

УДК 552.31:553.41/662.1/

С.Сангаре, В.Н.Трошенко
Кривой Рог. Технический университет

**ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНА КАЛАНА (юг Мали)**

Вопрос о роли магматических процессов в образовании концентраций золота, в частности, на докембрийском этапе развития земной коры, имеет сложный характер. Приблизиться к определенному и обоснованному пониманию можно с помощью выяснения условий формирования и истории развития магматизма в пределах золоторудных провинций, что достигается на основе изучения петрологических особенностей магматитов. Геологически сложный район месторождения Калана дает новые материалы для обсуждения вопроса.

В строении исследуемого района принимает участие нижнепротерозойская вулканогенно-осадочная серия Биррим, представленная метапесчаниково-сланцевой толщей в виде чередующихся пластов метаграувакк и сланцев различного состава. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Мощность данных флишвидных отложений в районе не установлена. Согласно Б.Бессолью [13] и П.Ледру и др. [19], ориентировочно она составляет от 1000 до 2000 м.

Район отличается развитием широкого спектра магматических пород – от ультраосновных до кислых, причем практически отсутствуют собственно базальтоиды, а наибольший геологический объем составляют гранитоиды, в первую очередь, соскладчатые (формационный тип Бауле). Им количественно подчинены постскладчатые гранитоиды типа Бондуку, и еще меньше развиты дайки лампрофиров и коматитов. Последние в данном районе выделены и описываются в данном сообщении впервые. Они соответствуют доскладчатому магматизму.

Гранитоиды Бауле широко распространены на всем Западно-Африканском кратоне, где слагают глубоко эродированные субмеридионально вытянутые массивы, площадь которых достигает нескольких тысяч квадратных километров. В результате предшествующих работ установлена неоднородность их состава, обилие в них реликтовых включений вмещающих пород серии Биррим и постепенный характер перехода во вмещающих породы той же серии [11, 12, 14, 16, 17, 24]. В батолите Бауле, северные отроги которого обнажаются в районе Калана, Л.Бодэн выделил до 15-ти разновидностей гранитоидов. Образования комплекса представлены альбитизированными гранитами, светло-серыми, среднезернистыми, с гнейсовидной текстурой, обусловленной планпараллельным расположением пластинок мусковита. Главные породообразующие минералы: микроклин – 23-40% (коэффициент триклинности составляет 0,85-0,89); кварц – 26-39%; плагиоклаз (An_{11-18}) – 17-29%; мусковит ($n_m=1,588-1,590$) – 4-7%. Второстепенные породообразующие минералы – биотит, гранат, хлорит; акцессорные – апатит, циркон, магнетит и

лейкоксен. Структурные взаимоотношения минералов позволяют с некоторой условностью выделить среди них четыре генетических группы:

1) первичные – апатит, кварц-1 в виде включений в полевых шпатах, возможно, биотит и циркон;

2) сростки диагенетических минералов – микропертит и микроантипертит, рутил в биотите и магнетитовая пыль вокруг биотита;

3) вторичные – альбит, микроклин, мусковит, гранат и кварц-2, замещающий полевой шпат;

4) гипергенный хлорит.

Привлекает внимание парагенезис биотита с продуктами его разложения – мусковитом, гранатом и лейкоксеном, что, по представлениям Н.С.Бородиной и др. [2], свойственно высокоглиноземистым гранитам. Это не противоречит петрохимически установленной пересыщенности пород алюминием (табл. 1). В целом породы характеризуются повышенным содержанием кремнезема, щелочей при натриевой специализации, постоянством химизма полевошпатовой части (рис. 1).

Таблица 1

Средние значения петрохимических показателей магматитов

Наименование пород	Показатели													Кол-во проб
	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>c</i>	<i>q</i>	<i>a/c</i>	<i>a'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	<i>φ</i>	<i>c'</i>	
Коматииты	55,4	0,7	37,5	6,4	-3,0	0,1	-	64,7	19,3	41,2	0,8	1,8	12,6	8
Альбитизированные граниты Бауле	74,8	13,7	5,3	1,2	31,2	11,6	72,6	3,8	23,6	55	0,08	3,0	-	5
Лампрофиды	61,0	11,1	23,7	3,1	-3,6	6,8	-	42,3	35,9	58,2	1,14	2,3	30,3	6
Гранитоиды Бондуку														
Порфиридные плагиограниты	70,6	8,8	17,3	3,3	20,3	2,7	21,9	47,0	28,2	67,3	0,5	1,4	-	4
Кварцевые диорит-порфириты	73,1	9,3	12,9	11,6	22,9	2,0	19,5	49,8	34,1	69,0	0,6	3,15	-	8
Роговообманково-кварцевые диорит-порфириты	73,0	8,1	15,6	3,4	26,4	3,0	30,5	33,2	36,2	58,7	0,8	2,9	-	4

Геохимически гранитоиды Бауле характеризуются повышенным содержанием *As, Pb, Zr, Sr, Ba, Li, Mo, V, Ga, P* и *Zn*. В количествах, близких к кларковым, присутствуют *Ag, Ti, Mn, Ge*.

