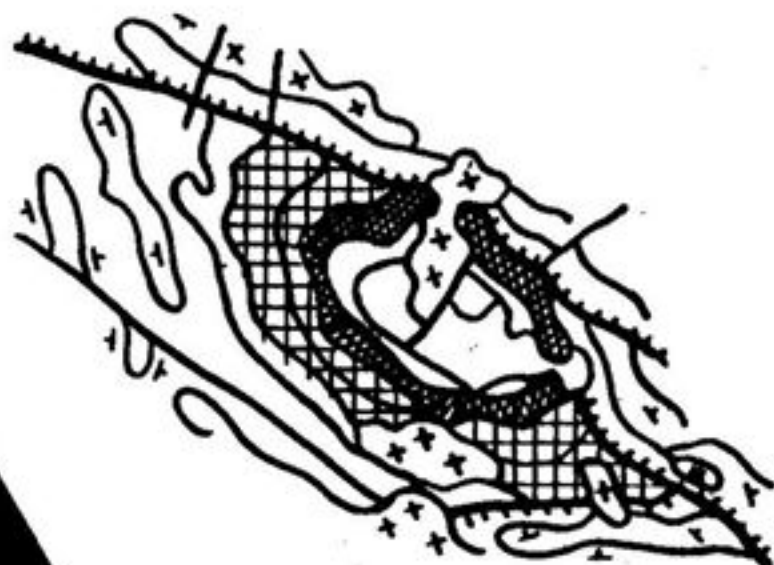
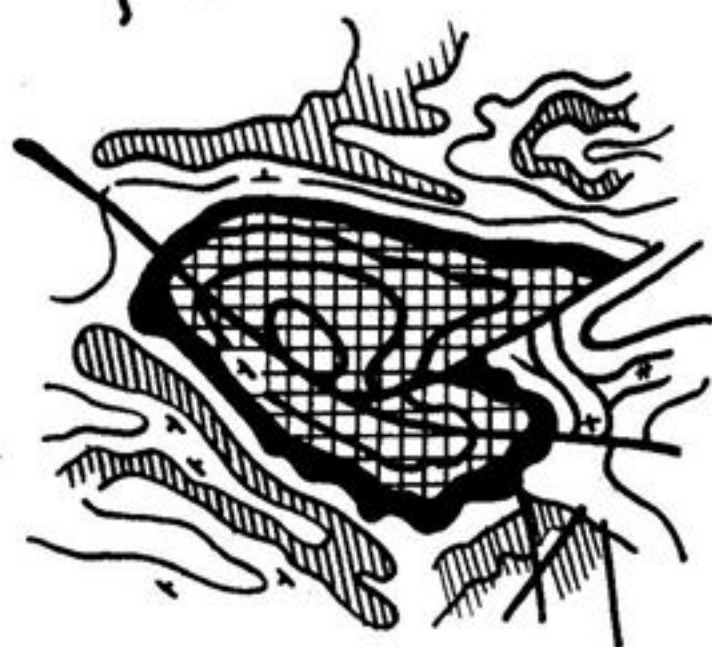
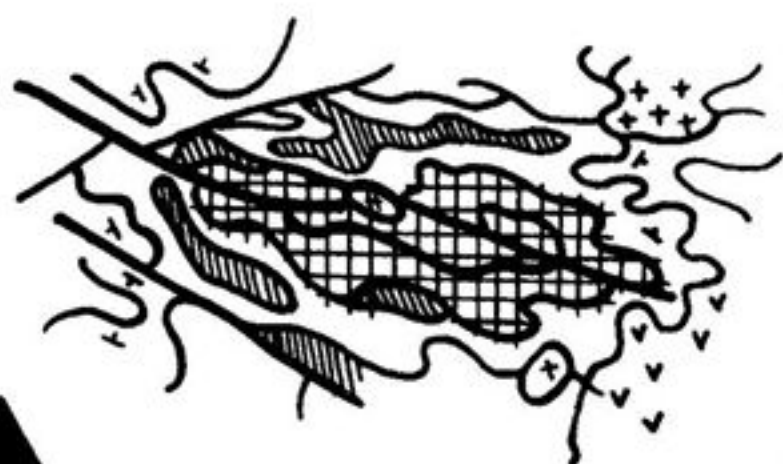


В. А. Буряк, И. С. Неменман, С. Г. Парада

МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ ПРИАМУРЬЯ



U S S R A C A D E M Y O F S C I E N C E S
FAR-EASTERN BRANCH
INSTITUTE OF TECTONICS AND GEOPHYSICS
U S S R M I N I S T R Y O F G E O L O G Y
FAR-EASTERN INSTITUTE OF MINERAL RESOURCES

V. A. Buryak, I. S. Nemenman, S. G. Parada

METAMORPHISM AND MINERALIZATION
OF BLACK SHALE SERIES OF PRIAMURYE

International geological correlation program

Project 254

Metalliferous black shales

VLADIVOSTOK
1988

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

В. А. Буряк, И. С. Неменман, С. Г. Парада

МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ ПРИАМУРЬЯ

Международная программа геологической корреляции

Проект 254

Металлоносные черные сланцы



ВЛАДИВОСТОК
1988

УДК 552.57+553.2

Б у р я к В. А., Н е м е н м а н И. С., П а р а д а С. Г. **Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья.** Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 116 с.

На основе новых данных освещаются геология, стратиграфия, состав, метаморфизм и металлогения углеродистых толщ региона. Основное внимание уделено характеристике рудовмещающих углеродистых толщ, генезису оруденения, представленного кварцевожилковой малосульфидной и прожилково-вкрапленной кварцево-сульфидной формациями, раскрытию связи оруденения с метаморфизмом, выявлению природы рудолокализирующих метаморфических куполов. Детально рассматривается метаморфическая зональность в размещении минерализации.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением рудных месторождений, металлогенией, литологией и метаморфизмом.

Ил. 21, табл. 26, библи. 73.

Издано по решению Редакционно-издательского совета
Дальневосточного отделения АН СССР

Ответственный редактор
академик Ю. А. К о с ы г и н

Рецензенты д-р геол.-минер. наук Г. В. Р у ч к и н, канд. геол.-минер. наук
В. Б. Т р о я н

B u r y a k V. A., N e m e n m a n I. S., P a r a d a S. G. **Metamorphism and mineralization of black shale series of Priamurye.** Vladivostok: Far-Eastern Branch Acad. Sci. USSR, 1988. 116 p.

Geology, stratigraphy, composition, metamorphism and metallogeny of carbonaceous series of the region are considered on the basis of new data. The attention is mainly concentrated on the characteristics of the ore-bearing carbonaceous series, genesis of mineralization, presented by minor-sulfide quartz-vein and stringer-impregnated quartz-sulfide formations, revealing mineralization — metamorphism relationship, origin of ore-localizing metamorphic domes. Metamorphic zoning in mineralization displacement is outlined in detail. The book is intended for broad circles of geologists, occupied with ore deposits metallogeny, lithology and metamorphism.

Fig. 21, tabl. 26, ref. 68.

Published by a decision of
Editorial Council of the Far-Eastern Branch
of the Academy of Sciences of the USSR

Editor-in-chief: Y. A. K o s y g i n, Academician

Reviewers: G. V. R u c h k i n, Doctor of Geological-Mineralogical Sciences
V. B. T r o y a n, Candidate of Geological-Mineralogical Sciences

© ДВО АН СССР, 1988 г.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема генезиса и закономерностей размещения руд различных металлов в углеродистых толщах привлекает все более пристальное внимание специалистов. Накапливается все больше данных, свидетельствующих о важной роли для формирования оруденения не только состава и фациальных условий накопления углеродистых толщ, но и последующих процессов их преобразования, включая катагенез, региональный и дислокационный метаморфизм и гранитизацию. Устанавливается также важная роль разрывных и дислокационно-складчатых структур, структурных и литолого-геохимических экранов. Между тем изученность всех этих вопросов, несмотря на значительный объем выполненных исследований, остается недостаточной, что, вполне понятно, сдерживает разработку формационных основ классификации как самих углеродистых толщ, так и развитого в них оруденения, прежде всего применительно к целям его прогнозирования и поисков.

В настоящей работе на примере геологически хорошо изученных Ниманского, Верхнеселемджинского и Кербинского металлогенических районов Среднего Приамурья сделана попытка охарактеризовать эти факторы и показать их роль в формировании и размещении золотого оруденения, развитого в углеродистых толщах и представленного малосульфидной кварцевожильной и прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной формациями. Основное внимание уделено описанию углеродистых толщ, их составу, условиям накопления и метаморфическим преобразованиям. Особое место в работе отводится также вопросам метаморфической зональности в распределении минерализации и природе метаморфизма и метаморфических куполов.

Рассматриваемые районы изучались ранее Г. П. Воляровичем, С. Д. Шером, В. Г. Моисеенко, Г. И. Неронским, Г. В. Беляевой, Л. В. Эйришем, В. Ф. Зубковым, В. Д. Мельниковым, Н. С. Остапенко, О. Ф. Шишкановой, А. В. Махининым и многими другими геологами. Ими основное внимание уделялось вопросам стратиграфии осадочно-метаморфических толщ, магматизму, общей характеристике и закономерностям размещения оруденения. Роль вмещающих углеродистых толщ на его формирование специально не рассматривалась и не оценивалась, хотя в определенной мере и затрагивалась, прежде всего в работах В. Г. Мои-

сеенко, Г. И. Неронского, В. Д. Мельникова и Л. В. Эйриша.

Основой настоящей работы послужили личные полевые исследования авторов в рассматриваемых районах в 1976—1985 гг. Производилось детальное изучение и геолого-структурное картирование отдельных рудоносных участков и указанных районов в целом с составлением карт метаморфической зональности и выполнением специальных тематических работ по изучению литофаций и Р—Т-условий метаморфизма. Выполнено в общей сложности 280 полных химических анализов пород, 700 определений кларковых содержаний металлов в породах и минералах, 285 специальных анализов по определению Сорг, более 1,5 тыс. спектральных анализов на различные элементы и пр. Широко использованы, кроме того, данные, полученные другими исследователями по различным регионам СССР.

В работе приняты следующие сокращения:

Ab — альбит	Gros — гроссуляр
Akt — актинолит	Kzo — клиноцоизит
Alm — альмандин	Mu — мусковит
Am — амфибол	Qv — кварц
Ap — анортит	Ph — фенгит
Bi — биотит	Pu — пироп
Chl — хлорит	Spes — спессартин
Ep — эпидот	Stil — стильномелан
Gr — гранат	Sph — сфен

ГЛАВА I

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕГИОНА

Рассматриваемый регион охватывает территорию восточной ветви Монголо-Охотской складчатой системы, примыкающей с юга к Сибирской платформе и обрамляющей с севера и северо-востока Буреинский массив (рис. 1). Сложен регион неравномерно метаморфизованными палеозойскими (?) углеродсодержащими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, выступающими среди более молодых мезозойских структур, выполненных геосинклинальными и орогенными осадочными и магматическими формациями (рис. 2).

