

## ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ В ТЕРРИГЕННО-СЛАНЦЕВЫХ ПОЯСАХ РОССИИ

Охарактеризованы золоторудные районы в терригенно-сланцевых поясах России. В качестве типовых детально описаны Тенькинский, Куларский и Майский районы. Отмечено большое значение блоковых и купольных структур для локализации рудных районов. Подчеркнута роль турбидитовых формаций с участием вулканического материала в локализации золоторудных районов.

Ключевые слова: золото, рудный район, структура, локализация, формации.

The gold-ore districts at the terrigene-schist belts of Russia are characterized. The Tenkinsky, Kularsky and Maysky districts are described at like typify. A big (great) value block-and-dome structures at localization of ore districts are discovered. The role of turbidity formations with participation volcanic material at the section of ore complexes at localization of the gold-ore districts are emphasized.

Keywords: gold, ore district, structure, localisation, formations.

Важность выделения и изучения рудных районов как элемента металлогенического анализа подчеркивали в своих трудах Е. А. Радкевич, Е. Т. Шаталов, И. Н. Томсон и другие исследователи.

Огромные территории востока России сложены терригенно-сланцевыми комплексами, сформировавшимися от протерозоя до юры. Они включают в себе месторождения мирового класса, такие как Сухой Лог, Наталкинское, Нежданинское, Майское, Ключус, а также десятки средних и мелких объектов. Изучение золоторудных районов решает не только задачи металлогенического анализа, но и способствует выявлению новых месторождений и формированию крупных горнорудных центров, сближая тем самым эту категорию с американским понятием mining district.

Нами составлена таблица основных золоторудных районов в терригенно-сланцевых поясах России с главными [6] золоторудными провинциями Саяно-Енисейской, Западно-Верхоянской, Колымо-Чукотской и Ленской.

Сопоставление полученных данных позволяет выделить три основных типа золоторудных районов: блоки горст-антиклинальных поднятий, блоки грабен-синклинальных прогибов, интрузивно-купольные поднятия складчатых систем сложного строения. Охарактеризуем каждый из выделенных типов.

**Тенькинский золоторудный район** расположен в Центрально-Колымской металлогенической области [6]. Он представляет собой линейный блок земной коры, ограниченный двумя рудоконтролирующими линеаменами мезозой — Тенькинским (Омчакским) и Чай-Юринским глубинными разломами (рис. 1). Продольные разломы вычлениают Аян-Юряхский антиклинорий, состоящий из пермских терригенных отложений. С северо-запада и юго-востока рудный район ограничен системами субмеридиональных долгоживущих разломов, выраженных гравитационными ступе-

нями фундамента, и окаймляется по периферии гранитоидными массивами позднеюрского—раннемелового возраста, большая часть которых, по геофизическим данным, предполагается на глубине, где они соединяются в один пояс вертикальной протяженностью 8–10 км. От массивов вдоль разломов ответвляются крупные апофизы. Во фронтальных частях этих апофиз размещаются рудные поля, в том числе и Наталкинское с одноименным месторождением. Таким образом, рудный район имеет достаточно четкую геологическую выраженность, в том числе в элементах глубинного строения.

Наталкинское, Дегдеканское и Токичанское золото-кварцевые рудные поля вместе с серией россыпных узлов образуют Тенькинскую золотоносную зону, трассируются вдоль сводовой части Аян-Юряхского антиклинория и затухают к северу-западу и юго-востоку за пределами поперечных разломов, ограничивающих рудный район. Его северо-восточная и юго-западная границы намечены по границе триасовых терригенных толщ, перекрывающих пермские отложения, золотоносность которых существенно ниже. Месторождения представлены исключительно золото-кварцевой формацией.

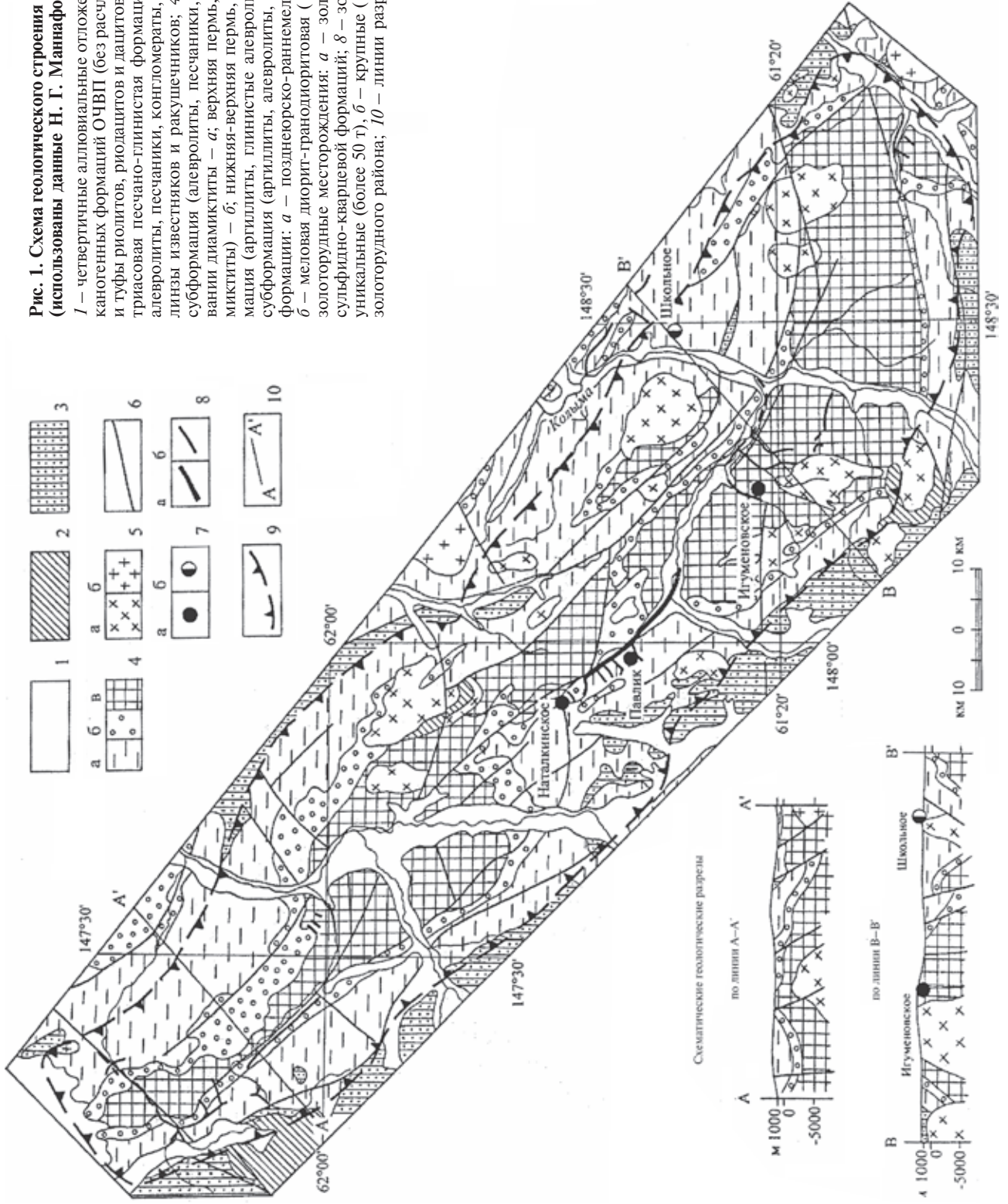
Исходя из анализа истории развития территории, в названных региональных структурах выделяются, начиная с рифея, три структурных этажа: 1) рифей-среднепалеозойский терригенно-карбонатный, кровлю которого слагают образования франского яруса верхнего девона, иногда именуемый парагеосинклинальным; он не подразделяется нами на структурные ярусы, так как не вмещает значительных золоторудных проявлений; 2) позднепалеозойско-мезозойский, начинающийся отложениями фаменского яруса верхнего девона и венчающийся позднеюрскими (оксфорд), иногда именуемый главным геосинклинальным, подразделяется на два структурных яруса — нижний (раннегеосинклинальный) и верхний (позднегео-

