денудация месторождений в олигоцене и в плиоцен-четвертичном периодах привела к формированию россыпей на участках олигоцен-миоценовых долин. По северному фасу Алтае-Саянской области, Салаира и Кузнецкого Алатау сохранились в основном каолиновый и каолинит-гидрослюдистый профили выветривания.

5. Золотоносные коры выветривания обладают рядом специфических морфологических, минералогических и геохимических черт. В них широко распространен рекристаллизованный вплоть до маршаллита кварц, тесно ассоциирующий с каолинитом, даже в бесструктурном глинистом элювии наблюдаются псевдоморфозы лимонита по рассеянным вкрапленникам пирита, довольно часто встречаются реликтовые минералы гидротермально измененных пород, особенно мусковит, парагонит, эпидот, реже барит, при больших увеличениях обнаруживаются тонкие импреньции пирита и халькопирита. Обычны прожилки и щебенка устойчивого к выветриванию кварца, нередко в ассоциации с обломками и залежами бурых железняков. В некоторых случаях проявляется прямая корреляционная связь между содержаниями золота, парагонита и псевдоморфозами лимонита по пириту. В повышенных количествах наряду с золотом обнаруживаются такие типоморфные для Салаира рудообразующие элементы, как Ag, Pb, Cu, Zn, Ba, также Hg, As, Sr и PЗЭ. Они совместно с золотом образуют ряд элементных ассоциаций как унаследованных от исходного состава, так и связанных с его гипергенным преобразованием. В остаточном элювии алюмосиликатных пород золото имеет корреляционную связь с Cu, Co, Mn ± (Zn, Pb, As, Ag, Ba), а карбонатных толщ — с Ag, As, Hg, Y ± (Pb, Sr).

6. Современные прецизионные методы анализа позволили обнаруживать золото во всех породах и минералах коры выветривания. Размерность его частиц варьирует от 3 мкм до самородков в несколько миллиметров. Соотношение тонкодисперсного и "россыпеобразующего" золота близко 1 : 1. Промышленную ценность месторождений по технологическим причинам пока составляет свободное самородное золото, извлекаемое гравитационными методами. Основная масса самородного золота реликтовая, унаследованная от эндогенной минерализации. Однако оно в той или иной мере гипергенно преобразовано, что проявляется в развитии очень высокопробных (950—1000) межзерновых прожилков и кайм, а также в неравномерном распределении в золотинах Ag, Cu, в меньшей степени Hg. Наряду с реликтовым золотом часто встречаются монозерна гипергенного происхождения. Их доля в рудных участках составляет от 5—10 до 30—35 %.

7. Изученные коры выветривания имеют длительную и сложную историю развития, что отчетливо фиксируется докарстовым, синхронным с карстообразованием и посткарстовым (эпигенетическим) гипергенным минералообразованием. Неотектоническая деятельность и неоднократная смена палеообстановок

существенно осложнили поведение золота при корообразовании и морфологию рудных тел. Формирование рудных концентраций обусловлено химическим выветриванием и местным механическим переотложением. В первом случае рудные тела залегают *in situ* в контурах эндогенного золотоносного субстрата и созданы за счет выноса при выветривании порообразующих элементов, во втором — они оторваны от материнского источника и смещены к центру карста. Наложение механогенных концентраций на хомогенные создает наиболее богатые золоторудные столбы.

8. По уровню содержания золота в материнских породах и характеру их гидротермального изменения выделяются пространственно взаимосвязанные коры выветривания рудных тел, месторождений, рудных полей и минерализованных зон, что позволяет по-новому подойти к прогнозированию и оценке его элювиальных месторождений, в том числе в старых золотоносных районах. Анализ распространенности эндогенного оруденения и совмещенных с ним кор выветривания в Западной Сибири позволяет считать, что обрамление Западно-Сибирской равнины может рассматриваться как весьма перспективная провинция золоторудных месторождений формации коры выветривания.

Авторы далеки от мысли, что проблема рудного концентрирования золота в гипергенных процессах решена. Мы попытались, во-первых, поделиться опытом решения подобных задач в конкретном регионе и в конкретном направлении. Во-вторых, хотели привлечь внимание геологов к рассматриваемой теме и показать ее актуальность. В-третьих, по ряду вопросов, поднятых в книге, подход к их решению не может быть однозначным. Последнее обстоятельство, на наш взгляд, имеет важное значение, тем более, что у нас в стране указанная проблема по ряду направлений поднята впервые, в связи с этим ошибки и недоработки неизбежны.

Просьба к читателям — присылайте ваши замечания и отзывы, так как мы намерены продолжить исследования в направлении повышения эффективности поиска нетрадиционного типа золоторудных месторождений в корях выветривания Сибири.

Наш адрес: 630090, г. Новосибирск, 90,

Университетский просп., 3

ОИГГМ СО РАН

Научному редактору Николаю Александровичу Рослякову

Абишев В. М., Баханова Е. В., Зорин Ю. М. и др. Геология, вещественный состав руд и геохимические особенности Васильковского золоторудного месторождения // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1972. С. 107 — 171.