Углеродисто-метаморфические рудовмещающие толщи слагают своеобразную тектоническую структуру: Селемджино-Кербинский выступ по В. В. Онихимовскому (1960), или геоантиклинальное поднятие по Л. В. Эйришу (1977). В его пределах выделяются три основных металлогенических района: Селемджинский, Ниманский и Кербинский, расположенные соответственно в бассейнах Селемджи, Нимана и Керби. Эти районы были объединены В. Т. Матвеевко (1973) в Селемджино-Кербинскую металлогеническую зону, которая является частью выделенной ранее более крупной Главной (Приамурской) зоны Монголо-Охотского пояса (Воларович, 1960; Радкевич, Моисеенко, 1966).

Интрузивные магматические породы в пределах Селемджино-Кербинской зоны имеют ограниченное распространение. Выделяются два разновозрастных комплекса: позднепалеозойский интрузивный и позднемезозойский вулканоплутонический. К первому относятся Ингаглинский и Лукачекский гранитоидные массивы и габброиды, развитые в бассейне р. Хэргу, ко второму (позднемезозойскому) — эффузивы Умлекано-Огоджинской вулканической зоны, субвулканические образования и малоглубинные гранитоиды. Жильный комплекс магматических пород представлен многочисленными позднемезозойскими дайками диоритовых порфиритов, микродиоритов, микрогаббро. Значительно реже наблюдаются дайки кислого состава: аплитов, гранит-порфиоров и фельзитов.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ

Данные о возрасте рудовмещающих углеродистых толщ региона неоднозначны и, как показано Л. В. Эйришем (1977), про-

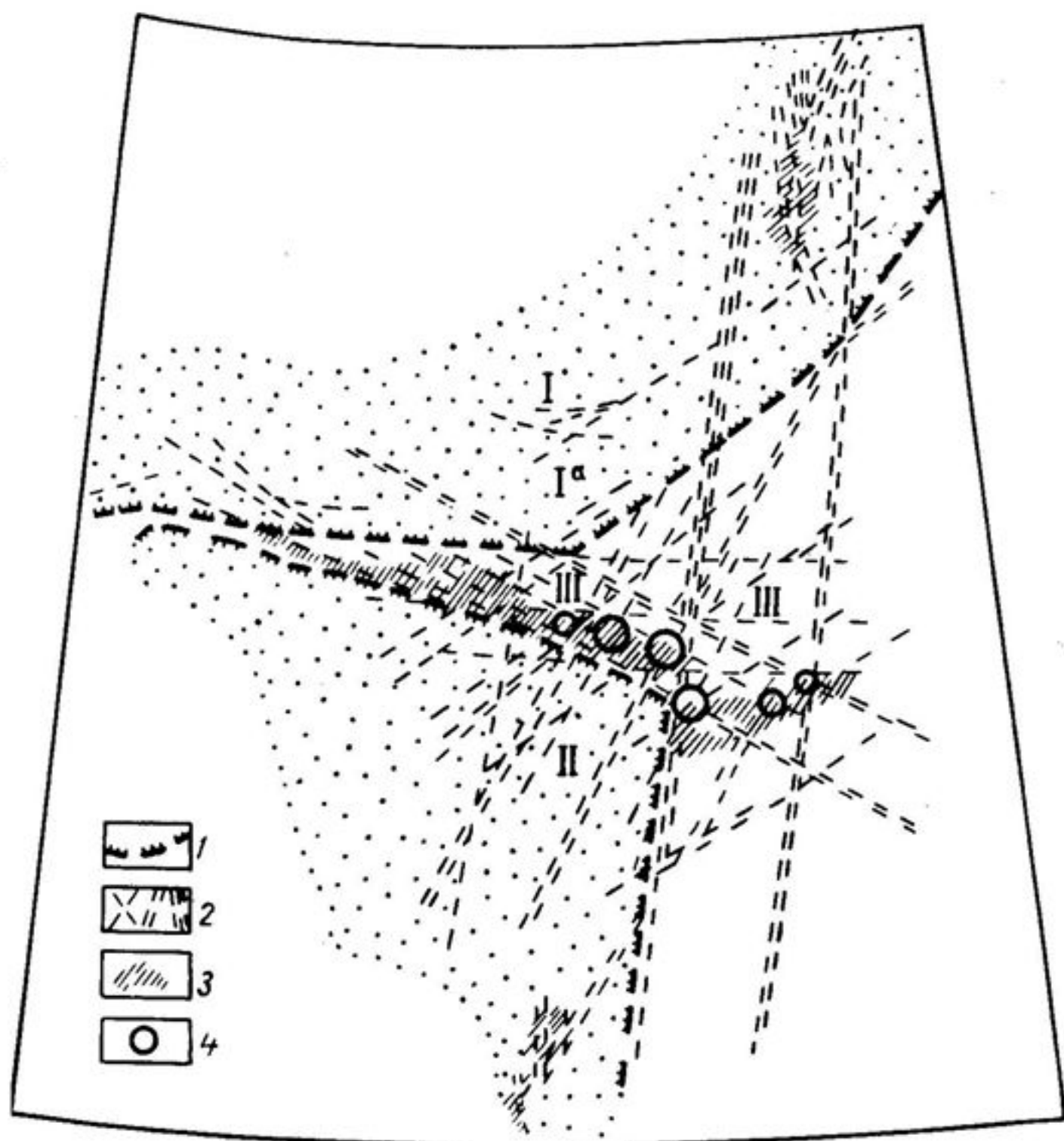


Рис. 1. Геотектоническая позиция Приамурья и положение углеродистых толщ
 I — «жесткие» платформенного типа структуры с ограничивающими их глубинными разрывами системы краевых швов; 2 — зоны глубинных разломов (одна линия — разломы третьего ранга, две — второго ранга, три — первого ранга); 3 — основные зоны распространения углеродистых толщ; 4 — метаморфические купола и основные узлы развития кварцевых жил (показано схематически).
 I — Сибирская платформа, включая активизированную область Становика-Джугджура (I^a); II — Буреинский массив; III — Амуро-Охотская геосинклинальная складчатая область

тиворечивы. М. С. Нагибина, Н. П. Саврасов и некоторые другие геологи неоднократно отмечали, что эти породы отличаются от среднепалеозойских отложений, развитых в пределах хребтов Тукурингра и Соктахан, литологически, характером складчатости и повышенным метаморфизмом. Пермские и верхнетриасовые конгломераты, развитые на окраине Селемджино-Кербинского поднятия, по данным А. В. Махинина, В. Ф. Зубкова и В. Ф. Сигова, содержат гальку рассматриваемых углеродистых толщ. По наблюдениям М. С. Нагибиной, в песчаниках силура бассейна р. Нора встречаются обломки филлитов, кварц-слюдяных и



Рис. 2. Схематизированная геологическая карта Селемджинско-Кербинской зоны. 1—7 — рудовмещающий углеродисто-метаморфический комплекс (PZ₁₋₃). Свиты: 1 — амнусская (PZ_{2-3am}), 2 — экинчанская (PZ_{2-3ek}), 3 — токурская (PZ_{2-3tk}), 4 — сагурская (PZ_{1-2sg}), 5 — золотоустовская и талыминская (PZ_{1-2zl}, tl), 6 — самырская и афанасьевская, верхняя подсвита (PZ_{1-2sm}, af₂), 7 — ипатинская, саларинская и афанасьевская, нижняя подсвита (PZ_{1-2ip}, sl, af₁); 8 — вулканогенно-осадочные породы палеозоя; 9 — терригенно-осадочные породы мезозоя; 10 — мезозойские вулканиты преимущественно кислого (а) и преимущественно основного (б) состава; 11 — гранитоиды Бурейнского массива; 12 — палеозойские (?) гранитоиды; 13 — мезозойские гранитоиды; 14 — минеральные формации кварцевожильного (а), сульфидно-вкрапленного (б) и редкометалльного (в) типов; 15 — аллювиальные отложения (а), в том числе продуктивные (б)

хлорит-актинолитовых сланцев метаморфического комплекса. В самих метаморфических сланцах в бассейне р. Нилан Н. П. Саврасовым была отмечена (единичная находка) докембрийская водоросль *Coprophiton* (?). Эти данные привели к представлениям о докембрийском возрасте рассматриваемых углеродисто-метаморфических толщ (Геология СССР. Т. 19. 1966). Позже верхняя возрастная граница метаморфического комплекса стала определяться поздним палеозоем по следующим соображениям. В верхнем течении р. Селемджа в породах, увязывающихся литологически и структурно с верхними частями разреза углеродистых толщ — с токурской, экимчанской и амнусской свитами, В. Г. Григорьевым собрана флора, которая по определениям Г. П. Радченко, Е. Ф. Петровой-Залесской и Н. М. Петросян относится к позднему девону—раннему карбону. В верховьях р. Угахан в нижних частях разреза, в мынской свите (аналог афанасьевской свиты бассейна р. Хэргу), А. В. Махиным обнаружена фауна, отнесенная Г. Р. Шишкиной к раннему—среднему девону. В аналогичных по возможному стратиграфическому положению породах, расположенных южнее изучаемой территории, также обнаружен комплекс позднепалеозойской фауны (Сидоров, Кириллова, 1982). Метаморфический комплекс прорван ингаглинскими гранитоидными интрузиями, возраст которых, определенный в лаборатории ВСЕГЕИ по ряду образцов (К—Аг-метод), составляет 240—260 млн. лет. В то же время, по данным Г. И. Неронского (1968), К—Аг-возраст этой же интрузии гранитоидов оказался равным 461 млн лет. В. Г. Моисеенко (1965) отмечает в связи с этим, что расхождения в определении возраста могут быть обусловлены не только недостатками К—Аг-метода, но и наличием разновозрастных интрузий в пределах Ингаглинского гранитоидного массива. В Ниманском районе К—Аг-возраст мусковитов из ипатинской и самырской свит, обычно относимых к докембрию, оказался равным 385 и 425 млн лет соответственно (возраст определен нами в масс-спектрометрической лаборатории Ростовского государственного университета объемным методом). Эти цифры отвечают силуру и девону и, вероятно, соответствуют возрасту метаморфизма указанных свит.

Таким образом, приведенные выше данные ограничивают возраст самых верхних свит рудовмещающего разреза поздним девоном—ранним карбоном. Низы разреза отвечают скорее всего позднему силуру—раннему девону. Возможно, что самые нижние толщи (саларинская свита) еще более древние.

В связи с вышеизложенным нами принята схема стратиграфии, приведенная на рис. 3. Соответствующим образом трактуются и структурные особенности региона.