## Золоторудные районы терригенно-сланцевых поясов

Рудная провинция	Тип структурно-формационной зоны	Рудный район, основные рудомещающие формации	Структурная позиция района	Ведущая золоторудная формация (месторождение)
Саяно-Енисейская	Сложнопостроенный синклиновый прогиб  Интенсивно дислоцированные сланцы и гнейсы, окаймленные дугвыми глубинными сланцами и гнейсами, заполненными ультра-базитами	Северо-Енисейский, кристаллические сланцы	Сжатые антиклинальные складки в сочетании с зонами надвигов	Золото-мышьяковисто-сульфидная (Майское, Олимпиадинское), золото-кварцевая (Советское)
		Охотско-Китойский, кристаллические сланцы	Система зон рассланцевания на замыкании глыбовой структуры	Золото-кварцевая (Зун-Холбинское)
Западно-Верхоянская	Сложнопостроенная синклиновая складчатая система	Куларский, ритмичная глинисто-алевро-песчаниковая (турбидитовая?) толща	Поднятый блок в трансконтинентальном рифтогенном прогибе	Золото-полиметаллическая (золото-сурьмяная) (Кючюс)
		Западно-Верхоянский, шельфовая моласса	Горст-антиклинорное поднятие, ограниченные сквозными поперечными разломами	Золото-кварцевая (Аркачан)
		Адыча-Тарынский, турбидиты	Рифтогенный прогиб, осложненный надвигами	Золото-кварцевая (Бадран)
		Нежданинский, турбидиты	Интрузивно-купольное поднятие	Золото-полисульфидная (Нежданинское)
		Аллах-Юньский, турбидиты	Узкий синклиновый прогиб, ограниченный поперечными разломами и поднятиями	Золото-кварцевая (Дуэт, Бриндакит)
Кольмо-Чукотская (Чукотская металлогеническая область)	Складчатые антиклинорные и синклиновые зоны, разделенные системами северо-западных и северо-восточных разломов	Куульский, чередование мелкозернистых песчаников и углистых сланцев (турбидиты)	Антиклинальное поднятие, отделенное от соседних депрессий поперечными разломами	Золото-кварцевая (Каральвеем)
		Майский, флишоидная, существенно глинистая	Интрузивно-купольное поднятие	Золото-мышьяковисто-сульфидная
	Сочетания антиклинорных и синклиновых прогибов	Тенькинский, турбидиты и туфодиамиктиты	Блок антиклинория, ограниченный поперечными разломами	Золото-кварцевая (Наталкинское)
		Ягоднинский, турбидитовая и флишоидная формации	Куполовидное поднятие в пределах синклиория	Золото-кварцевая (Утинское)
	Берелехский, флишоидная формация, дайковые диабазовые пояса	Блок синклиория, ограниченный поперечными разломами	Золото-кварцевая (Светлое)	
Ленская	Крупная синклиновая структура	Сухоложский, аспидная формация	Узкий синклиновый прогиб, осложненный поперечной рифтогенной структурой	Золото-кварцевая (Сухой Лог)

Рис. 1. Схема геологического строения Тенькинского золоторудного района (использованы данные Н. Г. Маннафова и С. Д. Вознесенского)

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — верхнемеловая группа вулканогенных формаций ОЧВП (без расчленения на формации); игнимбриты и туфы риолитов, риодацитов и дацитов, туфогенно-осадочные породы; 3 — триасовая песчано-глинистая формация (глубокого шельфа): аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, андезибазальты, базальты, их туфы, линзы известняков и ракушечников; 4 — верхняя пермь, алевро-песчаная субформация (алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, в основном диамиктиты) — а; верхняя пермь, диамиктитовая субформация (диамиктиты) — б; нижняя-верхняя пермь, алевро-глинисто-песчаная субформация (аргиллиты, глинистые алевролиты, песчаники) — в; 5 — магматические формации: а — позднеюрско-раннемеловая гранитных батолитов (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>), б — меловая диорит-гранодиоритовая (К); 6 — разрывные нарушения; 7 — золоторудные месторождения: а — золото-кварцевой и б — золото-полисульфидно-кварцевой формаций; 8 — золотые россыпи (отработанные); а — уникальные (более 50 т), б — крупные (10–50 т); 9 — граница Тенькинского золоторудного района; 10 — линии разрезов



синклинальный); 3) позднемезозойско-кайнозойский, начинающийся отложениями оксфорда и венчающийся молассами кайнозоя, включающий орогенные образования и тесно связанные с ними образования этапа тектоно-магматической активизации, подразделяется также на два структурных яруса – нижний (раннеорогенный) и верхний (позднеорогенный и активизации).

Структурные ярусы в свою очередь слагаются в ряды формаций. Рудовмещающей является туфогенно-терригенная (турбидитовая) формация верхней перми (атканская свита обнажается в Аян-Юряхском антиклинории). Основной разновидностью пород, слагающей эту формацию, являются глинистые сланцы с рассеянным светлым песчаным и галечно-гравийным материалом, – единственные в своем роде образования в верхоянском комплексе. В гальке присутствуют фрагменты интрузивов кислого, среднего и основного состава, а также метаморфические породы и различные эффузивы. В средней части разреза развит горизонт, сложенный «чистыми» аргиллитами и вулканомиктовыми алевролитами. Максимальная мощность формации 1,2 км. Из всех формаций нижнего структурного яруса она вмещает наибольшее количество золоторудных проявлений.

Аян-Юряхский антиклинорий располагается к юго-западу от Иньяли-Дебинского мегасинклинория, граничит с ним по зоне глубинного, частично экранированного Чай-Юрьинского разлома. Антиклинорий сложен исключительно толщами нижнего структурного яруса позднепалеозойско-мезозойского структурного этажа, смятыми в линейные и брахиформные складки. Для структуры также характерна преимущественно пликвативная тектоника средней напряженности – строение антиклинория определяет линейная антиклиналь, осложненная в осевой части синклиналь, которая контролирует линейное размещение рудных узлов. Толщи антиклинория в его юго-восточной части прорваны батолитами гранитоидов повышенной известковистости. Некоторое развитие имеют и до-батолитовые, и более поздние дайки различного состава.

Структура Тенькинского золоторудного района определяется наличием системы относительно приподнятых тектонических блоков с метаморфизованными породами нижней части верхоянского комплекса, которые по периферии обрамляются поясами гранитоидных массивов мезозоя. Глубина залегания поверхности метаморфизованных пород в тектонических блоках изменяется от 7–8 до 3 км. Золоторудный район составляют два крупных тектонических блока. Эти блоки совместно с ограничивающими их по периферии гранитоидными интрузиями придают золоторудному району эллипсоидную форму, где большая ось тянется в северо-западном направлении на 220 км.

Анализ магнитометрических срезов, выполненный Д. С. Зеленским (рис. 2), показывает, что осевая часть антиклинория, к которой приурочены рудные узлы (Омчакский и др.), характеризуется магнитометрической ступенью, наиболее отчетливо проявленной там, где локализованы основные месторождения. На срезе глубиной 15 км структура гравиметрического поля резко меняется, проявляется ряд северо-восточных полос. Примерно на этом же уровне, согласно гравиметрическим данным, гранитоидные интрузии выклиниваются, од-

нако сохраняются протяженные зоны плотностных аномалий северо-западного и близмеридионального простирания, определяющих общее структурно-формационное районирование территории.

Разрывные нарушения северо-западного простирания, заложенные уже в процессе формирования прогиба и впоследствии подновленные, включают блокоразграничивающие, магмаконтролирующие и магмараспределяющие разломы. К ней приурочены практически все известные на сегодняшний день золоторудные проявления района.

Значительное место в структуре района принадлежит нарушениям близмеридионального направления, часть которых, возможно, была заложена еще в докембрийское время, а потом обновлена в палеозое. Они участвуют в строении блоков основания геосинклинали и здесь повсеместно проявлены. На юге золоторудного района, как по геологическим, так и по геофизическим данным, широко развиты разломы близширотного простирания, связанные с заложением верхнемезозойско-кайнозойской рифтогенной структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти разломы, видимо, наиболее молодые в районе и поэтому вмещают нижнемеловые интрузии и свиты пород верхоянского комплекса.

В числе разломов, связанных с процессом среднепалеозойского рифтогенеза, находятся протяженные тектонические нарушения северо-восточного простирания. Этих разломов немного, они прослежены только по данным дешифрирования аэрофотоснимков и интерпретации геофизических исследований. Размещаются такие разломы в основном в северной части района.

Золоторудный район по периферии обрамляется системой мезозойских гранитоидных массивов. Наиболее крупная и протяженная система гранитоидов опоясывает район с запада и севера – это ряд наиболее крупных интрузивных массивов, выходящих на поверхность. По данным количественной интерпретации гравиметрических материалов, все интрузии гранитов на глубине объединяются в один пояс. Учитывая морфологию гранитоидов в объеме верхней части земной коры, можно выделить два основных гранитоидных массива. Первый ограничивает золоторудный район с севера и северо-запада. Это большой по площади гранитоидный массив серповидной формы получил наименование Хениканджинский. Массив объединяет и ряд других интрузий; часть их, по расчетным гравиметрическим данным, прослеживается на глубину, превышающую 10 км. В северной части от массива отходит на восток в сторону перспективного участка Матрайбыт крупное интрузивное ответвление.