Агеенко Н. Ф., Манаева А. В., Куропаткина В. П. Кора выветривания гипербазитов Салаира и связанные с ней полезные ископаемые // Кора выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967. С. 100—105.

Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.

Альбов М. Н. Закономерности распределения золотого оруденения в жильных месторождениях // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 55 — 61.

Бакенов М. М. Золоторудные формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 228 с.

Баранников А. Г., Букрис Г. А., Кузнецов В. Н. и др. Модель концентрации свободного золота в мезозойском элювии // Геология руд. месторождений. 1992. № 3. С. 99 — 104.

Баранов В. К., Краевский Б. Г., Кужельный Н. М. Формации кор выветривания Алтае-Саянской складчатой области. Салаирский кряж // Кора выветривания Сибири. Кн. 1. М., 1979. С. 139 — 158.

Барбот-де-Марни Н. П. Успехи геологического описания России за 1873 — 1874 годы // Горн. журн. 1875. Т. 2, № 4. С. 24 — 72.

Бгатов В. И. Предпосылки поисков месторождений золота в карбонатных формациях // Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск, 1982. С. 107 — 114.

Бгатов В. И., Попова М. В. Золотоносный карст // Рудоносный карст Сибири. Новосибирск, 1989. С. 55 — 64.

Бегер Ф. Изложение о поисках серебряных руд и золотоносных россыпей в округе Кольвано-Воскресенских заводов для руководства партийными офицерами // Горн. журн. 1831. Ч. IV, кн. 12. С. 371 — 410.

Белковский А. И. Рутилы кварцевых и мусковит-кварцевых метасоматитов // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 118. 1976. С. 62 — 65.

Белоусов Д. М. Пути развития золотодобычи Салаирского кряжа // Салаир. Новосибирск, 1936. С. 62 — 73.

Беридзе М. А. Аутигенный рутил и турмалин в породах юрской аспидной серии Горной Рачи // Сообщ. АН ГССР. 1965. Т. 17, № 1. С. 91 — 97.

Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М.: Недра, 1970. 248 с.

Бортникова С. Б., Калинин Ю. А., Неволько А. И. Вещественный состав и минералогические особенности золотоносных кор выветривания Егорьевского месторождения (Северо-Западный Салаир) // Золоторудные формации Сибири. Томск, 1992. С. 87 — 88.

Бугельский Ю. Ю., Витовская И. В., Никитина А. П. и др. Рудные формации латеритных кор выветривания // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М., 1988. С. 48 — 54.

Бугельский Ю. Ю., Витовская И. В., Никитина А. П. и др. Экзогенные рудобразующие системы кор выветривания. М.: Наука, 1990. 244 с.

Булытников А. Я. Золото Салаирского кряжа // Полезные ископаемые Западной Сибири. Т. 1. Томск, 1934. С. 214 — 220.

Булытников А. Я. Золото-турмалиновая с шеелитом формация Салаирского кряжа // Академику В. А. Обручеву к 50-ти летию научной и педагогической деятельности. Т. 1. М., 1938. С. 203 — 234.

Булытников А. Я. Золотооруденение Салаирского кряжа // Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. 1940. № 3 — 4. С. 20 — 29.

Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск: Изд. Томского ун-та, 1948. 299 с.

Булытников А. Я., Смирнова Н. Н. Диоритовая формация северо-восточного склона Салаирского кряжа // Тр. Томского гос. ун-та. 1939. Т. 96. С. 27 — 55.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 366 с.

Буэ Г. Об успехах геологии и о некоторых главных применениях сей науки в 1832 году // Горн. журн. 1833. Ч. 1, кн. 1. С. 25 — 51, кн. 2. С. 190 — 216, кн. 3. С. 312 — 359; Ч. 2, кн. 4. С. 26.

Вдовин В. В., Малолетко А. М. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М.: Наука, 1969. С. 121 — 154.

Ведомость о добыче золота с 1823 по 1839 годы // Горн. журн. 1838. Ч. 4, кн. 11. С. 256 — 257.

Вертушков В. Н. Рутилсодержащие амфиболиты и эклогиты Урала // Разведка и охрана недр. 1957. № 8. С. 1 — 6.

Глоба В. А., Зубов Г. К., Козловский Г. М. и др. Россыпная золотоносность Казахстана // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1976. С. 107 — 124.

Гривнак К. Рудные месторождения Алтая // Горн. журн. 1873. Ч. 2, кн. 5 — 6. С. 172 — 266; 1875. Ч. 2, кн. 6. С. 277 — 311.

Гузовский Л. А. Карта кор выветривания Урала и принципы ее составления // Коры выветривания Урала. Саратов, 1969. С. 37 — 44.

Дворкин-Самарский В. А. Рудопроявления рутила в диафоритах Северного Прибайкалья // Тр. Бурятского комплексного НИИ. Сер. геол. Вып. 2. 1960. С. 84 — 94.