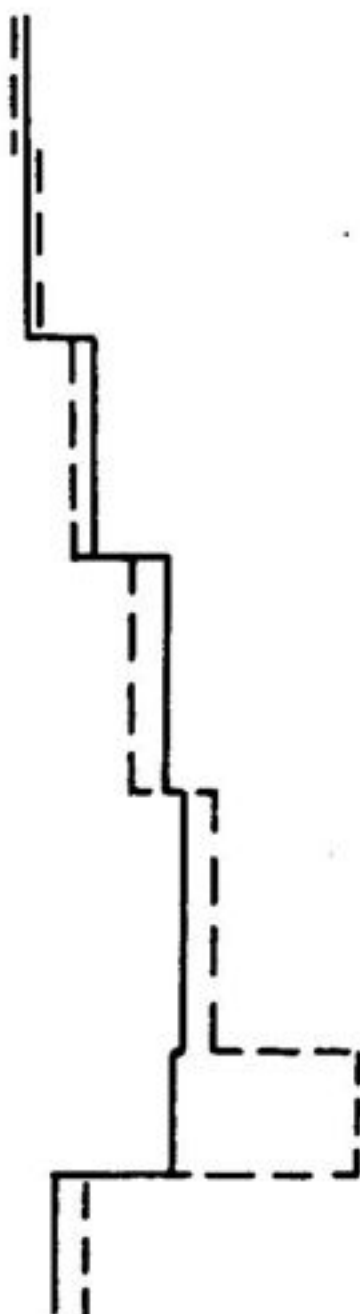
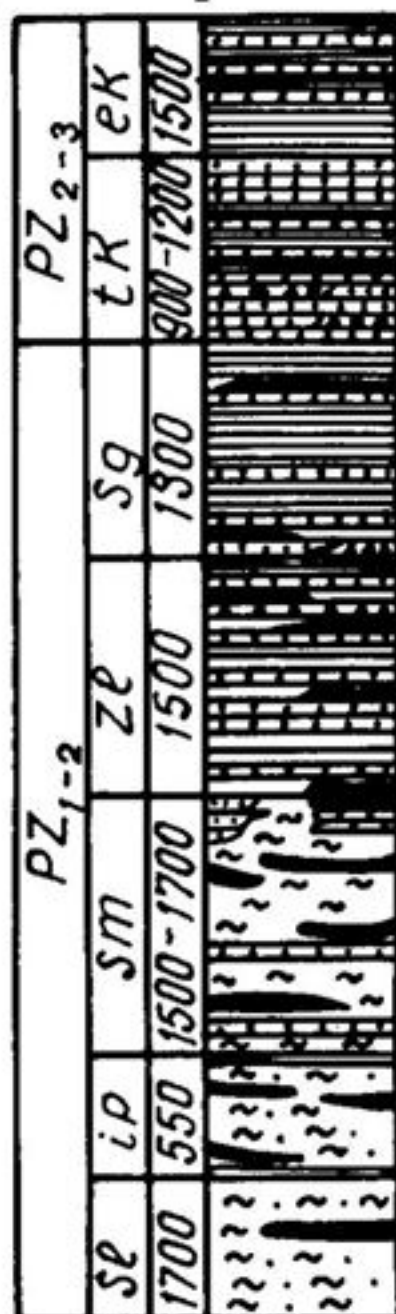
Ниманский район охватывает бассейны верхних правых притоков р. Ниман. Основу его геологического строения составляет крупное куполовидное поднятие — Правобуреинский метаморфический купол по Л. В. Эйришу (1968), или Софийский купол

А	Характеристика пород		
	Возраст	Свита	Мощность
PZ ₂₋₃	P ₂		3500
		Амурская	700
		Зимчанская	700 - 1500
		Токурская	900-1200
		Сагурская	1400 - 2000
		Златоустовская	800 - 1500
PZ ₁₋₂		Самырская	700 - 1700
		Ипачинская	700
		Саларинская	1800

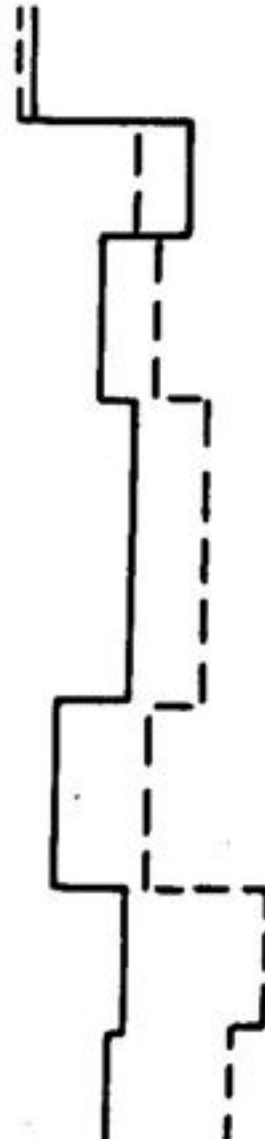
Рис. 3. Литолого-стратиграфические колонки углеродисто-метаморфических пород по Ниманскому (I), Селемджинскому (II) и Кербинскому (III) районам: 1 — контрастно-полосчатые графитистые кварц-альбит-слюдяные сланцы; 2 — альбит-слюдяные сланцы; 3 — горизонты седиментационных брекчий; 4 — метаморфизованные вулканиты; 5 — россыпи (б) в стратиграфическом разрезе, в усл. единицах

Б

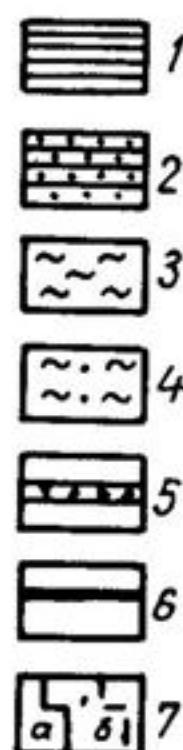
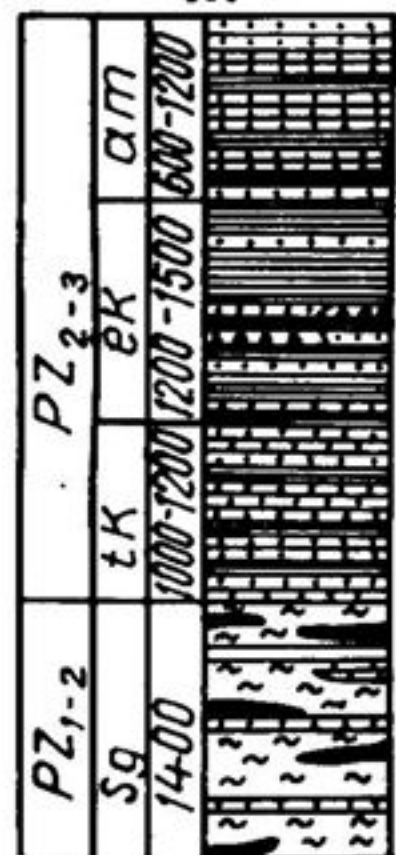
I



II



III



толщ Саяно-Кербинской металлогенической зоны: А — сводная, Б — част-
 I — углеродистые глинистые сланцы и филлиты; 2 — метанесчанки; 3 —
 порфирообластические графитосодержащие слюдяно-кварц-альбитовые сланцы,
 основного состава (зеленые сланцы); 7 — распределение минерализации (а) и

по авторам «Геологической карты региона БАМа» (1979). В сводовой части купола обнажаются самые древние и наиболее высокометаморфизованные породы — метаморфические образования саларинской и ипатинской свит (PZ_{1-2}). Крылья купола сложены породами самырской и златоустовской свит (PZ_{1-2}). Ядро Олгинской синклинали выполнено отложениями токурской и экимчанской свит (PZ_{2-3}).

Саларинская свита (PZ_{1-2sl}) представлена монотонными по внешнему облику крупно- и среднезернистыми графитсодержащими кварц-мусковит-альбитовыми сланцами с крупными порфиробластами альбита, придающими породам гнейсовидный облик и очковое строение. Мощность свиты не менее 1800 м.

Ипатинская свита (PZ_{1-2ip}) сложена аналогичными, обычно более мелкозернистыми сланцами, содержащими пласты и прослой зеленых сланцев и кварцитов. Мощность ее 700 м.

Самырская свита (PZ_{1-2sm}) объединяет кварц-слюдяно-альбитовые графитистые сланцы с характерными контрастно-полосчатыми текстурами, редкие пласты интенсивно рассланцованных метапесчаников и прослой зеленых и слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов. Мощность 1700 м.

Златоустовская свита (PZ_{1-2zl}) сложена переслаивающимися пачками серых рассланцованных метапесчаников и темно-серых филлитовидных углеродистых сланцев, при преобладающей роли первых. В виде редких пластов и прослоев встречаются зеленые и слюдяно-кварцевые сланцы и кварциты. Отмечаются линзы мраморизованных известняков. Общая мощность свиты достигает 1500 м.

Сагурская свита (PZ_{1-2sg}) характеризуется преобладанием темно-серых и черных филлитовидных углеродистых сланцев с прослоями серых рассланцованных метапесчаников и редкими пластами серицит-кварцевых сланцев и кварцитов, зеленых сланцев и мраморизованных известняков. Мощность свиты 1200—2000 м.

Токурская свита (PZ_{2-3tk}) состоит в основном из серых рассланцованных песчаников при подчиненной роли глинистых сланцев, алевролитов и конседиментационных брекчий. Мощность 900—1200 м.

Экимчанская свита (PZ_{2-3ek}) представлена темно-серыми и черными филлитизированными углисто-глинистыми и алевроитовыми сланцами с редкими прослоями серых рассланцованных песчаников. Мощность 700—1500 м.

Селемджинский район расположен в бассейне верхнего течения р. Селемджа. Позднепалеозойской (?) интрузией ингаглинских гранитоидов и меловыми вулканитами Умлекано-Огоджинской зоны район разделен на два крупных узла: восточный Харгинский и западный Токур-Сагурский. Тектоническое строение Харгинского узла определяют три куполовидных структуры —

Афанасьевский, Эльгоканский и Неэргенский купола (Эйриш, 1968, 1972). В ядрах куполов выходят самые древние в районе метаморфические образования афанасьевской свиты (PZ_{1-2}), крылья структур и межкупольные пространства выполнены отложениями талыминской и сагурской свит (PZ_{1-2}). Основными структурными элементами Токур-Сагурского узла являются Челогорская и Сагурская куполовидные антиклинали (Эйриш, 1972). Ядра антиклиналей сложены породами сагурской свиты (PZ_{1-2}), а крылья — токурской, экимчанской и амнусской свитами (PZ_{2-3}).

Афанасьевская свита (PZ_{1-2af}) подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита сложена средне- и мелкозернистыми графитсодержащими кварц-мусковит-альбитовыми сланцами с редкими прослоями зеленых и слюдяно-кварцевых сланцев. Мощность ее не менее 600 м. Верхняя подсвита представлена полосчатыми кварц-слюдяно-альбитовыми графитистыми сланцами, пластами рассланцованных метапесчаников с прослоями зеленых и слюдяно-кварцевых сланцев. Мощность верхней подсвиты 1100 м. По литологическому составу и текстурно-структурным особенностям пород нижняя подсвита афанасьевской свиты сопоставляется с ипатинской и частично с саларинской свитами, а верхняя подсвита — с самырской свитой Ниманского района.