Второй, Тас-Эльбеехский гранитоидный массив этого пояса ограничивает золоторудный район с запада, простирается в северо-западном направлении и имеет явно двухкорневое строение. В корневых частях мощность гранитоидов превышает 8 км. От гранитоидного массива на восток к центральной части золоторудного района ответвляются различные по протяженности апофизы. Одна из них ответвляется от гранитоидного массива в сторону Кулуйского тектонического блока вдоль магмараспределяющего разлома северо-восточного направления к золоторудному проявлению Дегдекан. Остальные апофизы прослеживаются в границах Омчакского тектонического блока. Все они ориен-

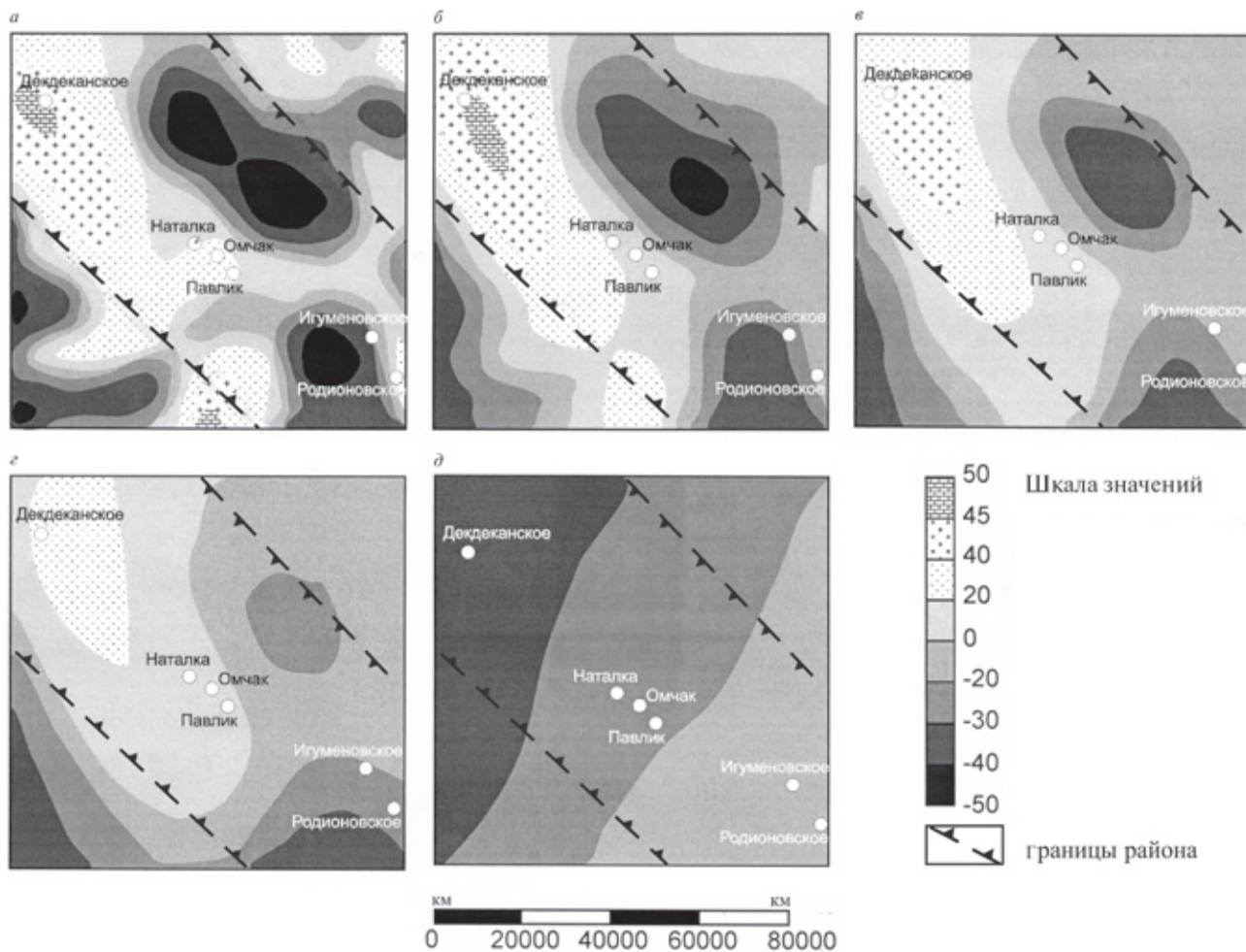


Рис. 2. Строение гравитационных полей Тенькинского района

Составляющие гравитационного поля слоев 3–5 (а), 6–7 (б), 8–11 (в), 11–15 (г), >15 км (д)

тированы вдоль магмараспределяющих разломов северо-восточного простирания и направлены в сторону Омчакского золоторудного узла.

На юге и юго-востоке золоторудный район ограничивается крупным Верхнетенькинским гранитоидным массивом, который в основной своей части скрыт под отложениями верхоянского комплекса и обнажается в виде отдельных интрузий. Длинной своей осью он ориентирован вдоль магмаконтролирующего разлома близмеридионального простирания, имеет двухкорневое строение. Мощность гранитоидов в корневых частях превышает 8 км. В северо-западном направлении от массива по магмараспределяющему разлому прослеживается крупное ответвление гранитоидов. На дневной поверхности это ответвление гранитоидов проявлено в виде Тенкчанской интрузии.

С северо-востока золоторудный район ограничивается серией более мелких, чем вышерассмотренные, гранитоидных массивов, часть их прослеживается вдоль магмаконтролирующего разлома северо-западного простирания параллельно Тенькинской системе разрывных нарушений. В основном восточное ограничение золоторудного района массивами гранитоидов менее плотное, не замкнутое в отличие от западного и южного.

Таким образом, золоторудный район в объеме земной коры занимает локализованное простран-

ство, где роль барьеров – естественных его ограничителей – выполняют пояса мезозойских гранитоидов. Структурный облик золоторудного района, занимающего локализованное внутриинтрузивное пространство и представленное в целом антиклинорным сооружением, осложняется Кулуйским и Омчакским тектоническими блоками, пересеченными разрывными дислокациями северо-западного (в числе которых находится Тенькинская зона тектонических нарушений), близмеридионального и северо-восточного простирания. Можно констатировать, что рудный район представляет собой эллипсоидный блок земной коры – Аян-Юряхский антиклинорий, сложенный пермскими терригенными отложениями и ограниченный продольными линеamentами. С северо-запада и юго-востока он ограничен системами субмеридиональных долгоживущих разломов, выраженных гравитационными ступенями фундамента, и окаймляется по периферии гранитоидными массивами позднеюрского–раннемелового возраста, большая часть которых, по геофизическим данным, предполагается на глубине, где они соединяются в общий пояс вертикальной протяженностью 8–10 км. От массивов вдоль разломов ответвляются крупные апофизы. Во фронтальных частях этих апофиз размещаются рудные узлы, в том числе и Омчакский, включающий Наталкинское месторождение. Как видим, рудный район имеет достаточно четкую геологиче-

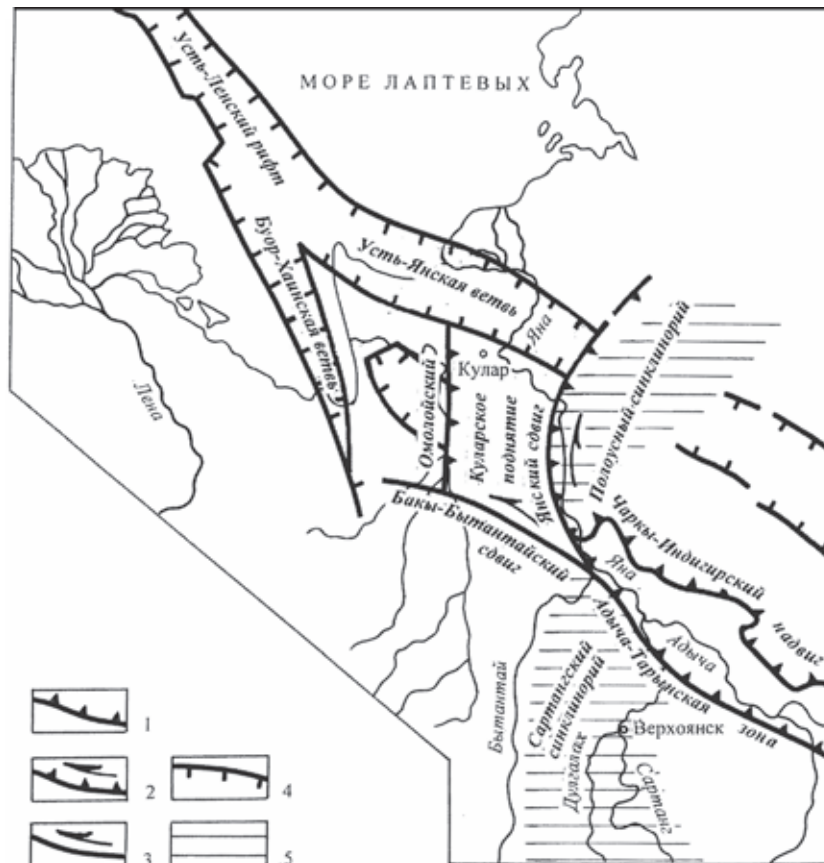


Рис. 3. Схема размещения Куларского поднятия (рудного района) в региональных структурах на продолжении шельфового Усть-Ленского рифта

1 – надвиги; 2 – сдвиго-надвиги (стрелка указывает на левосдвиговые смещения); 3 – сдвиги; 4 – рифтогенные сбросы; 5 – юрские толщи Полоусно-Дебинского синклинория

ческую выраженность, в том числе в элементах глубинного строения.