Дербинов И. В. Ново-Урское полиметаллическое месторождение Салаира. Томск, 1937. 58 с. (Материалы по геологии Западно-Сибирского края; Вып. 42).

Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.

Евдокимов Е. И. Бокситоносные меловые отложения юго-западной части Кольвань-Томской складчатой зоны // Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. 1963. № 2. С. 14 — 20.

Ермолаев С. С., Попов Г. Г. Результаты геолого-поисковых работ на Салаирские бокситы // Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста. 1933. № 6. С. 9 — 13.

Жуков Л. И. Минеральные краски // Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Т. 2. Нерудные ископаемые. Новосибирск, 1934. С. 239 — 253.

Заруцкий К. М. Золото в мезо-кайнозойском осадочном покрове и коре выветривания докембрийских пород центральной части Украинского щита // Геохимия и рудообразование. 1984. Вып. 12. С. 89 — 92.

Зив Е. Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 12. С. 57 — 68.

- Зиняхина И. К., Кисарев Ю. Л., Рождественский А. П.* Геоморфогенез и кооробразование на Южном Урале в мезозое и кайнозое // *Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья*. М., 1988. С. 74 — 79.
- Ивания Л. А.* Мезозойско-палеогеновые коры выветривания западной части Алтае-Саянской области и их связь с древними поверхностями выравнивания // *Поверхности выравнивания гор Сибири*. Новосибирск, 1971. С. 115 — 123.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений*. М.: Недра, 1983. 192 с.
- Иосса Н. А.* Причины упадка горнозаводского производства на Алтае // *Горн. журн.* 1885. Ч. 3, кн. 9. С. 450 — 482.
- Казаринов В. П.* Евсинское месторождение глин // *Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.* 1939. № 1 — 2. С. 63 — 78.
- Казаринов В. П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 324 с.
- Калинин Ю. А., Бортникова С. Б.* Особенности золотоносных метасоматитов Егорьевского месторождения (Северо-Западный Салаир) // *Золоторудные формации Сибири*. Томск, 1992. С. 72 — 73.
- Калинин Ю. А., Нестеренко Г. В., Осинцев С. Р., Росляков Н. А.* Условия формирования золотоносных кор выветривания Салаирского кряжа // *Россыпи и месторождения кор выветривания — объект инвестиций на современном этапе*. М., 1994. С. 88.
- Кларовский В. М.* Апрельское месторождение огнеупорных глин // *Тез. докл. III геол. конф. памяти акад. М. А. Усова*. Томск, 1948. С. 16 — 19.
- Ковригин В.* О действии частных золотых промыслов Канского, Нижнеудинского и других округов Иркутской губернии в 1850 году // *Горн. журн.* 1861. Ч. 46, № 11. С. 194 — 209.
- Козлов Г. В., Александров В. С., Малахов В. П.* Рудоносный карст северных склонов Енисейского кряжа // *Рудоносный карст Сибири*. Новосибирск, 1989. С. 103 — 111.
- Козловский Г. М., Попов Е. С., Рассохин А. Г.* Нетрадиционные типы золотоносных формаций в корах выветривания // *Рудоносные формации зоны гипергенеза: Тез. докл. Всесоюз. совещ. (3 — 5 окт. 1990)*. Л., 1990. С. 58 — 59.
- Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья*. М.: Наука, 1988. 189 с.
- Коры выветривания Сибири*. М.: Недра, 1979. Кн. 1. 220 с.; Кн. 2. 249 с.
- Коры выветривания Урала*. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1969. 328 с.
- Коржнев Н. С., Бесходарнов В. Н.* О типах никеленосной коры выветривания Южного Салаира // *Новые данные по геологии Алтайского края*. Новосибирск, 1962. С. 23 — 27.
- Кошкин В. Ф.* Закономерности формирования карстовых россыпей Енисейского кряжа // *Тез. докл. 8-го совещания по геологии россыпей*. Киев, 1987. С. 194 — 196.
- Кузнецов Ю. А.* Полезные ископаемые древней коры выветривания в Новосибирском районе // *Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.* 1937. Вып. 1. С. 16 — 30.
- Кузьмин А. М.* Салаирское месторождение огнеупорных глин // *Изв. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста*. 1932. Т. 12. С. 49 — 63.
- Куковский Е. Г., Кононов Ю. В.* Переход ильменита в рутил при гипергенных процессах // *Геол. журн.* 1961. Т. 21, вып. 6. С. 97 — 103.