Талыминская свита (PZ_{1-2tl}) включает рассланцованные метапесчаники, пачки переслаивания рассланцованных метапесчаников с филлитовидными углеродистыми сланцами, редкие прослои зеленых и слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов, линзы мраморизованных известняков. В основании ее присутствуют 100—220-метровые пласты зеленокаменных пород, выделенных Л. В. Эйришем (1968) в эльгинский горизонт. Общая мощность свиты 1400—1500 м. По фациальным особенностям, мощности, положению в стратиграфическом разрезе талыминская свита сопоставляется со златоустовской Ниманского района.

Сагурская свита (PZ_{1-2sg}) представлена филлитовидными углеродистыми сланцами, пачками флишоидного переслаивания филлитовидных сланцев с рассланцованными метапесчаниками, а также редкими пластами рассланцованных метапесчаников, кварцитов и зеленых сланцев, линзами мраморизованных известняков. Мощность ее 1500 м.

Токурская свита (PZ_{2-3tk}), так же как и в Ниманском районе, отличается преимущественно псаммитовым составом. В средней и верхней частях ее разреза появляются прослои филлитизированных углисто-глинистых и алевролитовых сланцев, пласты и линзы седиментационных брекчий. Мощность свиты 600—700 м.

Экимчанская свита (PZ_{2-3ek}) сложена доминирующими филлитизированными углисто-глинистыми и алевроитовыми аспидными сланцами. Характерны пачки ритмичного переслаива-

ния алевропелитовых сланцев и рассланцованных песчаников. Седиментационные брекчии слагают отдельные маломощные линзы среди песчаников и связаны с ними постепенными переходами. Мощность свиты 650—800 м.

Амнусская свита (PZ_{2-3am}) характеризуется появлением в ее разрезе массивных зеленовато-серых полимиктовых песчаников и линз гравелитов. В целом состав свиты существенно песчаниковый. Мощность ее 500—700 м.

Кербинский район охватывает правобережье р. Керби и верховья р. Нилан, в структурном отношении представляет собой крупную антиклиналь, сложенную породами сагурской (PZ_{1-2}), токурской, экимчанской и амнусской (PZ_{2-3}) свит. В участках резкого воздымания шарнира антиклинали вскрываются два небольших слабоэродированных купола — Сивакский и Гонгренский (Эйриш, 1964, 1972). К ним приурочены узлы сосредоточения россыпей.

Сагурская свита (PZ_{1-2sg}) обнажается в ядрах куполов, сложена на 80—90% углеродсодержащими метаалевропелитами. Иногда отмечаются пачки флишоидного переслаивания алевропелитов и песчаников, маломощные прослои зеленых сланцев и линзы мраморизованных известняков. Мощность свиты не превышает 1400 м.

Токурская свита (PZ_{2-3tk}) представлена грубым переслаиванием метаморфизованных песчаников и алевролитов и мощными пластами метапесчаников, содержащих редкие маломощные прослои алевропелитов. Для верхов свиты характерно тонкое ритмичное переслаивание. Мощность свиты 1000 м.

Экимчанская свита (PZ_{2-3ek}) характеризуется преобладанием темно-серых филлитизированных углисто-глинистых и алевролитовых сланцев и пачек тонкого флишоидного переслаивания этих пород. Ее мощность 1200—1500 м.

Амнусская свита (PZ_{2-3am}) включает существенно песчаниковые отложения, чередующиеся с пачками ритмичного переслаивания углисто-глинистых сланцев, углистых алевролитов и песчаников. Встречаются пестроокрашенные кремнисто-глинистые сланцы и метакремни. Мощность свиты 600—1200 м.

В целом анализ ранее накопленных данных и выполненные авторами наблюдения позволяют заключить, что рассматриваемые углеродсодержащие толщи региона включают единый эволюционно накапливающийся и развивающийся геосинклинальный разрез. Существенных перерывов и тем более стратиграфических несогласий в пределах рудовмещающей части не устанавливается. Постепенно, по мере перехода от нижних частей разреза к верхним, уменьшается роль вулканогенных образований за счет усиления терригенных, уменьшается роль кремнистых и увеличивается роль карбонатных пород, глубоководные условия сменяются мелководными, что свидетельствует о постепенном общем воздымании территории и принадлежности рассматри-

ваемых толщ к единой регрессивной серии, накапливающейся на фоне многочисленных тектонических импульсов, выразившихся в наличии дробного тонкого переслаивания пород.

Несмотря на значительную территориальную удаленность друг от друга, Ниманский, Селемджинский и Кербинский районы характеризуются однотипным набором пород и однотипным строением разреза, что свидетельствует о выдержанности фациальных условий, приводящих к накоплению углеродсодержащих рудовмещающих толщ, на большие расстояния по латерали и во времени.

Обращает на себя внимание также общая повышенная суммарная мощность пород разреза, вмещающих оруденение, включая нижние вулканогенно-осадочные толщи и верхние слабометаморфизованные. Судя по вскрытой части разреза, она достигала 12—14 км.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ

Оруденение, развитое в углеродистых толщах всех трех районов, однообразно, как и сами рудовмещающие толщи, и является типоморфным для таких толщ. Представлено оно, как и в других регионах развития углеродистых толщ (Буряк, 1982), двумя минерально-формационными золотоносными типами:

1. Кварцевыми, кварц-альбитовыми и кварц-карбонатными жилами и прожилками малосульфидной, по классификации Н. В. Петровской (1960), формации.

2. Рассеянной вкрапленностью и прожилками сульфидной и кварцево-сульфидной формаций.

Кварцево-жильное оруденение развито наиболее широко, отмечается в различных пачках и свитах, характеризуется россыпеобразующей способностью. Его основные особенности:

1) тесная зависимость состава жил и прожилков от состава вмещающих метاپород (в кварцевых песчаниках и кварцитах жилы кварцевые, в полевошпатовых песчаниках, кварц-плагиоклазовых сланцах и метаэффузивах — кварц-альбитовые, в альбититах — альбитовые и кварц-альбитовые, в известковистых сланцах и известняках — кварц-кальцитовые и кальцитовые);

2) выдержанность минерального состава на больших расстояниях (в случае однообразного состава вмещающих пород) по латерали и вертикали;

3) низкое (0,05—2%) содержание сульфидов (главные — арсенопирит ± пирит; второстепенные — галенит, сфалерит, халькопирит; редко встречающиеся — блеклые руды, антимонит);

4) присутствие шеелита, магнезиально-железистых карбонатов;

5) контроль в размещении складчатыми, кливажными, складчато-разрывными и разрывными структурами синскладчатого и

позднескладчатого этапов деформаций, в том числе разрывами согласными межпластовыми и внутрипластовыми, секущими и согласно секущими;

6) более ранний возраст по сравнению с интрузивными магматическими породами постскладчатого орогенного этапа;

7) зависимость состава и характера минерализации, включая пробность самородного золота, от степени метаморфизма вмещающих толщ.

Сульфидно-вкрапленная минерализация имеет в регионе относительно слабое распространение. Основная причина этого — пониженное количество тонкозернистых пелитовых отложений в разрезе, являющихся, как установлено (Буряк, 1978, 1982; Буряк, Парада, 1981б), благоприятными фациями для значительного развития такого оруденения. Повышенная металлоносная сульфидная вкрапленность и прожилки фиксируются также в пачках углеродисто-кремнистых отложений, представляющих, вероятнее всего, метаморфизованные кремнистые осадки гидротермально-осадочного генезиса.

Минеральный состав сульфидов такой же, как и в кварцево-жильной формации. Обычно преобладает арсенопирит, что согласуется с повышенным содержанием мышьяка и пониженным содержанием серы в углеродистых толщах региона. Реже арсенопирит и пирит содержатся в равных количествах. В незначительных количествах отмечаются халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, антимонит, шеелит, самородное золото. Последнее, в отличие от золота кварцево-жильной формации, в основной массе тонкодисперсное, трудноизвлекаемое, сконцентрировано в сульфидах. Выделения повышенных размеров (сотые—десятые доли миллиметра) присутствуют, но в незначительных количествах. Значительное число их отмечается лишь в зоне окисления, как результат их гипергенного укрупнения. В связи с этим зоны сульфидной вкрапленности (в тех случаях, когда в них нет кварцевых жил и прожилков) могут не сопровождаться существенными россыпями и в целом играют в их формировании ограниченную роль.

О возрасте рудоносной минерализации, развитой в углеродистых толщах, можно судить по данным Е. А. Радкевич и В. Г. Моисеенко (1966). Эти исследователи указывают на находки в юрских конгломератах бассейна рек Огоджа, Нора и Большая Эльга гальки минерализованного кварца малосульфидной формации. Кроме того, на многих участках установлено пересечение рудоносных кварцевых жил и зон сульфидной вкрапленности штоками и дайками гранитоидов и кварцевых порфиров мезозойского возраста (Моисеенко, 1965). Все это свидетельствует о доюрском возрасте оруденения. Выполненные В. Д. Мельниковым и Э. С. Овчарек (1969) определения радиологического возраста К—Аг-методом окolorудных изменений и различных даек подтверждают эти данные.

Кроме этой минерализации, имеющей для региона решающее значение, отмечается и более молодая слабо проявленная, наложенная, судя по геологическим наблюдениям, на рассматриваемую. По данным определения абсолютного возраста К—Аг-методом (Мельников, Овчарек, 1969), она имеет позднемеловой возраст. Эта минерализация пространственно тесно связана с мезозойскими гранитоидами, накладывается на них, ассоциируя с проявлениями олова, молибдена, вольфрама, ртути. В ряде случаев отмечены мелкие рудопроявления свинца, цинка, меди.

Проявления перечисленных металлов образуют фрагмент близмеридионального редкометального Хингано-Охотского пояса, выделенного Е. А. Радкевич (Радкевич и др., 1965) и проходящего через восточную часть Правобуреинского купола на север к Охотскому побережью и на юг к Хинганскому хребту. Пояс занимает секущее положение по отношению к простиранию складчатых структур Монголо-Охотской области. Россыпи для него не характерны. В местах совместного развития кварцевых жил палеозойского и мезозойского возраста устанавливается пересечение первых последними. Отмечены случаи пересечения последними и мезозойских даек, которые, в свою очередь, секут палеозойские жилы малосульфидной формации.

Все это вполне определенно указывает на развитие в регионе двух разновозрастных минеральных парагенезисов: 1) ранних палеозойских прожилково-вкрапленной сульфидной и кварцево-жилевой малосульфидной формаций, избирательно пространственно приуроченных к углеродистым толщам, и 2) более поздних слабо проявленных мезозойских, характеризующихся присутствием редкометальной минерализации, занимающих секущее положение по отношению к простиранию углеродистых толщ и не зависящих от их распространения.

В дальнейшем изложение и анализ фактического материала будут даваться по первой группе минеральных образований как представляющих основной предмет исследований в регионе.