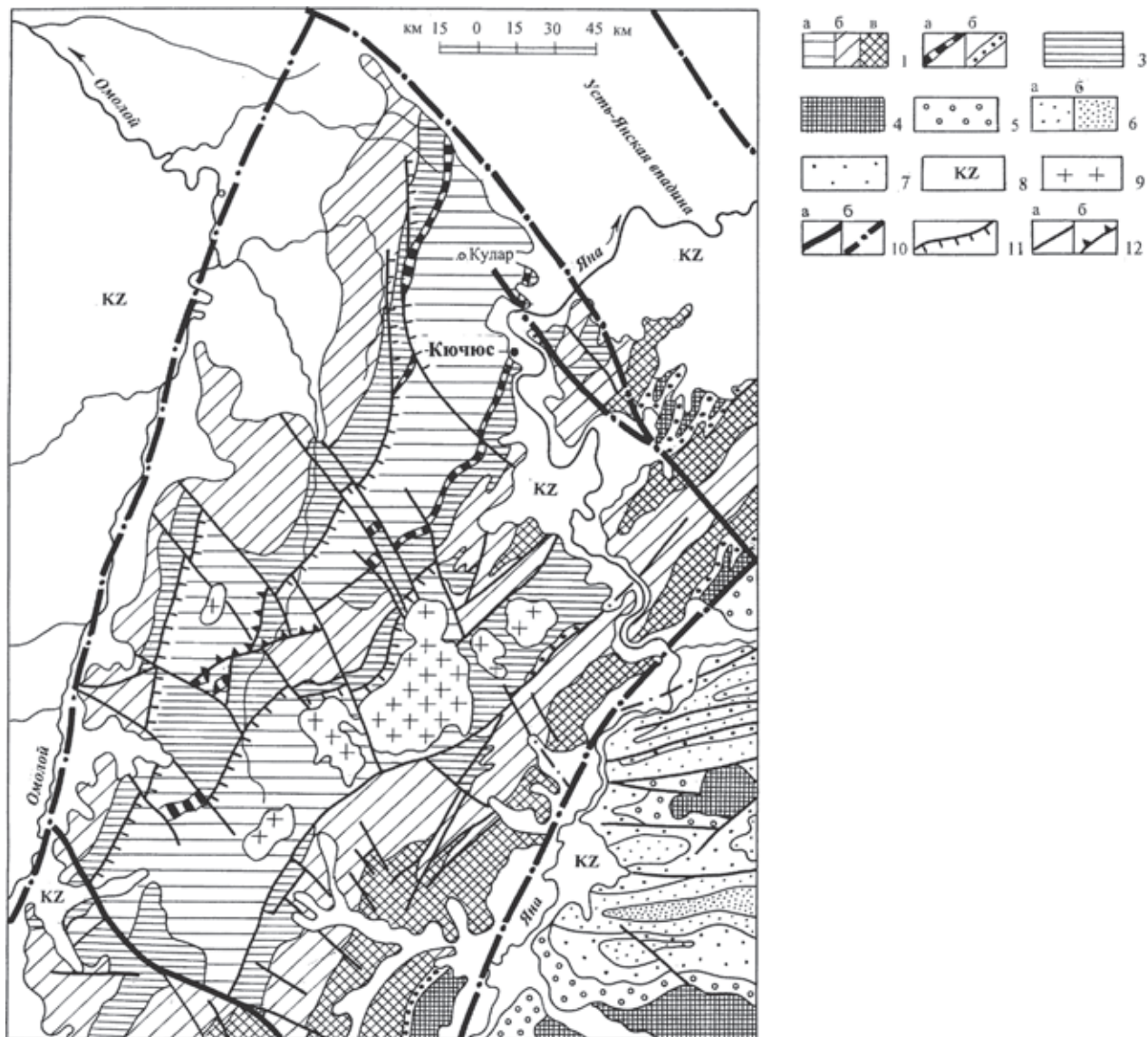
**Куларский золотоносный район** [1] находится на континентальном продолжении гигантской рифтовой системы северо-западного–юго-восточного простирания, заложившейся на акватории Ледовитого (Евразийского) океанического бассейна и шельфа моря Лаптевых на рубеже раннего и позднего мела (альба – сеномана) и развивавшейся в течение всего позднего мела и кайнозоя [9]. Это подводный хр. Гаккеля и продолжающий его на шельфе Усть-Ленский рифт – одна из наиболее крупных и протяженных грабенообразных структур. Усть-Ленский рифт с подходом к материке делится под острым углом на две ветви: Буор-Хайнскую, уходящую на юг через одноименный залив в низовье р. Омолой и там слепо заканчивающуюся; Усть-Янскую, продолжающуюся к юго-востоку на материке в виде Момского рифта (рис. 3). Пространственная совмещенность Куларского золотоносного района с рифтовой системой выражается в его положении между указанными ветвями системы (рис. 4).

Помимо пространственной совмещенности, отмечается примерное совпадение обоих событий по времени. Начальный этап формирования рифтовой системы (альб – поздний мел) и главный этап рудогенеза и гранитообразования в Куларском рай-

оне также приурочены к этому временному рубежу: радиологический возраст гранитов 103 млн лет (конец альбского века) [9]. Однако причинная связь процессов рудогенеза и рифтогенеза пока не установлена. Можно лишь предположить, что формированию гранитов и рудных объектов Кулара способствовал интенсивный тепловой поток, присущий предрифтовой стадии и этапу раскрытия рифтов.

Район приурочен к Кулар-Нерскому турбидитовому террейну (сланцевому поясу) – относительно узкой с пережимами тектонической пластине, ограничивающей с северо-востока Яно-Колымский складчатый пояс и протянувшейся более чем на 1000 км от верховьев р. Нера (правого притока р. Индигирка) до низовьев р. Яна. Этот террейн почти на всем протяжении сложен дислоцированными толщами триаса, и лишь на северном фланге, где расположен Куларский золотоносный район, в них в ядрах положительных структур обнажаются мощные толщи верхней перми.

Куларское поднятие объединяет несколько сближенных крупных антиклиналей северо-восточного простирания, в ядрах которых обнажены формации верхней перми и прорывающие их граниты позднемелового возраста. Примечательно, что многие из этих антиклиналей имеют веерообразное поперечное сечение, характерное для структур, связанных с диапиризмом. Крылья и обрамляющие их



**Рис. 4. Геолого-структурная схема Куларского рудного района**

1–7 – дислоцированные осадочные толщи: 1 (а – перми, б – нижнего триаса, в – среднего триаса), 2 – маркирующие горизонты (а – базальные, б – мегаформационные), 3 – нерасчлененный триас, 4 – верхний триас, 5 – юра, байосский, средняя; б – юра (а – батский, средняя, б – келловейский, средняя), 7 – верхняя юра; 8 – кайнозойские отложения; 9 – гранитоиды; 10 – региональные разломы (а – достоверные, б – предполагаемые); 11 – обратные надвиги; 12 – второстепенные разломы (а) и надвиги (б)

синклинальные зоны сложены ниже- и средне-триасовыми толщами. Отложения верхнего триаса в современной структуре сохранились в виде узкой оторочки вдоль краёв Куларского поднятия. За его пределами в Кулар-Нерском и, вероятно, Полоусно-Дебинском террейнах они развиты весьма широко и имеют большую мощность.

Толщи пермских и триасовых осадочных пород, слагающие Куларский золотоносный район и Кулар-Нерский террейн в целом, накапливались в наиболее погруженной восточной части Яно-Колымского пояса. Это объясняет их многокилометровую мощность и однообразный углеродистый алевросланцевый состав при крайне незначительной роли песчаников и конгломератов. Только видимая мощность верхней перми (основание не вскрыто) составляет 2,3–2,4 км. Мощность же нижнего и среднего триаса достигает 6 км. Верхний триас развит лишь в виде узкой полосы вдоль юго-восточной

тектонической границы рудного района – Янского разлома, но мощность его также значительна и превышает 2,5 км. Широкие поля дислоцированных отложений верхнего триаса обрамляют Куларский район с юга и юго-востока. В соседнем Полоусном синклинии они выступают в ядрах антиклиналей из-под мощных толщ юрского возраста.

В мощном сводном разрезе верхнепермских, триасовых и юрских толщ Куларского района и соседнего Полоусного синклинии выделяются три формации: углеродистая (черносланцевая) турбидитная верхнепермско-триасового возраста (10 870 м); залегающая на ней с размывом и стратиграфическим перерывом (выпадает рэтский ярус верхнего триаса) сероцветная дельтово-шельфовая ранне-среднеюрского возраста (1650 м); сероцветная турбидитная верхнеюрская (3670 м).