- Кулебакин В. Г., Росляков Н. А., Цимбалист В. Г. и др.* О роли тионовых бактерий в гипергенной миграции и концентрации золота // *Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири.* Новосибирск, 1977. С. 75 — 86.
- Кулибин А.* Описание Кольвано-Воскресенских заводов по 1833 год // *Горн. журн.* 1836. Ч. 2, кн. 4. С. 144 — 164.
- Кулибин В.* Наша золотопромышленность // *Горн. журн.* 1888. Кн. 9. С. 330 — 353.
- Кусковский В. С., Крестовоздвиженский Д. Ю., Лукин А. А. и др.* Ртуть в подземных водах // *Катунь: экогеохимия ртuti.* Новосибирск, 1992. С. 112 — 168.
- Лабазин Г. С.* О месторождениях боксита в Салаирском районе // *Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста.* 1932. № 2. С. 38 — 49.
- Латин А. В., Толстов А. В.* Окислительный и восстановительный этапы формирования зоны гипергенеза карбонатитов и их рудоносность // *Геология руд. месторождений.* 1991. № 4. С. 81 — 91.
- Ли Л. В., Шохина О. И.* Геохимия золота в метаморфических и магматических сериях докембрия (на примере Енисейского кряжа). М.: Недра, 1983. 134 с.
- Лизалек Н. А., Смирнова Л. Г., Бгатов В. И. и др.* Рудоносные формации кор выветривания Сибири. М.: Недра, 1985. 168 с.
- Лизалек Н. А., Романова Э. Е., Ковалев А. Н. и др.* Мезозойские и кайнозойские формации кор выветривания Сибирской платформы. Енисейский кряж // *Коры выветривания Сибири.* М., 1979. Кн. 2. С. 37 — 47.
- Маликов Ю. И.* Подготовка препаратов для анализа на микрозонде. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. 35 с.
- Малолетко А. М.* О возрасте коры выветривания Салаирского кряжа // *Кора выветривания.* М., 1963. Вып. 5. С. 326 — 333.
- Малолетко А. М.* Палеогеография предальтайской части Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1972. 227 с.
- Малолетко А. М., Цибульчик В. М.* Дат-палеоценовые лейкоксеновые россыпи Салаирского кряжа // *Геология россыпей юга Западной Сибири.* М., 1969. С. 117 — 124.
- Манаева А. В., Быков А. С.* Латеритные коры выветривания Юго-Западного Присалаирья // *Рудоносные коры выветривания.* М., 1974. С. 26 — 30.
- Миляева Л. С.* Возраст исходной поверхности выравнивания горного пояса Сибири // *Поверхности выравнивания гор Сибири.* Новосибирск, 1971. С. 219 — 234.
- Митропольский А. К.* Техника статистических вычислений. М.: Физматиздат, 1961. 479 с.
- Митропольский Б. С., Паренаго М. К.* Полиметаллические месторождения Алтая и Салаира. Новосибирск: ОГИЗ, 1931. 462 с.
- Нагорский М. П.* Бокситы Юго-Западного Присалаирья // *Материалы по геологии Западно-Сибирского края.* Новосибирск, 1934. № 17. С. 3 — 42.
- Нагорский М. П.* Нижнетретичные отложения северо-восточного склона Салаирского кряжа // *Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.* 1943а. № 2. С. 41 — 48.
- Нагорский М. П.* Химико-минералогический очерк Вагановского месторождения бокситов и огнеупорных глин // *Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.* 1943б. № 3 — 4. С. 61 — 80.
- Нарсеев В. А.* Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1973. 238 с.

- Неволько А. И., Нечаев В. В., Свиридов В. Г.* Роль карста при формировании золотоносных кор выветривания на Салаире // Рудоносный карст Сибири. Новосибирск, 1989. С. 65 — 68.
- Нестеренко Г. В.* Прогноз золотого оруденения по россыпям. Новосибирск: Наука, 1991. 200 с.
- Нестеренко Г. В., Воротников Б. А.* Золото в аллювиальном процессе // Аллювий. Пермь, 1983. С. 116 — 126.
- Нестеренко Г. В., Воротников Б. А., Николаева Н. М. и др.* Новообразование минералов золота в зоне окисления сульфидных месторождений Центрального Казахстана // ЗВМО. 1985. Ч. 114, вып. 5. С. 555 — 568.
- Нестеренко Г. В., Грицюк Я. М., Осинцев С. Р.* Новое в изучении погребенных россыпей золота на Салаирском кряже // Проблемы континентального россыпеобразования. Владивосток, 1983. С. 225 — 234.
- Нестеренко Г. В., Карманов Н. С., Кузнецова А. И. и др.* Комплексное изучение состава самородного золота // Геохимические критерии прогнозной оценки оруденения. Новосибирск, 1990. С. 57 — 64.
- Нестеренко Г. В., Малолетко А. М.* Состав и перспективы титаноносности мезо-кайнозойских отложений Бийско-Барнаульской впадины // Геология россыпей юга Западной Сибири. М., 1969. С. 88 — 101.
- Нестеренко Г. В., Осинцев С. Р., Портянников Д. И. и др.* Формирование и источники питания россыпей Северо-Восточного Салаира // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск, 1983. С. 168 — 194.
- Нестеренко Г. В., Цибульчик В. М.* Источники питания титаноносных отложений на юго-востоке Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 154 с.
- Нечаев Е. А., Николенько Н. В.* Адсорбционный механизм гипергенного концентрирования золота // Геохимия. 1988. № 4. С. 526 — 531.
- Нисанян Г. Б.* О новообразованиях рутила и анатаза в верхнедевонских отложениях бассейна р. Аргичи // ЗВМО. 1959. Вып. 1. С. 57 — 65.
- Ниязов А. Р., Щербик С. С.* Древние золотоносные коры выветривания сланцев на Южном Урале // Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов. Свердловск, 1971. С. 85 — 89.
- Новгородова М. И., Генералов М. Е., Трубкин Н. В.* Новое золото в корях выветривания Южного Урала (Россия) // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37, № 1. С. 40 — 53.
- Новгородова М. И., Соболева С. В., Власова Е. В.* Типоморфизм диоктаэдрических слюд золоторудных месторождений // ЗВМО. 1983. № 2. С. 131 — 144.
- Новиков В. М.* Вторичные изменения в остаточных и осадочных бокситах Мугуджар и Орского Зауралья // Кора выветривания. М., 1976. Вып. 15. С. 71 — 87.
- Об открытии золотоносных россыпей в Малом Алтае* // Горн. журн. 1831. Ч. II, № 4. С. 144 — 147.
- Обручев В. А.* Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Ч. 1. Западная Сибирь // Золото и платина. 1909. № 4. С. 79 — 83; № 6. С. 130 — 134; № 15. С. 347 — 353. 1910. № 9. С. 196 — 201; № 10. С. 220 — 224.
- Обручев В. А.* Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Западная Сибирь. Спб, 1911. 142 с.
- Овсянников Н. И., Шаров Г. Н.* Перспективы золотоносности кор выветривания Урского рудного поля Северо-Восточного Салаира // Россыпи месторож-