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ

Для выявления приуроченности оруденения к каким-либо стратиграфическим уровням нами были учтены по системе баллов и статистически обработаны все известные проявления минерализации и россыпи, развитые среди углеродисто-метаморфических пород региона, уточнено их стратиграфическое положение. Результаты изображены на рис. 3,Б. Устанавливается следующее.

1. Минерализация, прежде всего кварцево-жилевая, хотя и с неодинаковой интенсивностью, проявлена по всему стратиграфическому разрезу. Наиболее обедненными являются крайние его члены — саларинская и амнусская свиты.

2. Повышенное количество минерализованных жил приуроче-

но к определенным литолого-стратиграфическим уровням — структурно-геохимическим экранам (избирательная приуроченность выражена не контрастно). В роли геохимических экранов выступают пачки и толщи алевросланцевых пород повышенной мощности, залегающие над песчаниковыми и песчаносланцевыми породами, представленными дробным переслаиванием сланцев и песчаников. Локализаторами рудоносных жил служат также пачки зеленых сланцев и рассланцованных основных пород (в силу повышенной железистости), особенно в случае переслаивания их с алевросланцевыми углеродистыми отложениями.

В связи с наличием фациальных изменений в строении разреза в различных районах отмечаются свои определенные уровни повышенной рудоносности. Общая для всех трех районов слабо выраженная тенденция — повышение продуктивности оруденения от верхних стратиграфических уровней к нижним по мере возрастания роли вулканогенных образований в строении разреза («зеленых» сланцев, метакремней и кварцитов гидротермально-осадочного генезиса, туффицитов и пр.).

3. Максимумы рудоносности в разных районах приходятся на различные стратиграфические уровни. Так, в Селемджинском районе наибольшей продуктивностью характеризуются экимчанская, сагурская и афанасьевская свиты. В Кербинском районе также наиболее минерализованы экимчанская и сагурская свиты, но в Ниманском районе картина иная. Здесь максимум минерализации приходится на самырскую свиту. В целом намечаются три основных стратиграфических уровня преимущественной ее локализации в регионе — экимчанская, сагурская и афанасьевская (самырская) свиты. Эти свиты представлены различно метаморфизованными, наиболее тонкозернистыми, преимущественно алевролитовыми породами, обогащенными рассеянным органическим веществом. Свиты, в пределах которых проявления минерализации практически отсутствуют, сложены главным образом монотонными метапсаммитами. В этом проявляется довольно четкий литологический контроль оруденения в изучаемых районах.

Детальное рассмотрение частных стратиграфических разрезов и анализ расположения в них минерализации показывает, что в пределах выделенных стратиграфических уровней она локализуется неравномерно, преимущественно в нижних частях алевропелитовых толщ на контакте с подстилающими песчаниковыми толщами, и то лишь в том случае, когда эти толщи слагают антиклинальные структуры, на что уже обращалось внимание (Эйриш, 1972). В Ниманском районе экимчанская свита сохранилась в ядре Олгинской синклинали и поэтому лишена проявлений, в то время как в двух других районах эта свита, участвуя в строении Челогорской, Толоканской и других куполовидных антиклиналей, наиболее насыщена минерализованными кварцевыми жилами.

ГЛАВА II

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ, ИХ ВЛИЯНИЕ НА ОРУДЕНЕНИЕ

Углеродистые породы рудовмещающего комплекса имеют довольно однообразный минеральный состав. Основные минералы, содержащиеся в них, типичны для метапелитов зеленосланцевой фации метаморфизма. К ним относятся кварц, альбит, хлорит и светлые слюды. Эти минералы имеют сквозное распространение на всех стратиграфических уровнях рудовмещающего разреза. С усилением метаморфизма к ним добавляются эпидот, цоизит, стильпномелан, затем биотит и гранат.

Породы одного стратиграфического уровня имеют не только одинаковый минеральный состав, но и сходные текстурно-структурные особенности. Поэтому петрографическое описание углеродисто-метасоматических пород рудовмещающего комплекса приводится далее в обобщенном виде сразу по трем районам. Соответствующие различия там, где они существенны, будут оговорены в тексте. Привязка описаний стратиграфическая. Выделяются следующие основные разновидности пород, типоморфные для региона.

Графитсодержащие парасланцы характерны для саларинской, ипатинской и афанасьевской свит, представляют собой серые сравнительно крупнозернистые породы порфировластовой и лепидогранобластовой структуры, сланцеватой текстуры. Состоят они в основном из альбита (25—35%), мусковита (20—30%), кварца (10—20%), хлорита (10—15%). Часто отмечается эпидот (5—10%), в незначительных количествах присутствуют хлорит и кальцит.

Альбит отмечается в виде двух генераций: первая — относительно мелкие (от 0,2 до 1,0 мм) зерна, ассоциирующие с кварцем и другими минералами, составляющими кристаллический базис; вторая — крупные (от 0,5 до 5 мм) порфировласты с включениями углеродистой пыли, граната, хлорита и слюд. По оптическим свойствам альбиты этих двух генераций не отличаются друг от друга. Содержание анортитовой молекулы в них не более 7—8% (Nr 1,527—1,531). Мусковит чаще всего крупночешуйчатый, голубоватый, насыщен углеродистой пылью. Размеры его по длинной оси от 1 до 3—4 мм, двупреломление 0,0285—0,034. Хлорит в гломеробластовых скоплениях плеохроирует от желтого по Nr до густо-зеленого по Ng; величина скоплений до 1 мм,

размер отдельных зерен в скоплениях от 0,2 до 0,5 мм, № 1,576—0,6005. Эпидот образует зерна (0,06—0,3 мм) неправильной формы и зернистые агрегаты величиной 0,04—0,15 мм.

Постоянно в небольших количествах присутствуют хорошо образованные кристаллы сфена и апатита. Часто отмечаются бледно-зеленый биотит, почти всегда замещенный хлоритом, и гранат существенно альмандинового состава. Иногда гранат частично замещается серицит-хлоритовыми тонкозернистыми агрегатами.

Углеродистое вещество повсеместно присутствует в виде пылевидных скоплений в породообразующих метаморфических минералах: альбите, мусковите, хлорите, гранате. Наиболее крупные выделения располагаются между зернами минералов. Часто углеродистое вещество сконцентрировано в близпараллельные полосы, фиксирующие реликтовую полосчатую текстуру осадков.

Графитистые кварц-слюдяно-альбитовые сланцы характерны для самырской свиты и верхней подсвиты афанасьевской свиты, отличаются специфическими контрастно-полосчатыми текстурами. Светлые полосы состоят преимущественно из кварца, в меньшей степени из альбита и серицита, темные — из мусковита, хлорита, углеродистого вещества, стильпно-мелана, сфена и турмалина. Часто в темных полосах отмечаются хлоритизированный биотит, гранат. Размер зерен кварца и альбита 0,1—0,4 мм. Альбит (№ 1,529—1,531) часто насыщен углеродистой пылью. Мусковит слабо-зеленый, в крупных (0,2—1,0 мм по длинной оси) чешуйках и волокнистых агрегатах (двупреломление 0,03—0,034). Хлорит светло-зеленый, изотропный, в виде удлиненных табличек и призмочек размером 0,2—0,3 мм (№ 1,577—1,600). Стильпномелан темно-бурый, плеохроирует до черного, образует сноповидные агрегаты. Углеродистое вещество отмечается в виде пылевидных скоплений (0,1—0,2 мм) и чешуек в минералах и межзерновом пространстве.

Филлитовидные углеродистые сланцы характерны для златоустовской и сагурской свит, состоят из мусковита (30—40%), альбита (20—25%), кварца (20—30%), хлорита (5—10%) и углеродистого вещества. В небольших количествах присутствуют стильпномелан, лейкоксен и турмалин. Мусковит представлен мелкочешуйчатой (0,2—0,8 мм) разностью — серицитом, имеющим бледно-желтый цвет и двупреломление 0,026—0,028. Альбит серый за счет включений углеродистой пыли, размер зерен 0,2—0,4 мм, № 1,5285—1,530. Хлорит бледно-зеленый, изотропный, в чешуйках и табличках величиной 0,1—0,25 мм (№ 1,593—1,608). Стильпномелан представлен хаотически разбросанными иголочками и их сноповидными агрегатами. Углеродистое вещество отмечается в виде ориентированных по сланцеватости пылевидных агрегатов и мелких выделений размером 0,1—0,2 мм.

Углисто-глинистые сланцы, углистые алевриты и рассланцованные песчаники характерны для токурской, экимчанской и амнусской свит, имеют хорошо сохранившиеся текстурно-структурные признаки осадочных пород. Углисто-глинистые и алевритовые сланцы состоят из тонкозернистого (0,01—0,02 мм) кварц-альбитового агрегата с взаимно проросшими чешуйками слюды и хлорита. Слюда представлена мелкими (не более 0,06 мм по длинной оси) бесцветными чешуйками с низким (0,017) двупреломлением, характерным для иллита. Хлорит светло-зеленый, N_p 1,593—1,605; N_r альбита 1,528—1,530. Углистое вещество распространено равномерно по всей породе. В незначительных количествах присутствуют пятнообразные скопления лейкоксена и турмалина.

Метапесчаники обладают слабовыраженной сланцеватой текстурой и бластопсаммитовой структурой. Обломочный материал представлен угловато-окатанными зернами кварца, калишпата и плагиоклазов величиной от 0,1 до 0,6 мм. Обычно плагиоклазы и калишпат замещены альбитом. Иногда отмечаются единичные зерна sdвойникованных плагиоклазов. По результатам замеров на федоровском столике, номера их варьируют от 6 до 20. Цемент песчаников полностью перекристаллизован в тонкозернистый (0,02—0,04) хлорит-серицит-кварц-альбитовый агрегат, в котором равномерно рассеяно Сорг. В небольших количествах отмечаются лейкоксен и турмалин.

В Селемджинском районе породы токурской, экимчанской и амнусской свит постоянно содержат незначительную примесь кальцита, входящего в основную ткань алевропелитов и цемент песчаников в виде тонких (до 0,1 мм) прожилков и отдельных крупных (до 0,4 мм) табличек.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ТОЛЩ

Петрогенные компоненты. Химический состав рассмотренных разновидностей углеродистых пород Селемджинского, Ниманского и Кербинского районов приведен в табл. 1, 2 и на рис. 4. Анализ этих данных и детальное изучение пород позволили выделить среди них два геохимических типа: натриевый (табл. 1) и калиевый (табл. 2).

Породы с натриевым типом щелочности характеризуются повышенным (для метапелитов) содержанием Na_2O (2,43—4,87%) при «нормальном» содержании K_2O (2,19—4,21%). Отношение Na_2O/K_2O колеблется от 0,67 до 2,22. При переводе процентных содержаний окислов в атомные количества величина отношения Na_2O/K_2O становится не менее единицы, т. е. натрий преобладает над калием. Это отражено на рис. 4 левым наклоном сплошных векторов.