Гранитоиды типа Бондуку слагают интрузивные штокообразные тела площадью, не превышающей первые квадратные километры. Они приурочены к

пересечениям глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания.

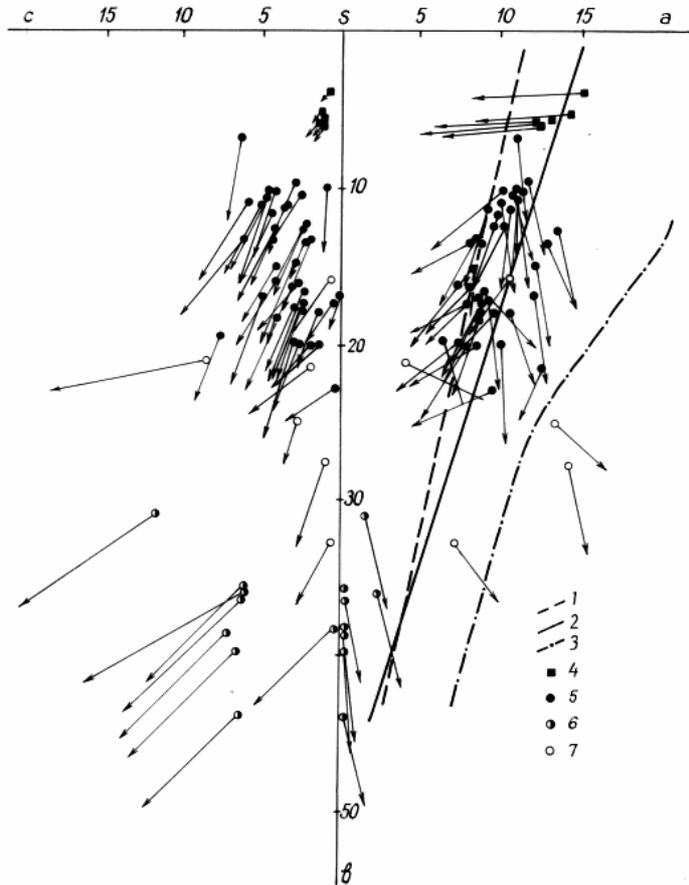


Рис. 1. Распределение фигуративных точек химического состава магматитов района месторождения Калана.

Петрохимические тренды: 1 – известковистый; 2 – известково-щелочной; 3 – щелочно-базальтовый. Фигуративные точки: 4 – гранитоиды комплекса Бауле; 5 – гранитоиды комплекса Бондуку; 6 – коматииты; 7 – лампрофиры.

Типичными породами комплекса являются порфирировидные плагиограниты, кварцевые диоритовые порфириты и роговообманково-кварцевые диоритовые порфириты. Главные породообразующие минералы в них: сложно-зональный плагиоклаз (An_{26-45}) и альбит-олигоклаз (An_{11-15}) – 41-61%; кварц – 20-33%; биотит ($n_m=1,622-1,630$); роговая обманка ($cNg=12-8$, $2V=64-86^\circ$, $n_g=1,643$, $n_p=1,615$) – 0-11%; вторичные – серицит, мусковит, сосюрит, рутил, тремолит; рудные – пирит, ильменит; акцессорные – циркон, апатит, сфен, лейкоксен. Характерными признаками гранитоидов являются их порфирировидная и секториально-порфирировидная

структура, высокая титанистость, сложная зональность плагиоклаза и высокая степень аутометаморфических изменений.

В петрохимическом аспекте породам свойственна натриевая специализация, большой разброс значений меланократовости, глиноземистости и известковистости (см. рис. 1, табл. 1).

Для выявления структуры связей между петрогенными компонентами, что отражает определенную тенденцию магматического процесса, показатели состава пород обработаны с помощью факторного анализа (метод главных компонент). Полученные результаты свидетельствуют, что гранитоиды характеризуются сложной структурой петрохимических связей (рис. 2).