дения кор выветривания — объект инвестиций на современном этапе. М., 1994. С. 152 —153.

Отчет о действии поисковых партий в Алтайском горном округе в 1850 г. // Горн. журн. 1851. Ч. 3, кн. 7. С. 61 —81.

Петровская Н. В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза // Тр. ЦНИГРИ. М., 1967. Вып. 76. С. 78 —112.

Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М., 1976. 396 с.

Пискорский Н. П. Золото // Минеральные ресурсы развитых капиталистических и развивающихся стран (на начало 1986 г.). М., 1989. С. 353 —376.

Питтер Т. М. Месторождения огнеупорных глин Центрального Салаира и их гидрогеологические условия // Изв. Алт. отд. Географ. о-ва СССР. 1963. Вып. 4. С. 44 —47.

Плутешко В. П. Золотодобывающая промышленность в России в 1966 —1990 гг. и перспективы ее развития. М.: АО "Геоинформмарк", 1993. 106 с.

Полетика И. Общие свойства месторождений золота // Горн. журн. 1866. Ч. 1, кн. 1. С. 49 —98.

Попов А. А. Состав мусковитов и парагонитов, синтезированных при температурах 350 —500 °С // Геохимия. 1968. № 2. С. 131 —144.

Пранг-2, Ярославцев. Краткое описание горной промышленности в Алтайском горном округе // Горн. журн. 1861. Ч. 2, кн. 5. С. 313 —353.

Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972. 436 с.

Родин Р. С. Роль тектонического фактора в формировании кор выветривания платформ // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М.: Наука, 1988. С. 24 —32.

Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964. 102 с.

Росляков Н. А. О применении крупномасштабной баритометрической съемки для установления выходов метасоматических сульфидных руд // Геология и геофизика. 1964. № 2. С. 82 —93.

Росляков Н. А. Зоны окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. Новосибирск: Наука, 1970. 225 с.

Росляков Н. А. Формы нахождения золота в поровых растворах зон окисления // Вопросы геохимии подземных вод в связи с поисками рудных полезных ископаемых. Томск, 1974. С. 176 —181.

Росляков Н. А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.

Росляков Н. А. Геохимические факторы рудного концентрирования малораспространенных элементов в корах выветривания // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М., 1988. С. 151 —162.

Росляков Н. А. Эволюция состава поровых растворов в ландшафтах золоторудных полей // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1990. С. 28 —32.

Росляков Н. А., Калинин Ю. А., Геря А. В. и др. Ртуть в коренных породах Катунского полигона // Катунь: экогеохимия ртути. Новосибирск, 1992. С. 6 —77.

Росляков Н. А., Нестеренко Г. В., Бимберекоев А. П. и др. Золото в линейно-карстовых корах выветривания Салаира // Поведение рудогенных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск, 1982. С. 41 —60.

Росляков Н. А., Поликарпочкин В. В., Нестеренко Г. В. и др. Условия гипергенной миграции и концентрации золота // Геология и геофизика. 1977. № 6. С. 99 — 108.

Росляков Н. А., Цимбалист В. Г. Формы нахождения золота и их прогнозное значение // Геология и геофизика. 1988. № 10. С. 44 — 52.

Рослякова Н. В., Борисенко А. С., Осоргин Н. Ю. и др. Металлы во флюидных включениях золоторудных месторождений // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск, 1989. С. 165 — 179.

Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 132 с.