Породы с калиевым типом щелочности характеризуются обычными (для метапелитов) содержаниями Na_2O (0,10—1,41%)

Химический состав черносланцевых толщ с натриевым типом щелочности

№ п/п	Сви- та	Кол- во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	CO ₂	C _{орг}	п.п.л.	Сум- ма	Na ₂ O/ K ₂ O
1	ek	3	62,60	0,89	18,17	1,92	3,42	0,08	1,72	0,38	3,16	4,14	Сл.	0,19	0,53	3,59	100,07	0,76
2	tk	1	61,20	0,96	18,24	1,22	4,67	0,09	1,97	0,39	3,16	4,21	He обн.	0,10	0,59	3,68	100,01	0,77
3	sg	7	64,85	0,69	16,87	1,91	3,67	0,10	1,59	0,68	3,21	3,76	0,01	0,23	0,62	2,88	100,21	0,85
4	zl	7	64,61	0,75	16,74	1,52	3,87	0,06	1,52	0,57	2,70	4,03	0,08	0,25	0,96	3,23	99,32	0,67
5	sm	5	65,22	0,71	16,78	1,48	3,49	0,08	1,19	0,80	2,82	3,96	0,12	0,15	0,61	3,57	100,10	0,71
6	ip+sl	8	66,17	0,72	15,56	1,37	3,95	0,19	1,84	1,45	2,86	3,96	0,05	0,36	0,30	2,67	99,86	0,72
7	ek	3	73,34	0,65	13,17	0,77	2,85	0,08	0,95	0,18	3,29	3,08	0,01	0,29	0,21	2,12	99,76	1,07
8	tk	6	72,72	0,54	13,79	1,86	1,52	0,05	0,85	0,44	3,07	2,36	0,01	0,25	0,17	2,27	100,25	1,30
9	sg	2	73,10	0,39	13,69	1,72	1,70	0,03	0,66	0,40	4,51	3,14	0,02	0,31	0,17	1,61	100,08	1,44
10	zl	5	74,03	0,40	13,10	0,93	2,27	0,04	0,61	0,62	3,67	2,27	He обн.	0,18	0,37	1,82	100,02	1,62
11	sm	3	74,03	0,32	13,51	1,29	1,63	0,04	0,78	0,83	3,43	2,53	—	0,18	0,31	1,21	100,23	1,35
12	ip+sl	6	71,08	0,52	14,16	1,13	2,68	0,11	1,10	1,28	3,09	3,11	0,12	0,53	0,24	1,91	100,17	0,99
13	ek	17	61,50	0,79	16,65	1,35	3,89	0,09	2,86	1,40	2,81	4,07	0,30	1,12	He ан.	2,63	98,60	0,69
14	tk	4	60,32	0,74	16,30	0,75	4,62	0,06	3,64	2,12	3,58	3,18	0,21	2,36	—	4,79	100,03	1,12
15	sg	11	61,26	0,77	16,49	1,47	4,73	0,07	3,39	1,41	2,43	3,56	0,18	0,99	He ан.	3,27	98,85	0,68
16	tl	4	67,15	0,67	14,88	1,17	3,34	0,09	1,62	1,56	2,74	3,37	0,06	1,00	0,33	2,83	99,42	0,81
17	af ₂	9	64,48	0,79	15,91	1,70	4,52	0,08	1,73	0,82	2,52	3,15	0,04	0,74	0,58	3,74	99,44	0,80
18	af ₁	4	66,61	0,87	16,45	1,19	3,65	0,10	1,11	1,54	2,96	2,98	0,11	1,57	0,28	2,91	100,37	0,99
19	am	10	69,38	0,58	13,87	0,86	2,25	0,07	1,64	1,97	4,87	2,19	0,14	He ан.	He ан.	He ан.	99,81	2,22
20	ek	5	64,82	0,64	14,98	0,70	3,99	0,04	2,09	1,06	4,40	2,91	0,09	—	—	3,34	98,97	1,51
21	tk	11	65,19	0,70	14,81	1,45	3,48	0,07	1,68	1,94	3,72	3,27	He обн.	1,56	0,06	2,14	99,22	1,14
22	sg	10	74,27	0,41	11,98	1,12	1,79	0,07	0,88	1,59	3,65	1,87	0,10	2,20	He ан.	3,33	100,96	1,95
23	tl	7	76,08	0,51	10,93	0,64	3,11	0,05	1,21	0,92	1,79	2,21	0,05	0,63	0,29	2,33	99,80	0,81
24	af ₂	8	71,04	0,61	13,80	1,56	2,71	0,08	1,14	1,20	3,35	2,52	0,12	1,21	0,27	2,37	100,38	1,33
25	am	2	63,90	0,76	17,13	0,70	4,30	0,06	1,64	0,99	3,14	3,62	He обн.	0,19	0,67	3,52	99,76	0,87
26	ek	14	64,91	0,71	16,89	0,91	3,93	0,05	1,51	0,66	3,47	3,48	Сл.	0,18	0,52	3,22	99,74	1,00
27	tk	7	64,85	0,83	16,63	1,24	3,59	0,08	1,50	0,81	3,60	3,51	0,02	0,08	0,50	3,08	99,72	1,03
28	sg	21	66,87	0,82	16,26	1,32	3,55	0,13	1,59	0,76	3,43	3,32	Сл.	0,22	0,43	3,11	100,05	1,03

29	am	4	69,90	0,50	14,32	0,94	2,32	0,04	1,16	1,45	3,59	2,82	0,01	0,64	0,16	2,82	99,84	1,27
30	ек	7	71,53	0,37	14,49	0,56	2,17	0,02	1,16	0,61	3,80	2,95	He обн.	0,28	0,17	2,10	99,76	1,29
31	tk	9	69,47	0,59	14,75	1,08	2,62	0,05	1,39	0,95	4,00	2,74	—	0,21	0,18	2,18	99,82	1,46
32	sg	2	69,12	0,66	13,62	1,12	2,83	0,05	1,52	2,58	3,32	2,49	—	1,45	0,13	3,34	99,86	1,33

Примечание. Ниманский металлогенный район. 1—6 — метapelиты; 1, 2 — углисто-глинистые сланцы, 3, 4 — филлитовидные углеродистые сланцы, 5 — контрастно-полосчатые графитистые кварц-слюдяные сланцы, 6 — графитодержащие альбит-порфирированные кристаллосланцы; 7—12 — метапсаммиты; 7, 8 — альбитизированные песчаники, 9, 10 — рассланцованные альбитизированные метapесчаники, 11 — контрастно-полосчатые слюдяно-кварцевые сланцы, 12 — альбит-порфирированные кристаллосланцы.

Верхнеселемджинский металлогенный район. 13—18 — метapelиты; 13, 14 — углисто-глинистые сланцы, 15, 16 — филлитовидные углеродистые сланцы, 17 — контрастно-полосчатые графитистые кварц-слюдяные сланцы, 18 — графитодержащие альбит-порфирированные сланцы; 19—24 — метапсаммиты; 19—21 — альбитизированные песчаники, 22, 23 — рассланцованные альбитизированные метapесчаники, 24 — контрастно-полосчатые слюдяно-кварцевые сланцы.

Кербинский металлогенный район. 25—28 — метapelиты; 25 — углисто-глинистые сланцы, 26, 27 — филлитовидные углеродистые сланцы, 28 — контрастно-полосчатые графитистые кварц-слюдяные сланцы; 29—32 — метапсаммиты; 29, 30 — альбитизированные метapесчаники, 31, 32 — рассланцованные альбитизированные метapесчаники.

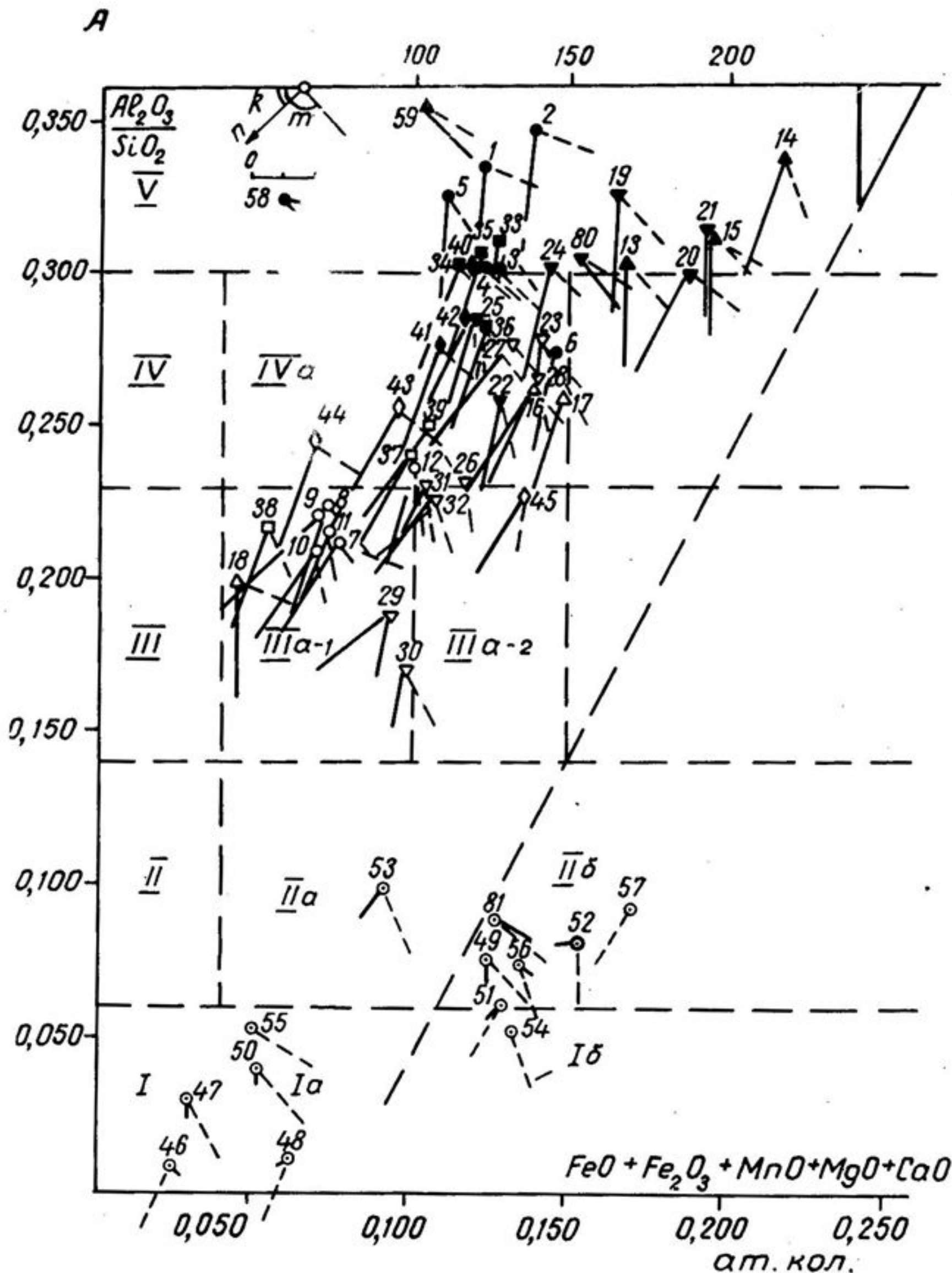
Свиты: am — амнусская, ек — эжимчанская, tk — токурская, sg — сагурская, zl — златоустовская, tl — талыминская, sm — самырская, af — афанасьевская, sl — саларинская, ip — ипатинская.