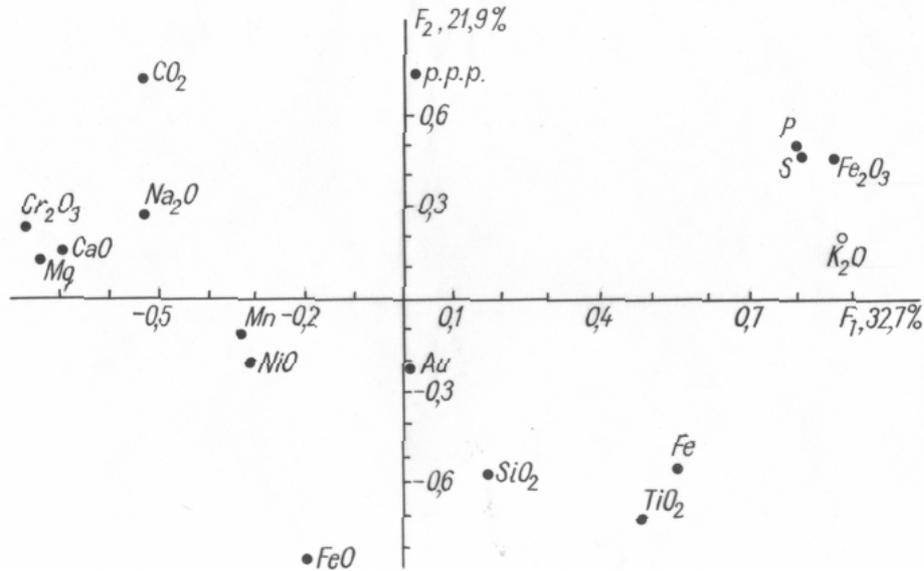


Рис. 2. Диаграмма факторных нагрузок в координатах $F_1 - F_2$ химического состава гранитоидов типа Бондуку месторождения Калана.
p.p.p. – потеря при прокаливании.

Ведущий фактор, вес которого составляет 32,7%, обусловлен присутствием двух антагонистических групп элементов: Cr_2O_3 , MgO , CaO , CO_2 , Na_2O , с одной стороны, и K_2O , Fe_2O_3 и P – с другой. Первая группа, в которую входят феррические (глубинные) и силикатные (коровые) компоненты, гетерогенна по своему составу. Во вторую группу входят компоненты, которые накапливаются в эволюционирующих расплавах в ходе становления интрузий. Всё это свидетельствует о гибридном происхождении пород Бондуку, чему не противоречит морфологическое сходство порфировидных разностей с лампрофирами. Так, в породах, наряду с роговой обманкой, содержатся выделения идиоморфного биотита, что может быть следствием взаимного усиления активности оснований на ранней стадии кристаллизации после смешения кислого и мафического расплавов. В таком случае следует ожидать пересыщения

остаточного расплава кремнекислотой. В самом деле, состав мелкозернистой основной массы порфиroidных пород обогащен резко ксено-морфным кварцем.

Элементы-примеси в количестве выше кларкового представлены *Bi, As*, близко к кларковому находятся *Co, Cr, Ag, V, Ga, Ge, Mn, Pb, Ni, Li, Zn, Zr, Ba*; в пониженном количестве присутствуют *Cu, Mo, Sn, Ti, P*.

Дайки лампрофиров выполняют трещины близмеридионального простирания с падением на юго-восток под углом 40-50°. Они пересекают тела гранитоидов Бондуку и дайки описанных ниже коматиитовых пород, что указывает на их поздний возраст. Лампрофиры сильно изменены постмагматическими процессами, что привело к исчезновению первичных минералов и, как следствие, затруднило определение состава и действительных количественных соотношений породообразующих минералов. Тем не менее, в породах отчетливо выделяется зеленая мелкозернистая основная масса (60-85%) и погруженные в нее проблематичные сферические образования-вариолы (15-40%). Последние, размером 0,4-3,0 мм, имеют зубчатый контур, обусловленный пирамидальными окончаниями первичных кристаллов радиального срастания, и состоят из спутанно-волокнистого агрегата серицита, хлорита, карбоната и ильменита. Микролитовая основная масса сложена теми же минералами, в ней отмечены косоугольные контуры хлоритовых псевдоморфоз, унаследованных от амфиболов.

Лампрофиры характеризуются высоким содержанием щелочей при натриевой специализации, отсутствием свободной кремнекислоты. Преобладают нормальные магматиты, но встречаются и высокоглиноземистые разности (см. табл.1, рис. 1).

В породах присутствуют примеси *As, Ag, P*, содержание которых в сотни раз превышает кларковые. Близко к кларковому содержанию *V, Co, Mn, Mo, Sn, Cr, Zr, Sr, Ba*. В пониженном количестве находятся *Ga, Cu, Pb, Ti, Zn*.