На территории Куларского рудного района плутонические породы представлены гранитовой фор-

мацией. Преобладают среднезернистые биотитовые граниты, прорывающие терригенно-сланцевые толщи верхней перми и нижней триаса и обнажающиеся в ядрах горст-антиклиналей. Граниты слагают ряд массивов, на 100 км цепочкой протянувшихся на северо-восток. По геофизическим данным, все они на глубине объединяются в горизонтальный или слабо наклоненный на северо-запад плутон вертикальной мощностью 6–8 км [9], который сформировался в течение двух интрузивных фаз. Главная фаза привела к образованию батолитоподобного тела среднезернистых биотитовых гранитов, сопровождаемых жильной фацией (в возрастной последовательности) мелкозернистых биотитовых гранитов, лейкогранитов, аплитов, аляскитов, пегматитов. В дополнительную фазу сформировались небольшие штоки и дайки адамеллитов, секущих граниты главной фазы и их жильные дериваты и развитых по периферии обнаженной части куполов Куларского плутона (батолита). Штоки адамеллитов иногда сопровождаются жильными плагмогранитами.

Плутон относительно слабо вскрыт эрозией и обнажается в виде пяти разрозненных куполов (Оюн-Юряхский, Тарбаганахский, Кэрэхский, Кючусский и Тирехтяхский массивы) суммарной площадью 560 км. Поверхность апикальных частей куполов субгоризонтальная, почти согласная с напластованием пород кровли. В гранитах развиты пологие трещины отдельности (L, по терминологии Клооса), совпадающие на ряде участков с план-параллельной текстурой. В прикровельной части массивов они наклонены к западу под углами 5–10, редко 15°. Эти черты, по А. А. Полканову, характерны для субгоризонтальных плутонов и подтверждают геофизические данные. Контакты плутона секут различные стратиграфические горизонты. Из этого следует, что ко времени его становления вмещающие толщи уже испытали частичные складчатые деформации. Однако считать рассматриваемые интрузии полностью дискордантными по отношению к складчатой структуре вмещающих толщ все же нельзя: системы первичных трещин отдельности в гранитах параллельны основным системам трещин вмещающих пород в контактовом ореоле. Это показывает, что плутон формировался еще до полного завершения складчатых дислокаций [5].

Граниты главных фаций кристаллизовались при низких температурах (640–500 °С), аномально высоком водном давлении в мезоабиссальных (5–6 км) условиях. По химическому составу они соответствуют гранитам S-типа. Геохимически граниты специализированы на Be, Li, Au. Характерно интенсивное проявление постратифических процессов с преобразованием в микроклиновые апограниты, кварцевые альбититы и андалузит-мусковит-кварцевые грейзены с вкрапленностью касситерита и хризоберилла.

Радиологический возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом по девяти валовым пробам (Н. И. Ненашев), от 156 до 113, адамеллитов в среднем 104 млн лет [5]. Однако новые <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar датировки гранитов главной фазы составляют лишь 102–103 млн лет (Layer et al., 2001), на основании чего куларские граниты стали считать анорогенными [9]. Изложенные данные позволяют предположить, что становление Куларского гранитного плутона тесно связано с явлениями диапиризма сланцевых ядер горст-антиклиналей,

обусловленного, как отмечалось выше, динамическим воздействием перемещавшегося по региональным левым сдвигам уже после главной фазы мезозойской складчатости Колымо-Омолонского супертеррейна. Отмечавшийся выше локально проявленный субсогласный контакт апикальных частей гранитных куполов с породами кровли в ядрах горст-антиклиналей подтверждает такое предположение.

Куларское поднятие в плане имеет форму неправильного ромба шириной до 90 км, ограниченного разломами и вытянутого в северо-восточном направлении на 130–140 км. С юго-востока и северо-запада его ограничивают Янский и Омолонский разломы. Дугообразно изогнутый Янский сдвиг с надвиговой составляющей отделяет поднятие от Полоусного синклинория. Морфология прямолинейного Омолонского разлома, установленного по геофизическим данным, неясна. Но исходя из общей структурной позиции, его можно предположительно считать взбросо-надвигом. С юго-запада и северо-востока Куларское поднятие ограничено субпараллельными разломами, секущими его складчатые структуры вкрест простирания. Юго-западный Баки-Бытантайский разлом представляет собой затухающее продолжение регионально-го Адыча-Тарынского и является левым сдвигом (взбросо-сдвигом). Все три названных нарушения сформированы на заключительном этапе мезозойской коллизии под давлением перемещавшегося к северо-западу Колымо-Омолонского супертеррейна и служат естественными границами Куларского золотоносного района.

В отличие от них Куйгинский разлом, примерно параллельный Баки-Бытантайскому и ограничивающий Куларское поднятие с северо-востока, образовался в иной геодинамической обстановке — в условиях растяжения, сопровождавшего процессы начавшегося рифтогенеза. Этот разлом большей частью скрыт под мощным кайнозойским чехлом и выделяется по геофизическим данным. Судя по тому, что он ограничивает с юго-запада молодую Усть-Янскую впадину, одну из ветвей Усть-Ленского рифта, это скорее всего нормальный сброс с опущенным северо-восточным крылом. Связь с процессами позднемелового–кайнозойского рифтогенеза свидетельствует о более молодом возрасте и наложенном характере данного разрывного нарушения. Его нельзя считать естественным ограничением Куларского золотоносного района, и продолжение обрезанных им рудоносных структур можно прогнозировать в складчатом фундаменте Усть-Янской рифтогенной впадины.

Структура Куларского поднятия определяется тремя наиболее крупными антиклиналями северо-восточного простирания, в ядрах которых обнажаются породы пермского возраста. Структуры разделены синклиральными зонами напряженной линейной складчатости, сложенными породами триаса. В поперечном сечении антиклинали имеют веерообразное асимметричное строение с отчетливой северо-западной вергентностью, о чем можно судить по [7] и данным анализа геологических карт масштаба 1 : 200 000. Ядра структур ограничены разломами, по которым они надвинуты в северо-западном направлении. Это согласуется с прежними представлениями [5] о морфологии данных структур, но не согласуется с новейшей трактовкой [9], по которой антиклинали являются антиформа-



ми и представляют собой лежащие изоклинальные складки, повторно изогнутые в пологие асимметричные антиклинали. Однако на прилагаемых разрезах [9] это не находит подтверждения.

Крайней с северо-запада является короткая, обрезанная поперечными разломами Солурская антиклиналь. Следующая к востоку протяженная Улахан-Сисская антиклиналь расположена по отношению к Солурской кулисообразно. Ее шарнир полого воздымается к северо-востоку. Далее структуру обрезают поперечный Северо-Куйгинский сброс, из чего следует, что погребенное продолжение горст-антиклинали находится в складчатом фундаменте Усть-Янской рифтогенной впадины. Ширина свода Солурской структуры (по выходам верхнепермских пород) около 8, Улахан-Сисской до 18–20 км. Юго-восточнее последней и также кулисообразно по отношению к ней расположена широкая Центральная антиклиналь. В отличие от Улахан-Сисской, ее шарнир воздымается в противоположном направлении, к юго-западу. Близ Баки-Бытангайского сдвига, обрезающего данную структуру, ширина ее свода (полосы верхнепермских пород) достигает 26 км. В северо-восточном направлении Центральная антиклиналь тянется к правобережью р. Яна, где в ее ядре за счет погружения шарнира наиболее древними являются породы низов среднего триаса.

Охарактеризованные положительные структуры веерообразно расходятся в северо-восточном направлении: азимут простирания Солурской горст-антиклинали 20°, Улахан-Сисской около 30°, Магыл-Хаинской 35–40°, Центральной 45–50°. В юго-западной части Куларского поднятия описанные структуры сближены, ширина разделяющих интенсивно смятых синклинальных зон сокращается до первых километров. Это свидетельствует о том, что максимальное сжатие Куларского поднятия происходило именно здесь, в южной его части, северо-восточнее Баки-Бытангайского разлома, что подчеркивается лёгким дугообразным изгибом Улахан-Сисской и Центральной антиклиналей.

Синклинальные зоны, разделяющие горст-антиклинали и образованные триасовыми отложениями, имеют сложную линейную складчатость. Это хорошо видно на среднемасштабных геологических картах и в береговых обнажениях р. Яна ниже устья р. Куйга. Наиболее широкие полосы развития триасовых пород расположены на северо-западном и юго-восточном флангах Куларского поднятия. О структуре северо-западного фланга судить трудно, поскольку дислоцированные триасовые толщи на значительной площади перекрыты мощным кайнозойским чехлом. На юго-востоке поднятия они обнажены значительно лучше. Напряженность линейной складчатости нарастает с приближением к Янскому разлому, протянувшемуся под современной долиной р. Яна, по левобережью которой, где в нее впадает р. Кючус, можно выделить зону смятия шириной 3–5 км, осложненную продольными разрывами. Триасовые отложения в ней дислоцированы в сложные дисгармоничные складки с различно ориентированными, часто крутопогружающимися шарнирами. Такую картину, особенно различную ориентировку шарниров складок, Л. М. Парфенов с соавторами [9] объясняет тем, что «складчатость наложилась на толщи с не вполне параллельными друг другу плоскостями слоистости, что может быть обусловлено наличием более ранних пологих

надвигов и связанных с ними крупных лежащих складок».