Таблица 2

Химический состав черносланцевых толщ с калиевым типом щелочности

№ п/п	Сви-та	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	CO ₂	C _{орг}	п.п.п.	Сум-ма	Na ₂ O/K ₂ O
1	ек	13	87,25	0,30	3,22	3,27	0,53	0,29	0,33	0,23	0,09	0,76	0,24	0,08	0,54	1,72	98,35	0,12
2	zl	5	56,32	0,69	12,82	0,26	5,04	0,13	4,44	4,89	0,69	3,49	0,20	8,20	0,15	11,16	99,80	0,20
3	zl	3	56,62	1,01	19,49	2,49	5,25	0,05	3,82	0,85	1,41	4,98	He ан.	0,36	He ан.	4,80	100,33	0,28
4	af ₂	2	63,11	0,83	16,56	1,80	5,16	0,06	2,33	0,21	1,38	4,33	—	0,48	0,33	3,32	99,90	0,32
5	zl	4	52,60	0,45	14,52	0,64	1,56	0,02	0,84	0,42	0,27	4,69	0,02	0,20	22,3	23,80	100,03	0,06

Примечание. Западный фланг Селемджинского района: 1 — кремнистые сланцы и кварциты, 2 — карбонатные слюдяно-кварцевые сланцы, 3 — контрастно-полосчатые слюдяно-кварцевые сланцы. Восточный фланг Селемджинского района: 4 — углеродистые филлиты. Ниманский район: 5 — высокоуглеродистые филлитовидные сланцы. Наименование свит см. в табл. 1.



и высокими K_2O (3,41—4,98%). Отношение Na_2O/K_2O варьирует от 0,06 до 0,28. В атомных количествах величина этого отношения несколько повышается, но не превышает 0,5, т. е. содержание К не менее чем в 2 раза больше, чем Na. На рис. 4 калиевый тип

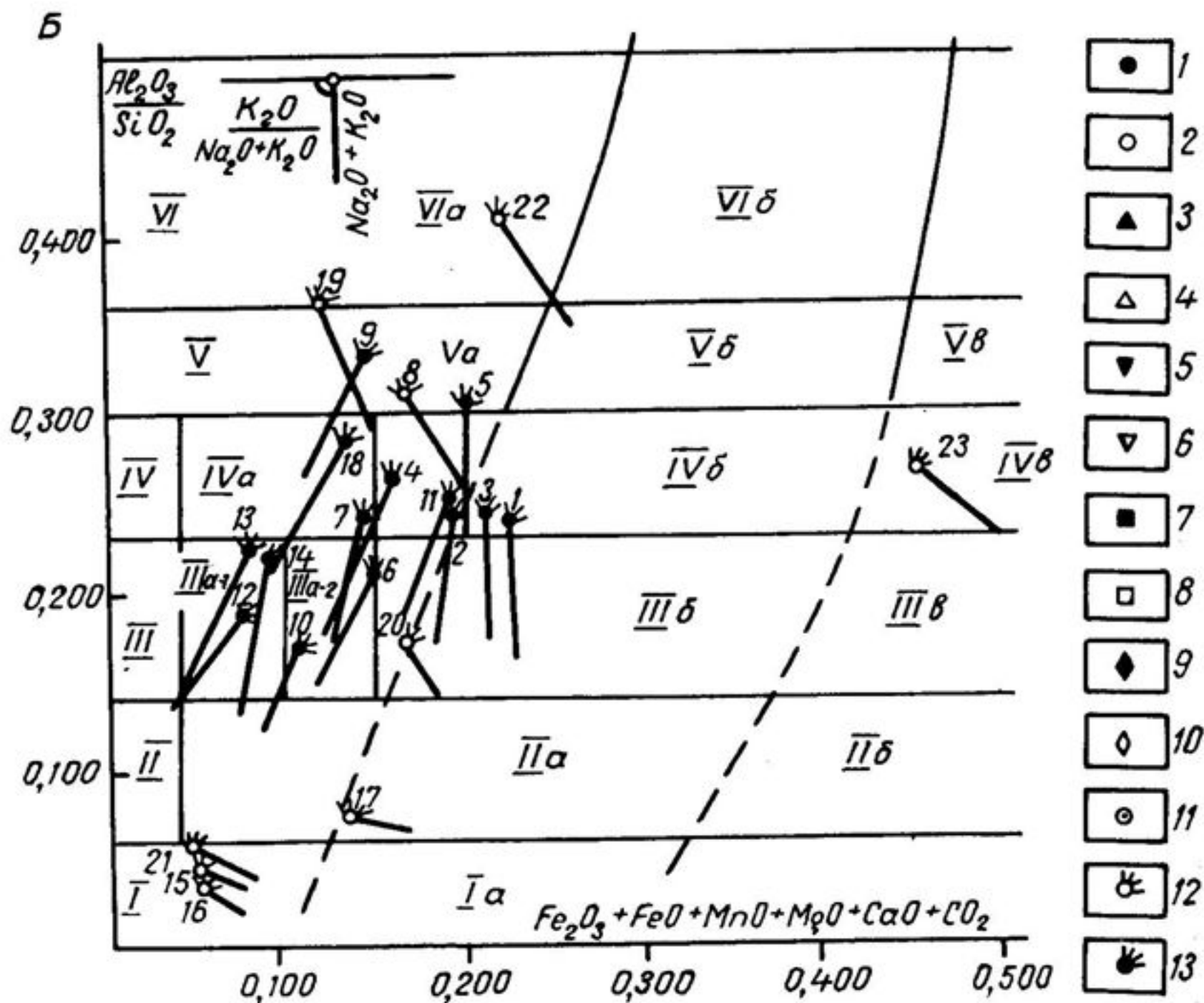


Рис. 4. Положение углеродисто-метаморфических пород на аВ-диаграмме А. Н. Неелова (А), в том числе пород, вмещающих оруденение сульфидно-вкрапленного и кварцевожильного минерально-морфологических типов (Б)

1, 2 — Ниманский район: 1 — метапелиты, 2 — метапсаммиты; 3—6 — Селемджинский район: 3 — метапелиты и 4 — метапсаммиты Токур-Сагурского узла, 5 — метапелиты и 6 — метапсаммиты Харгинского узла; 7—10 — Кербинский район: 7 — метапелиты и 8 — метапсаммиты Сивакского узла, 9 — метапелиты и 10 — метапсаммиты Гонгрэнского узла; 11 — кварциты; 12—13 — оруденение: 12 — сульфидно-вкрапленное, 13 — кварцевожильное

щелочности пород отражен правым наклоном сплошных векторов.

На наличие двух типов щелочности парасланцев земного шара указал А. А. Беус (1972). Первый из них — калиевый — является обычным аналогом неметаморфизованных осадочных образований, второй — натриевый — по высокому содержанию Na не находит аналогов среди неметаморфизованных отложений и характерен для метаморфических пород. Вслед за Т. Ф. Бартом (1965) можно полагать, что обогащение пород Na происходило в субмаринных условиях за счет метаморфогенной активизации хлоридно-натриевых поровых вод. Сохранение в этих условиях пород с первично-осадочной (калиевой) специализацией требует

специального объяснения. Учитывая тесную ассоциацию калиевых парасланцев с карбонатными отложениями, а также отсутствие или слабое развитие последних в разрезах натриевых толщ, можно предположить, вслед за Н. Л. Добрецовым с соавторами (1972), существенное влияние потенциала Са на процессы разделения щелочей.

Подавляющее большинство углеродистых пород рассматриваемых районов относится к натриевому типу. Осадки с калиевым типом щелочности отмечаются лишь в нескольких местах в виде относительно маломощных горизонтов и линз. Наиболее широкое распространение они имеют на западном фланге Селемджинского района. На участках, где развиты эти сланцы, устанавливается пестрый набор пород от кварцевых метапесчаников и гравелитов до известняков. Калиевые черные сланцы характеризуются разнообразием химического состава, особенно по содержаниям SiO_2 и Al_2O_3 (см. табл. 1); часто содержат сульфиды и железомagneзиевые карбонаты анкерит-сидеритового ряда. Выделяются прежде всего филлиты, имеющие первично-глинистый состав, что отражено на рис. 4 положением точек составов этих пород в верхнем поле аВ-диаграммы. Другая группа пород с калиевым типом щелочности — кварцитовидные сланцы и кварциты. На рис. 4 они занимают крайнее нижнее положение. Среди калиевых пород часто отмечаются сланцы с повышенной карбонатностью.

Общим для сланцев с калиевым типом щелочности является нормальное для осадочных пород соотношение щелочей с преобладанием калия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 0,5$), что на рис. 4 отражено правым пологим наклоном сплошных векторов, в отличие от натриевых пород, имеющих левое крутое или близвертикальное положение сплошных векторов. От натриевых сланцев они отличаются еще и повышенными коэффициентами железистости и фемичности.

На основании петрографического изучения и по химическому составу углеродистые породы с натриевым типом щелочности подразделяются на две группы: метапелиты и метапсаммиты. На аВ-диаграмме А. Н. Неелова (1977) эти группы показаны в виде двух относительно обособленных полей (рис. 4, А).

В целом химический состав углеродистых пород как Селемджинского, так и Ниманского и Кербинского районов отличается значительной однородностью как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Тем не менее намечаются и закономерные изменения в вертикальном разрезе, достаточно отчетливо выраженные во всех районах. Это прежде всего уменьшение средних содержаний SiO_2 и увеличение средних содержаний Al_2O_3 и K_2O в метапелитах по мере перехода от древних свит к более молодым, что объясняется увеличением во времени доли глинистых компонентов и уменьшением свободного кремнезема в первичном осадке.

Заметные латеральные изменения химизма в метапелитах отмечаются только для верхней половины рудовмещающего

разреза — от талыминской до экимчанской свит включительно. Они выражаются в том, что породы талыминской свиты Селемджинского района значительно более кремнистые, чем разновозрастные отложения златоустовской свиты Ниманского района, а содержания Al_2O_3 , MgO и суммарного железа в них более низкие. Метапелиты сагурской, токурской и экимчанской свит в Селемджинском районе заметно обогащены MgO и в меньшей степени — CaO по сравнению с породами Ниманского района.