Коматиитовые породы, как отмечено выше, выявлены и описаны в пределах района впервые. Наши предшественники называли их проблематичными метадiorит-порфиритами. Породы слагают дайки, выполняющие трещины северо-восточного простирания с падением на юг под углами 40-80°. Некоторые дайки залегают параллельно слоистости пород, другие пересекают ее. Это напоминает верхние ярусы вулканических сооружений.

Породы темно-серые с зеленоватым оттенком, сильно карбонатизированные, микрозернистые, что затрудняет определение количественных соотношений минералов. Различаются основная масса (50-80%) и миндалины (15-50%). Первая сложена агрегатом пластинок антигорита, изометричных кристаллов плагиоклаза, карбоната, пирита. Последний тонко диспергирован по всей породе и в редких случаях образует идиоморфные зерна внутри миндалин. Миндалины изометричные, удлиненно-овальные, нередко ориентированы в одном направлении. В их состав входят карбонат, альбит, кварц, антигорит и пирит. Размер миндалин варьирует в пределах 1-8 мм.

Петрохимические особенности заключаются в повышенной меланократовости, низкой щелочности, соответствии нормальному ряду ультраосновных пород (см. табл.1).

Сравнивая коматиитовые породы с другими вулканитами Западно-Африканского кратона, видим, что первые образуют обособленную группу в поле высокомагнезиальных разностей пироксенитовых и базальтовых коматиитов (рис. 3). Этому же соответствуют отдельные анализы вулканитов Ганы, известной

значимыми запасами золота. Состав пород в этом регионе изменяется от перидотитовых коматиитов до андезитов. По данным Ж.М.Регнульда [22], тела коматиитов в пределах районов Бундиали и Диавала (Кот д'Ивуар) пересечены гранитоидами, что указывает на их более ранний возраст. Породы по составу приближаются к подобным образованиям Гвинеи, сведения о которых приводятся в работе Ж.П.Милези и др. [21]. Согласно данным этих исследователей, ультрабазиты по составу родственны коматиитам Южной Африки.

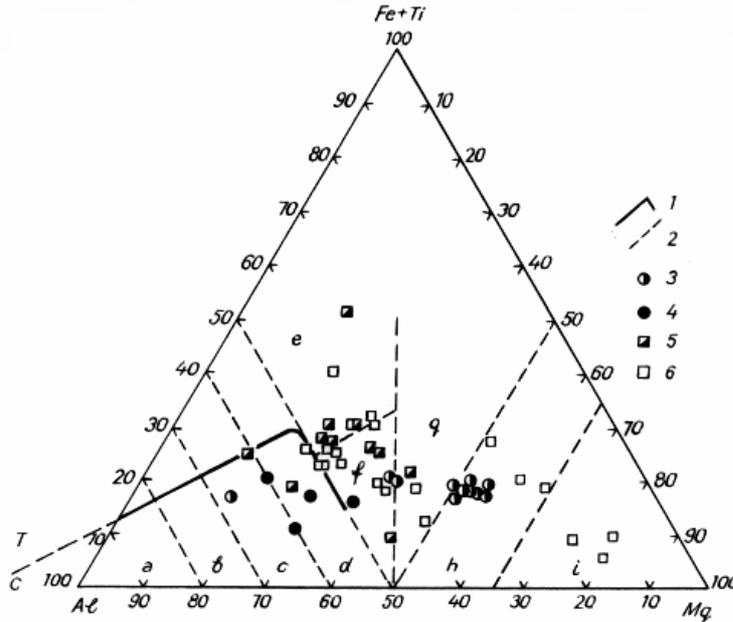


Рис. 3. Расположение фигуративных точек химического состава нижнепротерозойских вулканитов на вариационной диаграмме Л.Дженсена.

Петрохимические тренды: 1 – разделяющий поля пород толеитовой (Т) и известково-щелочной (С) серий; 2 – разделяющие поля вулканогенных образований. Поля вулканитов: а – риолиты; б – риолит-дациты; с – дациты; d – андезиты; e – железистые толеиты; f – толеиты; q – коматиитовые базальты; h – пироксенитовые коматииты; i – перидотитовые коматииты.

Фигуративные точки изучаемых вулканитов: 3 – район месторождения Калана; 4 – Фалеме; 5 – развитых в пределах Республики Сенегал; 6 – развитых в Республике Гана.