Рослякова Н. В., Щербаков Ю. Г., Агеенко Н. Ф. и др. Условия золотоносности колчеданно-полиметаллических месторождений // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1983. С. 31 — 65.

Рослякова Н. В., Цимбалист В. Г. Поведение золота и сопутствующих ему элементов при рудообразовании // Геология и геофизика. 1990. № 8. С. 79 — 89.

Савельева К. П. Формирование коры выветривания на Урале // Рудоносные формации зоны гипергенеза. Л., 1990. С. 57 — 58.

Сазонов В. Н. Золоторудные формации Урала // Рудоносные и рудные формации Урала. Свердловск, 1988. С. 115 — 129.

Семьехин Г. Н., Росляков Н. А. Константы образования комплексов золота (III) с гумусовыми кислотами почв // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск, 1983. С. 161 — 166.

Середенко Г. А. Гипергенная зональность линейных кор выветривания в Енисейском крае // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск, 1984. С. 69 — 73.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.; Л.: АН СССР, 1955. 332 с.

Сперанский Б. Ф. Об условиях золотоносности Салаирского края // Материалы по геологии Сибири. М., 1933. С. 15 — 27.

Сперанский Б. Ф. Признаки сульфидного оруденения в Южном Салаире // Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста. 1933. Вып. 6. С. 115 — 122.

Справочник физико-химических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 285 с.

Сыроватский В. В. Золоторудные формации Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаирского края и Северо-Восточного Алтая // Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969. С. 143 — 146.

Усов М. А. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира // Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста. 1933. Вып. 6. С. 1 — 26.

Флеров И. Б., Риндзюнская Н. М., Полякова Т. П. Формы нахождения золота в коре выветривания // Рудоносные формации зоны гипергенеза. Л., 1990. С. 54 — 55.

Хрипков А. В., Зайцев А. А. О золотоносности коры выветривания в Среднем Приднепровье // Геол. журн. 1973. № 4. С. 132 — 134.

Цибульчик В. М. Россыпные титано-циркониевые проявления Неня-Чумьшской впадины и источники их питания // Геология россыпей юга Западной Сибири. М., 1969. С. 67 — 87.

Шадлун Т. Н. Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале. М.: Госгеолтехиздат, 1948. 103 с.

Шахов Ф. Н. Типы рудных выходов полиметаллических месторождений в районах Салаира // Изв. Зап.-Сиб. фил. АН СССР. 1946. № 1. С. 112—123.

Шахов Ф. Н. Морфологические черты зон окислений // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 4. Новосибирск, 1960. С. 3—42.

Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 314 с.

Шуб В. С. Эволюция процессов выветривания в геологической истории Урала и их металлогеническая специализация // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М., 1988. С. 62—74.

Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горной Шории. Новосибирск: Наука, 1974. 277 с.

Щербаков Ю. Г., Нгуен Чонг Ием, Нгуен Ван Фо. Золото в латеритах Вьетнама // Геология и геофизика. 1992. № 5. С. 91—99.

Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Агеенко Н. Ф. и др. О генетическом соотношении полиметаллического и золотого оруднения в Салаирском рудном поле // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 68—73.

Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Лебедев Ю. Н. и др. Полихронность и геохимические особенности Салаирского рудного поля // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1987. С. 82—98.

Юрмазов А. С. К перспективам развития добычи золота в Салаирском краже // Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста. 1933. Вып. 6. С. 64—67.

Яблокова С. В., Коновалова М. С., Сандомирская С. М. Минералогия золотоносной коры выветривания на месторождении прожилково-вкрапленных сульфидных руд в терригенно-карбонатных толщах докембрия // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 79. М., 1986. С. 10—23.

Ярош П. Я. О выделении рутила при метаморфических изменениях ильменита // ЗВМО. 1955. Ч. 84, № 4. С. 434—443.

Asselborn E., Tavernier C. J. L'or en France // Miner. et fossiles. 1983. V. 9, № 101—103. P. 16—20; P. 13—24; P. 13—20; 1984. V. 10, № 104—106. P. 16—24, P. 30—35, P. 16—22.

Aye F., Cheze Y., Abbase E., Hindi M. Discovery of a major massive sulphide province in northeastern Sudan // Prospect. Areas desert Terrian. Int. Conf. Rabat, 14—17 Apr., 1985. London, 1985. P. 43—48.

Benedetti M., Bouleque J., Hieronymus B. et al. Present behaviour of gold in lateritic environment Salolo // Chem. Geol. 1990. V. 84, № 1—4. P. 27—29.

Bhaskara Rao A., Barros T. G. C., Adusumilli M. S. Lateritic gold project // Lateritisation processes: Proc. II Intern. Semunar Laterit. Process. Sao Paulo (Brazil), 1984. P. 159—176.

Chaffe M. A. Distribution and abundance of gold and other selected elements in altered bedrock. Empire Mining district. Clear Creek County, Colorado // Geol. Surv. Bull. 1972. № 1278-C, III. 23 p.

Colin F., Minko E., Nahon D. L'or particulaire residuel dans les profils lateritiques: alteration geochemique et dispersion superficielle en conditions equatoriales // C. r. Acad. sci. 1989. V. 309, № 6. P. 553—560.