Разрывные нарушения, осложняющие складчатые структуры Куларского поднятия, принадлежат к трем системам.

Первая объединяет продольные разломы, имеющие генеральное северо-восточное простирание. Они развиты на крыльях главных антиклиналей, в основном вдоль контактов перми и триаса, ограничивая ядра структур, и образовались одновременно со складчатыми деформациями во второй половине раннего мела. Их морфология не всегда ясна из-за плохой обнаженности. На северо-западных подвернутых крыльях они, судя по занимаемой позиции, представляют собой взбросо-надвиги с падениями сместителей на юго-восток [7]. На противоположных крыльях некоторые из них также представляют собой взбросо-надвиги, но с обратным, северо-западным падением сместителей, как это показано для Улахан-Сисской антиклинали типичной веерообразной структуры. У остальных антиклиналей разломы на их юго-восточных крыльях, возможно, представляют собой сбросы. Таков, в частности, крупный Куларский сброс с опущенным на 2 км юго-восточным крылом, ограничивающий Центральную антиклиналь. На примерах Западного и Восточного разломов, ограничивающих ядро Улахан-Сисской антиклинали, показано, что в каждом из них выделяются хрупкопластичные и пластичные зоны скальвания. Первые, как и большинство обычных разломов, представляют собой сближенные зоны интенсивного смятия и дробления пород (каждая мощностью несколько метров), параллельные квиважу течения. Пластичные зоны скальвания характеризуются отсутствием ярко выраженных сместителей. Движения по ним осуществлялись в форме многочисленных дифференцированных трансляций по плоскостям квиважа течения. Пластичные зоны скальвания сопровождаются мелкими складками пластического течения (обычно сжатыми и изоклинальными), а также будинажем.

Ко второй системе относятся разломы субширотного (восток-северо-восточного) простирания, наискосок пересекающие разломы первой системы. Их немного, и они расположены в южной половине Куларского поднятия. Некоторые из них являются поддвигами (обратными надвигами) с падением сместителей к северо-западу. Положение этих разрывов частично повторяет пологие изгибы Улахан-Сисской и Центральной антиклиналей, из чего следует, что эти нарушения сформированы на этапе завершающегося максимального сжатия южной части поднятия. По возрасту они близки к разрывным нарушениям первой системы.

К третьей системе относятся многочисленные параллельные разрывы северо-западного простирания. Они пересекают и смешают складчатые структуры и разломы первой и второй систем, что доказывает их относительно более молодой возраст. Это в основном крутопадающие нарушения право- и левосдвиговых горизонтальных смещений – сбросы, реже сравнительно небольшие взбросы (2–3, иногда до 5–10 км). Их формирование, по-видимому, знаменует собой начало нового, рифтогенного этапа тектонического развития Куларского поднятия: заложение поперечных к его складчатым структурам многочисленных трещин начинающегося растяжения на континентальном

продолжении Усть-Ленского океанского рифта. Рифтогенная природа разломов этой системы подтверждается также их высокой современной сейсмичностью [10]. Разрывы северо-западного простирания образовались, вероятно, на рубеже раннего и позднего мела (в конце альба – начале сеномана), когда закладывалась гигантская рифтовая система Ледовитого (Евразийского) океанического бассейна и шельфа моря Лаптевых вслед за заключительным сжатием Куларского поднятия. Однако наличие сдвиговой составляющей у большинства разрывов северо-западного простирания может свидетельствовать о том, что начало рифтогенеза перекрылось во времени с заключительными малоамплитудными перемещениями Колымо-Омолонского супертеррейна по региональным сдвигам.

В триасовых и особенно пермских породах широко развит кливаж различной, в том числе субгоризонтальной ориентировки, сопровождавший складчатые деформации и образовавшийся примерно в одно время с разрывными нарушениями первой и второй систем. Кливаж, особенно субгоризонтальный, как видно в береговых обрывах р. Яна, сопровождается мелкими (от 0,1 до 3–4 м) лежащими изоклиналильными складками волочения. Субгоризонтальный кливаж течения широко проявлен и в пермских сланцах сводовых частей главных антиклиналей, особенно Улахан-Сисской. В широком ее своде трещины такого кливажа согласны с залеганием пластов перми, а на крыльях пересекают ее.

Со складчатостью и кливажем связаны проявления первого этапа метаморфизма верхнепермских пород, предшествовавшего внедрению гранитов. В наиболее ранних кварцевых жилах, в том числе пегматитовых и седловидных, содержатся включения хлорита, мусковита, альбита и пластинчатого ильменита, несомненно захваченных из вмещающих пород, уже метаморфизованных ко времени внедрения кварцевых жил в условиях зеленокаменной фации. По имеющимся данным трудно судить о типе метаморфизма. Это мог быть зонально проявленный региональный или, что более вероятно, динамотермальный метаморфизм. Указание на первый, догранитный этап метаморфизма интересно потому, что может служить косвенным подтверждением сильного сжатия Куларского поднятия и сопровождавшего его диапиризма при формировании сланцевых ядер антиклиналей.

Второй этап метаморфизма пермских пород в ядрах Улахан-Сисской и Центральной антиклиналей тесно связан со становлением Куларского гранитного батолита. О. А. Суставов [8] метаморфизм этих сланцев в ядре Улахан-Сисской антиклинали оценил как региональный зеленосланцевой фации. Различия в оценке типа метаморфизма в данном случае не принципиальны, поскольку сланцы внешних зон контактовых ореолов и проявлений регионального метаморфизма зеленосланцевой фации имеют почти одинаковый состав: кварц, серицит, мусковит, биотит, хлорит, углеродистое вещество, карбонаты, альбит.

В Куларском золоторудном районе [5] выделяются следующие рудные зоны: 1) Яно-Омолойская золоторудная, охватывающая структурно разнородную территорию Яно-Омолойского междуречья, включающую Улахан-Сисскую антиклинали, смежные части Центральной и Солурской антиклина-

лей и разделяющие их узкие синклиналильные зоны; 2) Центрально-Куларская золото-редкометаллическая, охватывающая центральные части Центральной и Солурской антиклиналей; 3) Кюндулюнская сурьмяная, приуроченная к погружающемуся северо-восточному продолжению Центральной антиклинали на правобережье р. Яна; 4) Кючусская золото-ртутно-сурьмяная, приуроченная к выделяемой нами зоне смятия вдоль левобережья р. Яна. Рудные формации с золотом представлены в пермских зонах золото-полисульфидно-кварцевой, золото-редкометаллической-кварцевой и золото-киноварно-антимонитовой. Последняя имеет наибольшее практическое значение, поскольку представлена крупным месторождением Кючус [1].

**Майский золоторудный район** – пример золотоносных интрузивно-купольных структур – подробно охарактеризован в [3, 4] и приурочен к сквозной зоне разломов северо-восточного простирания, а внутри неё к ареалу Кукевеевской интрузии, где доминируют разломы субширотного и близмеридионального простирания. Последние локализуют рудные зоны Майского золото-мышьяковисто-сульфидного месторождения.

Вмещающие породы, слагающие рудный район, представлены флишоидными песчано-глинистыми толщами и субаэральными вулканитами. По данным [2], флишоидные толщи имеют трехчленное строение.

Нижняя часть разреза (1,5–2 км) сложена мелкозернистыми хлоритизированными песчаниками и филлитизированными глинистыми сланцами нижнего-среднего триаса (гэсмыткунская и геунтовская свиты).

Средняя часть (до 2 км) представлена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и олигомиктовым песчаником среднего триаса, карния и низами норья (кевеевская, ватапваамская, релкувеевская и млелювеевская свиты). Верхи триасовых пород (5–1,8 км) сложены темноцветными аргиллитами, алевролитами и реже песчаниками (кувеевская, пырканайская и сыпучинская свиты). Отмечено заметное увеличение количества прослоев песчаников во флишоидных толщах с юга на север, что указывает на существование на севере (Куульское поднятие) в палеозое древних массивов суши (областей сноса). В пределах месторождений и рудопроявлений преобладают карнийские и норийские отложения, среднетриасовые толщи предполагаются только вблизи Кукенейского интрузива и в купольно-блоковой структуре Майского месторождения. Вулканогенные толщи распространены в южной части рудного узла и представляют собой северо-западную периферию Пегтымельского прогиба ОЧВП. Эффузивная толща сложена поздне меловыми игнимбритами, туфами и туфоконгломератами, андезитобазальтами и различными лавами и туфолавами кислого и среднего состава (кытанкайская свита) суммарной мощностью до 300–350 м.

На современном уровне эрозионного среза глубинные разломы Кукенейской зоны ТМА не проявляются в виде крупных тектонических швов. Сквозные шовные зоны этих разломов, по видимому, развиты в кристаллическом фундаменте, а в осадочном перекрывающем комплексе они трансформируются различными магматическим телами и многочисленными непротяженными разломами.