В свете вышеизложенного интерес представляют петрогенетические выводы. Относительно происхождения гранитоидов Западно-Африканского кратона существуют разные мнения. Одни исследователи склонны считать гранитоиды Бауле метасоматическими образованиями на следующих основаниях: неоднородность состава гранитоидов и обилие в них реликтов вмещающих пород Биррима; постепенный характер перехода во вмещающие породы, за счет которых они образовались; гнейсовидная текстура [11, 12, 16, 24]. Другие предполагают, что

гранитоиды кристаллизовались из палингенной магмы после плавления пород серии Биррим [21]. Интрузивное происхождение гранитоидов Бондуку с их секущими контактами и ортомагматическими структурами ни у кого не вызывает сомнений. Однако возникла дискуссия по проблеме первоисточника магмы: Ж.Шуберт [17] и В.Марко [20] допускают местное плавление пород Биррима, но приуроченность интрузий к глубинным разломам привели Е.Рагэна [20] и Б.И.Благонадеждина [1] к выводу о глубинном источнике магмы.

Результаты проведенных нами исследований позволяют предполагать ультраметаморфический генезис гранитоидов Бауле. При этом под ультраметаморфизмом понимается гипогенное преобразование разнообразных исходных пород в таких физико-химических условиях, которые обеспечивают переход отдельных минеральных компонентов в расплав, при этом другие компоненты метаморфизуются в твердом состоянии. Признаками ультраметаморфического генезиса гранитоидов Бауле являются:

1. Двойственность происхождения кварца и полевых шпатов (кварц представлен несколькими генерациями, в том числе магматической, а микроантипертиты – метаморфической).
2. Отсутствует единая линия дифференциации как результат разнообразия составов пород.
3. По данным декрепитации микровключений, температура кристаллизации главных породообразующих минералов – кварца и полевого шпата – составляет соответственно 540-600°C и 560-600°C. Согласно представлениям Н.И.Хита-рова и В.А.Пугина [9], такие значения достаточны для частичного плавления метаграувакк и сланцев (а именно они преобладают в серии Биррим) – типично геосинклинальных образований, обогащенных водой и другими летучими соединениями, способствующими плавлению.
4. Преобладание глинистых пород в составе субстрата предопределило высокую глиноземистость гранитоидов (рис. 4).

Гранитоиды Бондуку также отличаются преобладанием разностей, пересыщенных алюминием, при относительно повышенной меланократовости. Вещественная неоднородность и приуроченность интрузий к пересечениям глубинных разломов; секториально-порфировидное строение пород и сложная зональность плагиоклаза; структура связей между петрогенными компонентами – всё это позволяет предполагать образование пород в результате кристаллизации гибридной магмы после смешения мафического и кислого расплавов в промежуточной камере, где кристаллизовались роговая обманка, биотит и плагиоклаз An_{26-45} .

Учитывая возрастную близость гранитоидов Бауле и Бондуку (для тех и других получены значения абсолютного возраста в интервале 2050-1800 млн. лет [7, 15]), их пространственную связь, а также упомянутые общие петрохимические особенности, мы предполагаем, что интрузии Бондуку связаны как с аллохтонными обособлениями расплава, возникшего при формировании автохтонов Бауле, так и с глубинными мафическими расплавами. Не исключено, что подъем последних содействовал ультраметаморфизму в нижней части серии Биррим, а затем привел к локальным событиям смещения магм.