Davies T., Friedrich C., Wischowski A. Geochemistry and mineralogy of laterites in the Sula Mountains greenstone belt, Lake Sonfon gold district, Sierra Leon // 12

Colloq. int. Explor. geochim. et 4 Colloq. meth. prospect. geohim. Orleans, 1987. 23—26 Apr., P.81.

Davy R., El-Ansary M. Geochemical patterns in the latterite profile at the Bodington gold deposit, Western Australia // *J. Geochem. Explor.* 1986. V. 26, № 1—3. P. 119—144.

Dimanche F., Bartholome P. The alteration of limonite in sediments // *Miner. Sci. and Eng.* 1976. V. 8, № 3. P. 187—201.

Dominidue M. Concentration of gold in situ laterites from Mato Grosso // *Miner. Depos.* 1987. V. 22, № 3. P. 185—189.

Evans D. L. C. Lateritisation as a possible contributor to Gold Placers // *Eng. and Mining.* 1981. P. 86—91.

Freyssinet Ph., Zeegers H. Mineralogy and geochemistry of gold a lateritic profils at Kangaba (Southern Mali) // 12 Colloq. int. Explor. geochim. et 4 Colloq. meth. prospect. geochim. Orleans. 1987, 23—26 Apr. P. 85—86.

Freyssinet Ph., Zeegers H., Tardy Y. Neoformation d'or dans les cuirasses lateritiques: dissolution, migration, precipitation // *C. r. Acad. sci. Ser. 2.* 1987. V. 305, № 5. P. 363—370.

Freyssinet Ph., Zeegers H., Tardy Y. Morfology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of Southern Mali // *Geochem. Explor.* 1989. V. 32, № 3. P. 17—31.

Friedrich G. H. W., Nahon D., Smith R. E. Geochemical exploration in lateritic environments // *Geochem. Explor.* — 1989. — V. 32, № 3. — P. 485—491.

Granier C., Lajoinie J. P., Vitali C. Geochemie de l'or et du cuivre dans les formation lateritiques argileuses du Mont Flotouo (Ity, Cote d'Ivoire) // *Bull. Soc. Franc. Mineral. et Cristallogr.* 1963. V. 86, № 3. P. 252—258.

Great Central Claims new gold discovery / *Aust. Min.* 1989. V. 81, N 4. P. 18.

Indian Mining and Eng. 1989. V. 28, № 6. P. 30.

Lajoinie J. P., Fontailles M. Un gite de skarns lateritises le gisement aurifere d'Ity (Coted' Ivoire) // *Chronque mines. et rech. miniere.* 1968. V. 36, № 373. P. 143—153.

Lawrance L. M., Butt C. R. M. The dispersion of ore elements within the weathering profile at Hannah South gold mine; Western Australia // *Meth. geochem. prospect.: Int. symp. geochem. prospect.* Prague, 1990. P. 159.

Lecomte P., Colin F. Gold dispersion and size fraction distribution in a tropical rain forest weathering profile at Dondo Mobi, Gabon // 12 Colloq. int. Explor. geochim. et 4 Colloq. meth. prospect. geochim. Orleans, 1987. P. 72.

Lecomte P., Colin F. Gold dispersion in a tropical rainforest weathering profile at Dondo Mobi, Gabon // *Geochem. Explor.* 1989. V. 34, № 3. P. 285—303.

Locke A. Leached Outcrops as Guides to Copper Ore. London, 1926. 280 p.

Mackay R. A. The purity of nature gold as a criterion in secondary enrichment // *Econ. Geol.* 1944. V. 39, № 1. P. 56—67.

Mann A. W. Mobility of gold and silver in weathering profiles: Some observations from Western Australia // *Econ. Geol.* 1984. V. 79, № 1. P. 38—49.

Michel D. Concentration of gold in situ laterits from Mato Grosso // *Miner. Depos.* 1987. V. 22, № 3. P. 185—190.

Nair N. G. K., Santosh M., Mahadevan R. Lateritisation as a possible contributor to gold placers in Milambur Valley, South-West India // *Chem. Geol.* 1987. V. 60, № 1—4. P. 309—315.

Razafimanantsoa. Contribution aux etudes de reconnaissance des gites auriferes de la region de Masokoamena // *Rapp. Annu. Surv. Geol.* 1973. P. 139—142.

Recent Discoveries in Mali // *Mining J.* 1986. V. 306, № 7865. P. 353.

Ridgway J. M. Surinam // Mining Annu. Rev. 1989. June. C-A59.

Roslyakov N. A. Zonality of gold forms in the surficial environment as a criterion for buried gold deposits // Geochem. Explor. 1984. V. 21. P. 333 —400.

Tooms J. S. Exploration for gold in the humid tropics // Geochem. Explor. 1987. V. 29, № 1 —3. P. 437 —439.