**Рис. 5. Положение Майского золоторудного района в магнитных полях (по Д. С. Зеленскому, 2008)**

1–5 – магнитное поле, интервалы значений 2,4–4,2 (1), 4,3–11 (2), 12–17 (3), 18–22 (4), 23–26 (5); 6 – граница рудного поля

Наиболее широко распространены разломы северо-западного и северо-восточного простирания, соответствующие поперечным и продольным зонам глубинных разломов. С юга рудный узел ограничивают субширотные дугообразные разломы и поля вулканитов Пегтымельского вулканопрогиба ОЧВП. В непосредственной близости к Кукенейскому массиву широко развиты пологопадающие и наклонные разломы типа нормальных сбросов и надвигов. Подобные структуры, по данным аэрофотоснимков, широко развиты также и на западном ограничении рудного узла. Они сопровождаются зонами мелкой складчатости, осложняющимися более крупными складками.

Разнонаправленная складчатость в сочетании с многочисленными пересекающимися разломами создает клавишно-мозаичную структуру рудного района. В его строении принимают участие следующие виды магматических пород: граниты Кукенейского массива; дайки пестрого состава, секущие как породы интрузива, так и осадочную толщу в пределах месторождений; вулканические породы, залегающие в 10 км южнее гранитного массива.

Важную роль в строении Майского рудного района играет Кукенейский гранитоидный массив, расположенный в центральной части района и хорошо вскрытый эрозией. В гравитационном и магнитном полях отчетливо фиксируется купольная структура (рис. 5), причем оруденение сосредоточено в её южной части.

Гранитный интрузив обнажен в северо-восточной части Кукенейской структуры и находится на пересечении нескольких зон разломов северо-восточного, северо-западного и широтного простирания. Массив располагается в четырехугольном

блоке, ограниченном с северо-запада сочленяющимися разрывами восток-северо-восточного и север-северо-восточного простирания, с востока разломом север-северо-восточного простирания и с юга широтным разломом. Выход интрузива на поверхность имеет форму сужающегося к северо-востоку овала, вытянутого в северо-восточном направлении на 13,5 км при максимальной ширине 5 км. Судя по размерам ореола контактового метаморфизма и геофизическим данным, юго-восточный и южный контакты интрузива более крутые (до 70°), местами до вертикальных, северный и северо-западный более пологие, до 45–30°.

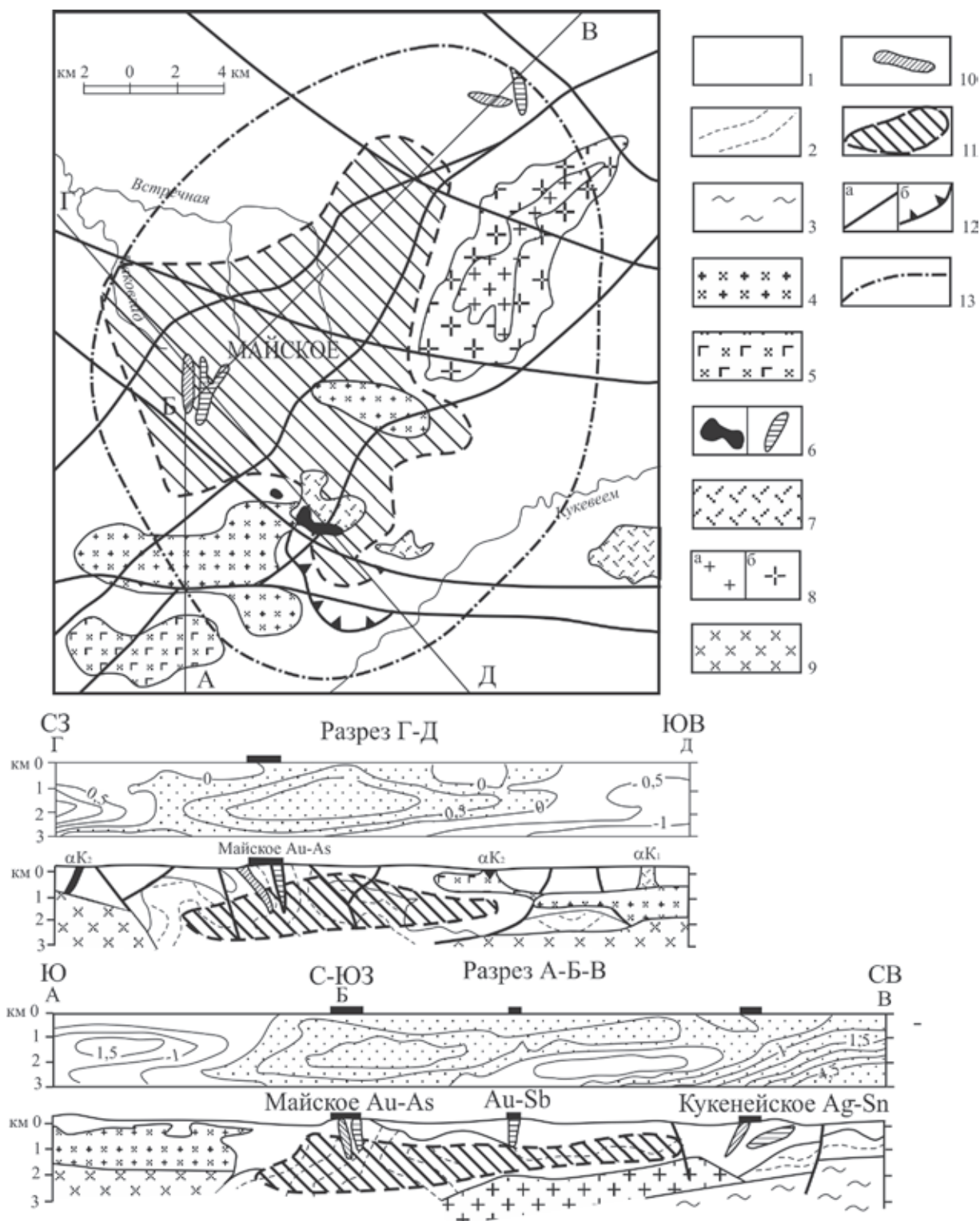
В юго-восточной части Кукенейского плутона на глубине находится, вероятно, нескрытый спутник массива, проявляющийся на поверхности в виде ореола слабого метаморфизма. По геофизическим данным и наличию ореола ороговикованных пород интрузивное тело предполагается под Майским месторождением. По находкам ксенолитов в поздних дайках долеритов и небольшому ореолу контактово-метаморфизованных пород в центральной части интрузив предполагается также на глубине – в пределах Промежуточного рудного поля.

Для формы Кукенейского массива характерна комбинация вертикального штока и горизонтального лакколитоподобного тела. Массив занимает площадь 40 км. Это интрузив с неавтономной геологической структурой, согласной с формой контактовой поверхности. Резко порфиридовидное строение гранитов и относительно большое количество ксенолитов вмещающих пород указывают на небольшую глубину его становления (очевидно, не более 1–2 км).

Лампрофиры встречены на юго-восточном фланге Кукенейского, а также в пределах субмеридиональных зон разломов Майского месторождения и северо-восточной периферии Промежуточного рудного поля (рудопроявление Низкое), где они вскрыты канавами, подземными горными выработками и выходят в естественных обнажениях, а также подсечены на глубине рядом буровых скважин. На Кукенейском месторождении они имеют преимущественно согласное с вмещающими породами залегание и являются по существу силлами. Породы этих даек в пределах рудного поля сильно изменены и могут быть диагностированы лишь приблизительно по отдельным реликтам.

Риолит-порфиры слагают ветвящиеся дайки субширотного простирания, протянувшиеся через все рудное поле Кукенейского месторождения более чем на 3 км (рис. 6). Они образуют также основную массу магматических пород Майского месторождения. Длина отдельных наиболее крупных тел достигает 1 км, мощность их 20–40 м, мощность мелких апофиз до 1 м. Дайки Кукенейского месторождения падают к северу под углами 60–30°, а на восточном фланге залегание выполаживается до 5–10°. Вдоль разлома, разделяющего западный и центральный блоки месторождения, на юге прослежена меридиональная дайка мощностью до 50 м, падающая к востоку. Кроме того, риолит-порфиры развиты на Майском месторождении. Эти породы имеют субвулканический облик, сильно изменены, осветлены, пиритизированы.