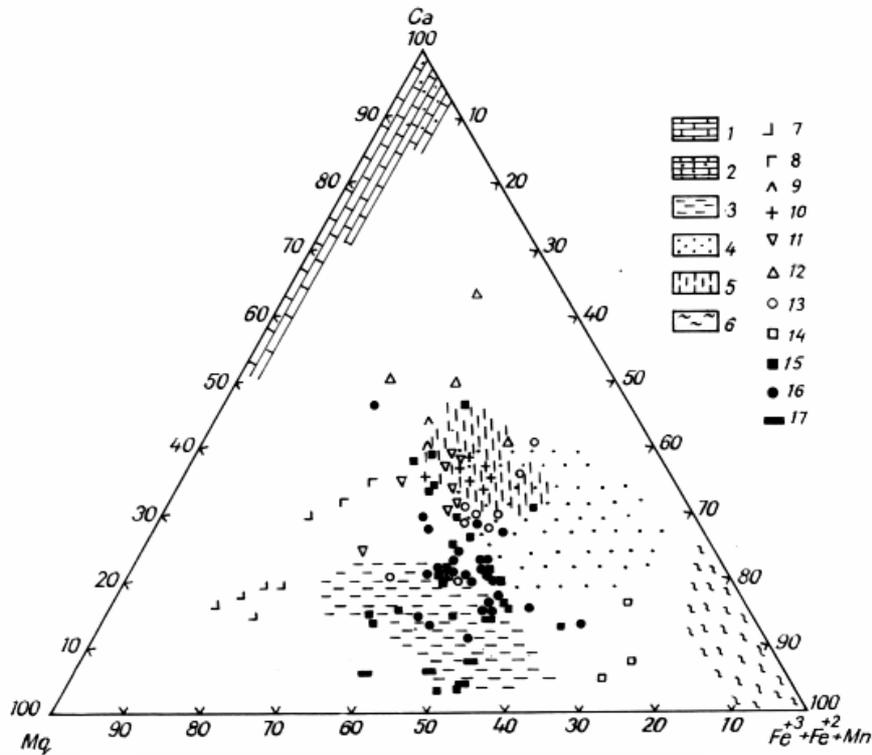


Рис. 4. Расположение фигуративных точек химического состава гранитоидов комплекса Бауле на диаграмме реконструкции первичного состава В.Н.Трощенко (1975).

Поля главных типов осадочных и вулканогенных пород: 1 – карбонатных пород; 2 – мергелей; 3 – глинистых пород; 4 – нормально-осадочных кластических пород; 5 – пирокластических пород; 6 – железистых и марганцевистых пород.

Точки среднего состава магматических образований: 7 – ультрабазитов; 8 – базальтоидов; 9 – андезитов; 10 – гранитов и липаритов; 11 – апоамфиболитов по ортопородам; 12 – амфиболитов по парапородам; 13 – апогнейсов; 14 – апоферросилитов.

Фигуративные точки гранитоидов комплекса Бауле: 15 – Сенегал; 16 – Гана; 17 – Мали.

Лампрофиры мы рассматриваем как поздние дифференциаты в составе серии “гранитоиды Бауле – гранитоиды Бондуку – дайки лампрофиров”. На эту мысль наводят структурные взаимоотношения даек со штоком гранитоидов Бондуку на месторождении Калана, перекрытия в полях состава пород при петрохимических построениях (см. рис.1), а также наличие вариолитовой структуры. Образование последней рассматривается как следствие жидкостной несмесимости в остаточных расплавах при магматической дифференциации [4].

Коматиитовые породы, в отличие от описанных выше магматитов, мы

связываем с мантийной магмой, в согласии с общепринятыми представлениями.

Итак, выделено два этапа магматической деятельности: ранний – доскладчатый, представлен коматиитовыми породами; следующий, продолжавшийся более четверти миллиарда лет, начался ультраметаморфизмом и закончился интрузивным магматизмом, охватывая со- и постскладчатый режимы развития геосинклинальной структуры.

Для решения вопросов золотоносности исследуемых пород в лаборатории DNGM/PNUD под руководством Д.Диало атомно-абсорбционным методом определялось золото. Результаты показывают, что все породы в той или иной степени золотоносны (табл.2). Наиболее золотоносными являются коматииты и лампрофиры (дайковые породы). Значительную золотоносность коматиитов можно объяснить высокой температурой (1600°C) генерации исходной магмы [19]. Её быстрое остывание при вулканизме не способствует отделению летучих компонентов и фракционированию золота. Однако в серии “гранитоиды Бауле-Бондуку-лампрофиры” фракционирование металла при магматической дифференциации способствовало накоплению золота в остаточных расплавах (в лампрофирах). Гранитоиды Бауле могли унаследовать золото от бирримских метапесчаников и сланцев, так как концентрация металла в метаграувакках составляет 0,11 г/т, а в сланцах – 0,16 г/т [6]. В гранитоидах Бондуку происхождение металла, по-видимому, более сложное.

Таблица 2

Содержание золота в магматических породах района Калана

Комплекс	Название породы	Содержание Au, г/т		Среднее, г/т	Кол-во анализов
		от	до		
Дайки	Коматииты	0,27	0,38	0,32	6
Гранитоиды Бауле	Альбитизированные граниты	0,11	0,13	0,12	5
Гранитоиды Бондуку	Кварцевые диорит-порфиры (глубинные части штока)	0,03	0,12	0,07	7
	Плагииграниты (центральная часть штока)	0,06	0,29	0,18	4
	Роговообманковые диорит-порфиры (периферия штока)	0,06	0,15	0,11	5
	Среднее	0,03	0,29	0,11	16
Дайки	Лампрофиры	0,15	0,20	0,18	3

Для выявления связи между содержанием золота, петрогенными компонентами и элементами-примесями, что в определенной степени позволит понять геохимию металла, выполнен корреляционный и факторный анализы. Результаты показывают значимые коэффициенты корреляции золота с фемическими компонентами: $\eta_{Au-MgO} = 0,76$; $\eta_{Au-\Sigma NiO, Cr_2O_3} = 0,77$; $\eta-f = 0,75$ [$f = 100(Fe_2O_3 + FeO)/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ – коэффициент железистости], что свидетельствует о глубинном, мантийном происхождении металла, а положительная связь с показателем железистости указывает на фракционирование золота в ходе магматической дифференциации. Значимые коэффициенты корреляции с CaO и CO_2 (0,60 и 0,70 соответственно) – показатели освобождения металла при карбонатизации (рис. 5).