Vasconcelos P., Richard K. I. Supergene geochemistry and crystal morphology of gold in a semiarid weathering environment: applications to gold exploration // Geochem. Explor. 1991. V. 40, № 1 —3. P. 115 —132.

Webster J. G., Mann A. W. The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergen migration of gold and silver // J. Geochem. Explor. 1984. V. 22, № 1 —3. P. 21 —42.

Wilson A. F. The economic significance of non-hydrothermal transport of gold and of the accretion of large gold nuggets the laterites and other weathering profiles in Australia // ICAM 81. Proc. 1. Int. Congr. Appl. Mineral. Johannesburg, 1983. P. 229 —234.

Wilson A. F. Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils — a review and some new observation // Austral. J. Earth. Sci. 1984. V. 31, № 3. P. 303 —306.

World Mining Equip. 1985. V. 9, № 4. P. 18.

Zeegers N. R. Remaniements de surface et prospection geochemique de l'or // Chron. Rech. Miniere. 1987. V. 55, № 488. P. 55 —61.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
Г Л А В А I. К ИСТОРИИ ВОПРОСА	7
Г Л А В А II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ КООБРАЗУЮЩЕГО СУБСТРАТА	16
II.1. Общая геологическая позиция северной части Салаирского кряжа.....	–
II.2. Урское рудное поле	20
II.3. Егорьевский рудный узел.....	26
II.4. Эндогенное золотооруденение.....	31
Г Л А В А III. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ САЛАИРСКОГО КРЯЖА (ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА)	50
Г Л А В А IV. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ	59
IV.1. Легенда фаций коры выветривания.....	60
IV.2. Морфологические черты золотоносных кор выветривания	61
IV.3. Минеральный состав фаций коры выветривания.....	73
IV.3.1. Минеральные ассоциации основного этапа корообразования.....	–
IV.3.2. Эпигенетические минеральные ассоциации коры выветривания.....	81
IV.3.3. Вертикальная зональность гипергенных минералов	82
IV.3.4. Реликтовые минералы	87
Г Л А В А V. ЗОЛОТО КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ.....	93
V.1. Оценка средних содержаний золота	97
V.2. Основные тенденции распределения тонкодисперсного золота в фациях коры выветривания	102
V.3. Формы нахождения тонкодисперсного золота в элловии	107
V.4. Гравитационно-извлекаемое самородное золото	113
V.4.1. Оценка количественных характеристик	–
V.4.2. Морфология рудных тел	115
V.5. Типоморфизм самородного золота кор выветривания.....	119
Г Л А В А VI. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ СИБИРИ И ИХ ПЕРСПЕКТИВЫ	135
VI.1. Геолого-геохимическая модель рудного концентрирования золота в элловии	–
VI.2. Генетические типы месторождений золота в корах выветривания.....	148
VI.3. Обрамление Западно-Сибирской равнины — новая провинция золоторудных месторождений формации коры выветривания	153
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	158
ЛИТЕРАТУРА	161

Темат. план. самост. изд. СО РАН
на 1993 год (монографии, № 36)

Научное издание

Н. А. Росляков, Г. В. Нестеренко, Ю. А. Калинин, И. П. Васильев и др.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ САЛАИРА

Научные редакторы
Олег Павлович Иванов
Николай Александрович Росляков

Утверждено к печати
Институтом геологии СО РАН

Редакторы Р. Н. Ильина, З. В. Белоусова
Технический редактор О. М. Варахния

Подписано к печати 26.12.95.

Формат 70×100/16. Бумага тип. № 2. Гарнитура таймс. Офсетная печать.

Печ. л. 13,87. Уч.-изд. 15,3. Тираж 500. Заказ №. 454.

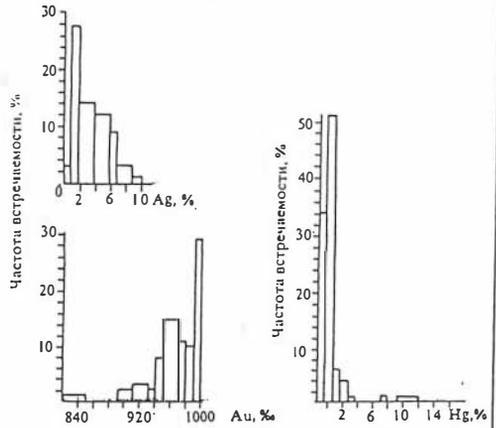
Новосибирск, 90, Университетский просп., 3
Научно-издательский центр ОИГГМ СО РАН

Авторские исправления

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
24	Табл. 1, графа 1, строка 5	Андезит-базальтовые порфиры	Андезит-базальтовые порфириты
60	Рис. 17 Последняя строка подрисуночной подлиен	(мг/т)	(г/т)
136	5 строка снизу	Ca ²⁺ , Mg ²⁺	Ca ²⁺ , Mg ²⁺
139	5 строка снизу	50 г/м ³	50 мг/м ³
151	41 строка	среднеосадочные	средние—осадочные

Стр. 123
Рис. 34

Следует читать



Стр. 130
Рис. 38

Следует читать