Дайка риолит-порфиров, подобная рассмотренным, обнаружена в гранитах Кукенейского массива, где она имеет меридиональное простирание,



**Рис. 6. Физико-геологическая схема Майского рудного района**

1 – верхний триас: переслаивание алевролитов, песчаников; 2 – нижний-средний триас (на разрезе): терригенные толщи с преобладанием углистых сланцев и алевролитов; 3 – терригенно-карбонатный палеозой (обнажается за пределами района); 4, 5 – скрытые ранне- и позднемеловые малые интрузии и субвулканические тела (4 – гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, монзонит-порфиры, 5 – трахибазальты, трахиандезитобазальты, андезиты, кварцевые андезиты); 6 – дайки, субвулканические тела (а – базальты, андезиты, б – липариты, дациты, липарито-дациты); 7 – вулканические покровы кислого-среднего состава; 8 – граниты Кукунейского массива (а – лейкократовые, б – биотитовые порфиroidные); 9 – гранитоиды мезоабиссального уровня, выделяемые по геофизическим данным; 10 – зоны золотой и золотосодержащей минерализации; 11 – бескорневая рудовмещающая линза триасовых пород повышенной плотности, насыщенная зонами интенсивной сульфидизации, кварцевыми жилами, дайковыми телами, сопровождаемыми контактовыми изменениями; 12 – разрывы (а – швы мощных разломов, б – надвиги); 13 – граница рудного района

мощность около 2 м и рассекает порфировидные граниты I фазы.

Данные абсолютного возраста показывают, что внедрение магматических тел укладывается в такую последовательность: дайки гранодиорит-порфиров и аплитов Майского месторождения – граниты Кукенейского массива – дайки лампрофиров – субвулканические тела риолит-порфиров Майского месторождения – дайки андезибазальтов и базальтов. Если опираться на стратиграфическую шкалу, то возрастной границей альба и сеномана следует считать примерно 100, а палеогена и мела 65 млн лет. Таким образом, граниты Кукенейского массива и гранодиорит-порфиры, аплиты и лампрофиры Майского месторождения – ранне-позднемиеловые образования, риолит-порфиры позднемиелового, а дайки андезибазальтов и базальтов палеогенового возраста. Эта возрастная последовательность согласуется с прямыми геологическими наблюдениями. Так, ксенолиты лампрофиров установлены в риолит-порфирах Майского месторождения, ксенолиты гранитов – в дайках андезибазальтов и базальтов на участке Промежуточный; граниты Кукенейского массива рассекаются дайками риолитовых порфиров и андезибазальтов. Совершенно очевидно, что рудные тела пересекают кислые верхнемиеловые субвулканические тела Майского месторождения и сформировались не позднее позднего мела. Поскольку существенных концентраций калиевых минералов в его рудах не выявлено, пытались определить абсолютный возраст по изотопному составу свинца галенитов. Все исследованные галениты имеют близкий изотопный состав свинца, что свидетельствует об их одновременном образовании из единого источника. В итоге получен модельный возраст галенитов 50–100 млн лет.

В гранитах Кукенейского массива на водоразделе ручьев М. Расковой и Сильный выявлена зона с дайками аплитов и жилами крупно- и мелкозернистого кварца, в том числе с кристаллами с необычайно четкими зонами роста (чередование молочно-белого и прозрачного кремнезема). Кроме кварца, в жилах отмечены флюорит и кальцит; из рудных минералов распространены молибденит, вольфрамит, касситерит, теллуриды висмута (тетрадимит), реже арсенопирит в сростаниях с халькопиритом и пиритом. В зонах брекчирования распространены халцедон-кварцевые гнезда с цеолитами, карбонатами и хлоритом. В кварц-флюоритовых прожилках выявлены арсенопирит и арсенаты урана, а также халькопирит, серебросодержащий галенит, сфалерит, отмечены гнезда арсенопирита, халькопирита, урановых слюдок, ковеллина и скородита. На водоразделе ручьев Флюоритовый и Останцовый прослежена 300-метровая кварц-флюоритовая жила с вкрапленностью пирита. Жилы и зоны брекчирования имеют субмеридиональное простирание, характерное для подавляющего большинства эпitherмальных жил района. Наибольший интерес представляют кварц (хлорит-флюорит-карбонат)-сульфидные жилы с арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, галенитом.

Анализ закономерностей регионального размещения месторождений и рудопроявлений в тектонических, геофизических и геохимических полях позволил установить, что они структурно связаны между собой в пределах своеобразной релаксационной зоны повышенной тектонической активности, сопровождающей становление интрузива. Зона

релаксации отчетливо фиксируется гравитационным уступом в поле силы тяжести, комплексными геохимическими аномалиями. В этой зоне практически все интенсивно дислоцированные породы, сопровождающие многочисленные разломы, содержат вкрапленные сульфиды (пирит, арсенопирит), в которых отмечается 0,5–3 г/т золота.

В этой же зоне формируются спутные рудовмещающие купола, положение которых определяется узлами пересечения крупных разломов. В дочерних купольных структурах локализируются многочисленные месторождения и рудопроявления золота, олова, серебра. Сравнительное изучение проявлений различных рудных формаций показывает, что для них характерно развитие сходных минералого-геохимических ассоциаций. Устанавливается своеобразная рудная зональность: по мере приближения к интрузиву зона эпitherмального золото-серебряного жильного оруденения сменяется зоной мезотермального золото-сульфидного вкрапленного оруденения, а в непосредственной близости к массиву располагаются касситерит-сульфидные и касситерит-кварцевые более глубинные тела.

Таким образом, в Кукенейском гранитном массиве и его экзоконтактной зоне локализованы рудопроявления радиоактивного сырья (пятиэлементной формации); к центральному интрузивно-купольному поднятю приурочено несколько месторождений и рудопроявлений касситерит-сульфидной (Кукенейское и Кевеемское) и золото-сульфидной формаций (Сильное, Марс). Месторождение Майское с золото-мышьяковисто-сульфидным вкрапленным оруденением и золото-серебряные месторождения Сопка Рудная, Промежуточное и другие рудопроявления расположены в спутных купольных структурах более мелкого порядка на продолжении меридиональных зон «скрытой» рудовмещающей трещиноватости в узлах пересечений широтных и северо-западных разломов.

Всё вышеизложенное позволяет сделать некоторые выводы:

– рудовмещающей формацией большинства рудных районов являются турбидиты в различных фациях проявления (проксимальные, дистальные и т. п.), нередко со значительной составляющей из вулканомиктового материала. Это в определенной степени подтверждает идею А. Д. Щеглова о «синхронном рифтогенезе» [11];

– в той или иной степени рудные районы выделяются как структуры поднятий в блоковой или складчатой форме. Иногда удается показать инверсионный характер таких поднятий [6];

– «амагматичные» рудные районы характеризуются исключительным развитием золото-кварцевой формации, тогда как в районах с широким проявлением магматизма (штоки, дайки пестрого состава и т. п.) эта формация второстепенна, и основную практическую значимость имеют золото-мышьяковистые и золото-сурьмяные месторождения, ассоциирующие с проявлениями олова и висмута;

– сравнительный металлогенетический анализ рудных районов может служить важным инструментом прогноза новых золоторудных районов и их оценки.

1. Берзон Р.О., Брызгалов И.А., Коньшев В.О. и др. Геологическое строение, минеральный состав и условия формирования золото-ртутного месторождения Ключюс

(Якутия, Россия) // Геология рудных м-ний. 1999. № 6. – С. 485–506.

2. *Бычков Ю.М., Дагис А.С., Архипов Ю.В.* Стратиграфия триасовой системы северо-востока Азии. – М.: Наука, 1979. – 262 с.

3. *Волков А.В., Сидоров А.А.* Уникальный золоторудный район Чукотки. – М.: Магадан, 2008. – 180 с.

4. *Волков А.В.* Месторождение Майское // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра / Ред. М.М. Константинов, И.С. Розенблюм, М.З. Зиннатуллин. – М., 1992. – С. 79–85.

5. *Ивенсен* и др. Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. – М.: Наука, 1975. – 336 с.

6. *Константинов М.М.* О роли рифтогенных структур в формировании золоторудных провинций // Руды и металлы. 2012. № 4. – С. 5–13.

7. *Парфенов Л.М., Оксман В.С., Шапкин М.М.* Средне-позднеюрские тектонические покровы Тас-Хаятахской зоны (горная система Черского) // Геология и геофизика. 1989. № 1. – С. 130–134.

8. *Суставов О.А.* Деформации жильного кварца при формировании золотого оруденения в черносланцевых толщах (Куларский район, Восточная Якутия) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 4. – С. 81–87.

9. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов. – М.: МАИК Наука, 2001. – 640 с.

10. *Фридовский В.Ю.* Золотоносные зоны скальвания Куларского сегмента (Восточная Якутия) // Проблемы геологии Сибири. – Томск, 1996. Т. 2. – С. 194–195.

11. *Щеглов А.Д.* Синхронный рифтогенез и оруденение // Геология рудных м-ний. 1997. Т. 39. № 2. – С. 115–126.

*Константинов Михаил Михайлович* – доктор геол.-минер. наук, профессор, гл. науч. сотрудник, ЦНИГРИ. <blagmet@tsnigri.ru>.

*Константиновский Александр Александрович* – доктор геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ЦНИГРИ. <blagmet@tsnigri.ru>.

*Наталенко Мария Владимировна* – канд. геол.-минер. наук, зав. лаб., ЦНИГРИ. <blagmet@tsnigri.ru>.