Эти выводы совпадают с результатами, полученными при корреляции золота с петрохимическими показателями А.Н.Заварицкого. Металл имеет наиболее высокие положительные коэффициенты корреляции с параметрами, отражающими фемичность пород, и отрицательные – с салических параметрами: $b = 0,78$; $S = (-0,76)$; $a = (-0,72)$. Итак, золотоносность гранитоидов Бундуку можно объяснить влиянием глубинной мафической, вероятно, мантийной магмы при гибридизме с кислыми расплавами.

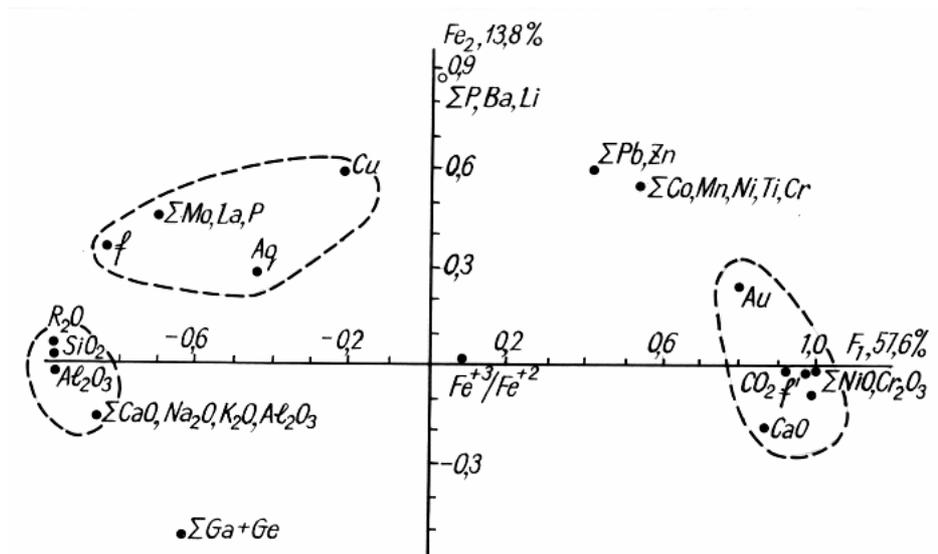


Рис. 5. Диаграмма факторных нагрузок в координатах $F_1 - F_2$ химического состава магматитов района месторождения Калана:

$$R_2O = Na_2O + K_2O; f = \Sigma Fe_2O_3, FeO, MgO, MnO, TiO_2;$$

$$f' = 100 (Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO) - \text{коэффициент железистости.}$$

Любопытно, что золото не коррелирует с породообразующими минералами. Это, возможно, указывает на нахождение металла в межзерновом пространстве, что облегчает его вынос при постмагматической гидротермальной деятельности и последующую концентрацию.

Проведенное исследование, с учетом литературных данных, позволяет прийти к следующим выводам.

1. Общим петрогенетическим фактором золотоносности, проявляющимся в масштабах континентов, является мантийный магматизм, особенности состава которого обусловлены как изначальной неоднородностью мантии, так и стадийностью ее истощения. Коматииты, в частности, считают источником золота в различных африканских, австралийских, азиатских и других провинциях [5, 10, 18, 23].

2. В региональном плане фактором общего порядка является литогенный, который определяет степень золотоносности осадочных и осадочно-вулканогенных

толщ на доскладчатом этапе и, в зависимости от золотоносности материнских пород, областей сноса в палеогеографических ландшафтах. Однако фактором частного порядка является мобилизация металла при метаморфизме и коровом магматизме. Пример Каланы свидетельствует, что и при этом золотоносность может быть повышена при вмешательстве мантийного магматизма.

3. Более узкая локализация золотоносности коренных пород связана, преимущественно, с сопровождающей магматические и метаморфические процессы гидротермальной деятельностью, которая контролируется разрывной тектоникой и проницаемостью пород.

4. Золотоносность Каланы обусловлена благоприятным сочетанием последовательного действия перечисленных петрогенетических факторов, приведших к локализации золота в сульфидно-кварцевых жилах, в экзоконтактах и среди гибридных гранитоидов Бондуку. Последние размещены в обрамлении автохтонов Бауле, сформировавшихся при ультраметаморфизме серии Биррим, для которой характерна повышенная рассеянная золотоносность пород.

1. *Благонадеждин Б.И.* Металлогения золота в докембрии Западной Африки. Воронеж, 1986. /Деп. в ВИНТИ 14 - 11.86; № 7813-В 86/.
2. *Бородина Н.С., Фершататер Г.Б.* Состав и природа мусковита из гранитов // Зап. Всесоюз. мин. об-ва. 1988. Ч.117, вып.2.
3. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М., 1955.
4. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. М., 1988.
5. *Моисеенко В.Г.* Геохимические основы металлогении золота // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1973. Т.10.
6. *Сангаре С.* Петрогенетические факторы золотоносности района Калана (юг Мали) // Геол. журн. 1992. № 4.
7. *Тимофеев В.Д., Елизарев Ю.З., Кратов Б.М.* Прерывистость эбюрского гранитообразования Западной Африки // Геология и полезные ископаемые докембрия. М., 1975.
8. *Трощенко В.Н.* Геохимические признаки унаследованности состава мигматитов (на примере обрамления Криворожской зоны) // Геохимия. 1975. № 10.
9. *Хитаров Н.И., Пугин В.А.* Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления // Геохимия. 1962. № 4.
10. *Щербаков Ю.Г.* Геохимические особенности и условия образования золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае: Автореф. дис....д-ра геол.-мин.наук. М., 1972.
11. *Arnould M.* Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute Volta méridionale // Mémoires du BRGM. 1961. № 3.
12. *Bassot J.-P.* Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens // Mémoires du BRGM. 1966. № 40.
13. *Bessoles B.* Géologie de l'Afrique-Le craton Ouest africain // Mémoires du BRGM. 1977. № 88.
14. *Bodin L.* Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de

- l'A.O.F. // Bull.Dir.Min.A.O.F. Dakar, 1951.
15. *Bonhomme M.* Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain // Géol. Minéral. 1962. № 5.
 16. *Casanova R.* Géochimie et minéralogie des granitoïdes éburnéens de Côte d'Ivoire.- Fr.:Roméo, 1973.
 17. *Choubert G.* Note sur le mécanisme probable des granitisations: application à certains granites africains // Compte rendu du colloque sur les granites de l'Ouest africain: Côte d'Ivoire, Nigéria, Cameroun. Recherches sur les ressources naturelles. UNESCO, 1968.
 18. *Keays R.R.* Archean gold deposits and their source rocks: the upper mantle connection // Foster R.R., ed. Gold '82. Rotterdam: Balkema, 1984.
 19. *Ledru P., Milesi J.-P., Feybesse J.L. et al.* Tectonique transcurante et évolution polycyclique dans le birrimien (protérozoïque inférieur) du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest) // C.R.Acad.Sci.Fr. 1989. Vol. 308. Ser. 2.
 20. *Lombard J.* Résumé des rapports de E.Raquin, V.Marmo et G.Choubert // Compte rendu du colloque sur les granites de l'Ouest africain: Côte d'Ivoire, Nigeria, Cameroun. Recherches sur les ressources naturelles. UNESCO, 1968.
 21. *Milesi J.-P., Feybesse J.L., Ledru P. et al.* Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution géostructurale au Protérozoïque inférieur // Chron. rech. min. 1989. № 497.
 22. *Regnault J.M.* Les komatiites et metamorphites associées du Birrimien du Nord de la Côte d'Ivoire (pétrographie, géochimie, magnétographie, litologie). Grenoble, 1980.
 23. *Viljoen M.J.* Archean gold mineralisations and komatiites in Southern Africa // Foster R.R., ed. Gold '82. Rotterdam: Balkema, 1984.
 24. *Witchard F.* Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogique des massifs granitiques du Sénégal Oriental // Mémoires du BRGM. 1965. № 44.

S.Sangare, V.N.Troshchenko

**THE PETROLOGICAL PECULIARITIES AND GOLD MINERALIZATION OF
IGNEOUS ROCKS IN KALANA GOLDFIELD
(SOUTH OF MALI)**

Petrological investigations had permitted to distinguish two stages of magmatic activity. The earlier, predating the folding, is represented by komatiites, which have been identified and depicted for the first time. The following step occurred over a period of about 250 Ma. It was began from ultrametamorphism and finished by intrusive magmatism, envelopping syn- and postorogenic development regims of geosyncline. It is shown that the gold mineralization had been appeared due to the favourable combination of mantle, lithogenic and crust processes.

Стаття надійшла до редколегії 17.06.1993