Сравнение химизма изучаемых пород с известными средними составами различных осадочных образований показало, что полных аналогов для них не имеется. Метапелиты золотоносных районов по содержанию Al_2O_3 , K_2O и TiO_2 наиболее сопоставимы с глинами и глинистыми сланцами геосинклиналей (Ронов, Ярошевский, 1967), а также с современными глубоководными осадками. Однако от этих пород они отличаются более высокими содержаниями SiO_2 (на 5—12%) и пониженными (в 3—4 раза) CaO . Близкие, но стабильно более низкие значения отмечаются для железа и MgO . Наибольшие отличия характерны для Na_2O , содержания которого в 2—3 раза превышают обычные для глинистых пород. В этом отношении только глубоководные осадки, проанализированные без предварительного удаления порового раствора (Horn, 1964), аналогичны изучаемым породам. По величине гидролизатного модуля (0,30—0,42) и отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,22—0,30) изучаемые метапелиты соответствуют нормальным глинистым породам (Юдович, 1981). Отношение $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ равно 0,040—0,053, т. е. повышенное, характерное для существенно каолиновых глин (Мигдисов, 1960). С этим согласуется и величина отношений $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,19—0,25), присущая высокоглиноземистым минералам.

Характерная особенность метапелитов всех трех районов — повышенное значение отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,14—0,20 и 0,67—1,23 соответственно), что связано с аномально высоким содержанием Na_2O в них. Весьма показательным также является высокое отношение $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ — от 1,78 до 13,88, обычно 2,5—3,5. Эта величина значительно более высокая, чем предлагаемая Э. Н. Яновым (1980) для диагностики сероцветных формаций ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,625$ при содержании Corg 0,2%), и является типоморфной для углеродистых рудоносных пород.

Метапсаммиты обнаруживают сходство с обычными песчаниками. Содержания в них SiO_2 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ и Mg соответствуют среднему составу песчаников (Ронов, Ярошевский, 1967). Вместе с тем изучаемые метапесчаники отличаются от них значительно более высоким содержанием Al_2O_3 и K_2O . Как и метапелиты, они характеризуются аномально высокими концентрациями Na_2O и пониженными в 3—4 раза содержаниями CaO . Величина гидролизатного модуля и отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,20—0,32 и 0,14—0,24 соответственно) отвечают песчаным породам, а отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, равное 0,20, характе-

ризует их как граувакковые песчаники. Для них, так же как и для метапелитов, характерно высокое отношение $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ — от 0,82 до 6,25, обычно 2,0—2,5.

Органическое вещество. Характерной формационной чертой метатерригенных пород изучаемых районов является повсеместное наличие в них рассеянного органического вещества (РОВ). Оно фиксируется макроскопически при визуальных наблюдениях и в шлифах. Согласно классификации Св. А. и А. В. Сидоренко (1975), оно представлено двумя морфогенетическими типами: 1 — точечным (тонкодисперсным) и 2 — межзерновым (межкристаллическим). Первый тип характерен для наименее метаморфизованных пелитов и песчаников токурской, амнусской и экимчанской свит, второй — для остальных свит.

Содержания Сорг в породах приведены в табл. 1. Наличие углеродистого вещества свойственно как метапелитам, так и метапсаммитам. Как правило, первые содержат его больше, чем вторые. Средние содержания Сорг в метапелитах и метапсаммитах изменяются от 0,30 до 0,96% и от 0,17 до 0,37% соответственно и, как видно, не являются высокими. Повышенные его содержания более характерны для пород с натриевым типом щелочности.

В Ниманском районе максимальные содержания Сорг (0,96%) отмечаются в средней части разреза (златоустовская свита). Стратиграфически выше концентрации Сорг в метапелитах несколько снижаются, составляя 0,53—0,62% в разных свитах. Вниз по разрезу они устойчиво уменьшаются от 0,61% в самырской свите до 0,30% в ипатинской и саларинской. В метапесчаниках наблюдается такое же распределение Сорг (0,31—0,24%) вниз от златоустовской свиты. Вверх по разрезу песчаники заметно обеднены углеродистым веществом (0,21—0,17%). Селемджинский район по средним содержаниям Сорг в породах сопоставим с Ниманским районом. Здесь наибольшие концентрации характерны для метапелитов верхов афанасьевской свиты (0,58%), наименьшие — для метапесчаников токурской свиты (0,06%).

Содержания Сорг испытывают зависимость от степени метаморфизма пород: они уменьшаются с увеличением интенсивности метаморфических преобразований от 0,77% в наименее метаморфизованных породах до 0,27% в альбит-порфиробластических сланцах. Параллельно увеличивается степень восстановления железа ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$) от 1,78 в наименее метаморфизованных породах до 2,88 в максимально метаморфизованных. Возрастают также средние содержания CO_2 от 0,20 до 0,36% (Закруткин, Парада, 1980). Несомненно, можно сделать вывод о том, что фиксируемые в настоящее время содержания Сорг в изучаемых толщах не отражают его концентраций в первичных осадках, где оно содержалось в больших количествах.

Показано (Петров, Макрыгина, 1975), что «выгорание»

Сорг при метаморфизме представляет собой результат реакции $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{C} = \text{FeO} + \text{CO}_2$. Подставляя в это уравнение атомные веса, получаем, что для образования 1 весовой единицы FeO из Fe_2O_3 требуется 0,04 весовой единицы Сорг. В породах региона содержание FeO не превышает обычно 5%. Следовательно, максимальные потери Сорг на редукцию железа составили не более 0,2%, обычно же эта цифра еще меньше (0,10—0,15%). С учетом Сорг, израсходованного на восстановление железа, общее его содержание в изучаемых породах достигало обычных «фоновых» содержаний (0,8—1,0%), присущих таким отложениям; в единичных случаях несколько превышало их (златоустовская свита в Ниманском районе), составляя 1,0—2,5%.

Помимо рассмотренного органического вещества, накапливающегося в осадках при их отложении, отмечается новообразованное, переотложенное Сорг, формирующееся в процессе гидротермально-метасоматических преобразований пород за счет сингенетичного Сорг. Оно представлено антраксолитом и графитом, в повышенных количествах отмечается в ряде случаев в интерстициях и зальбандах кварцевых жил. Повышенные скопления его в виде графита отмечены, в частности, в эндо- и экзоконтактах кварцевых жил, развитых среди углеродистых алевросланцев златоустовской свиты в пределах Софийского рудного поля. Содержание графита в жилах в отдельных случаях достигало 20—30%. По параметрам кристаллической решетки $c = 6,74 \cdot 10^{-10} \pm 8 \cdot 10^{-13}$ м, $a = 2,46 \cdot 10^{-10} \pm 5 \cdot 10^{-15}$ м) он относится к низкотемпературной разновидности.

Сера. Содержания серы в виде SO_3 в черносланцевых толщах приведены в табл. 1. В целом, как видно, они довольно низкие, обычно не превышают 0,18%, что ниже кларка этого элемента в глинах. Часто сера вообще не обнаруживается химическим анализом, т. е. находится в концентрациях ниже 0,01%. Каких-либо достаточно четких закономерностей в распределении ее не наблюдается, вероятно, из-за невысокой чувствительности примененного метода анализа. Как показал анализ литературных данных, бедность серой углеродистых толщ с натриевым типом щелочности является специфической особенностью, характерной не только для Ниманского и Селемджинского районов, но и для других регионов СССР (Буряк, Парада, 1981а).

Редкие и рассеянные элементы. Углеродсодержащие метапелиты и метапсаммиты близки между собой по составу редких и рассеянных элементов — РРЭ (табл. 3). Первые, как правило, содержат несколько большие количества Rb, В, Yb, Сг, V, Nb и Zr. Эти различия обычно статистически незначимы, но устойчиво сохраняются на всех стратиграфических уровнях. Средние содержания большинства РРЭ как в тех, так и в других породах соответствуют кларкам для глинистых пород по Турекьяну и Ведеполу (Краткий справочник..., 1977). Такие элементы, как U, Pb, Sn, Ag, Li, Sr и В, находятся в количествах обычно несколь-

Средние содержания (в г/т, Ag — в мг/т) редких и рассеянных элементов

№ п/п	Свита	Кол-во проб	Li	Rb	Sr	Ba	Y	Yb	Th	U
1	ek	3	20	137	118	630	13	3,4	13	2,4
2	tk	1	20	145	118	500	24	6,0	17	2,7
3	sg	5	20	139	104	460	27	6,8	23	2,2
4	zl	7	19	146	129	630	25	8,0	21	3,0
5	sm	6	33	133	140	420	27	6,0	17	3,5
6	ip+sl	7	38	108	224	360	24	7,8	15	2,1
7	ek	3	28	He ан.	He ан.	430	He ан.	2,0	He ан.	He ан.
8	tk	6	20	109	144	620	17	4,6	13	2,0
9	sg	2	20	77	146	400	14	5,0	13	1,6
10	zl	4	20	95	148	400	16	4,4	13	2,7
11	sm	3	23	122	251	370	22	4,6	17	3,0
12	ip+sl	4	50	108	212	600	21	5,6	20	3,0
13	ek	2	20	103	975	500	35	5,0	12	1,4
14	tk	2	30	78	260	700	19	3,0	6	1,8
15	sg	2	30	118	132	150	19	6,0	20	1,9
16	tl	2	He обн.	51	140	450	19	7,0	5	1,5

№ п/п	Свита	Кол-во проб	Li	Rb	Sr	Ba	Y	Yb	Th	U
17	af ₂	5	12	92	140	460	15	4,8	15	1,2
18	af ₁	2	20	69	270	400	24	4,0	6	1,6
19	am	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.
20	ek	1	He обн.	74	3400	300	29	2,0	8	1,3
21	tk	2	20	43	180	150	13	3,0	6	0,3
22	sg	2	He обн.	55	230	400	22	7,0	27	3,2
23	tl	6	17	55	110	400	14	6,4	6	1,5
24	af ₂	4	15	76	170	250	20	5,5	12	2,0
25	am	2	50	128	120	850	28	5,0	16	2,5
26	ek	14	47	118	160	580	26	4,0	13	2,3
27	tk	7	40	110	150	700	30	3,9	13	2,9
28	sg	21	60	110	140	650	27	4,0	12	1,4
29	am	4	43	95	205	925	14	4,0	10	5,9
30	ek	7	55	100	140	900	15	3,0	11	2,2
31	tk	9	45	85	200	700	22	2,0	9	1,9
32	sg	2	60	85	240	850	21	3,0	12	1,3

Примечание. Rb, Sr, Y, Th, Zr, Nb, Pb — рентгеноспектральный анализ; люминесцентный анализ (лаборатория ДВИМСа); остальные элементы эмис. в табл. 1.

в черносланцевых толщах с натриевым типом щелочности

Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Sn	Ag
240	15	120	60	1,3	5,1	36	95	8	3,7	20
230	16	90	90	0,9	4,4	12	91	18	3,5	He обн.
220	15	150	50	1,0	10,1	28	28	12	5,6	18
230	14	140	60	1,4	4,0	19	100	10	4,2	19
290	14	120	60	2,5	13,6	44	110	19	5,4	20
180	11	140	70	10,8	55,0	68	104	16	5,5	65
He ан.	He ан.	60	40	2,3	6,6	16	30	He ан.	1,8	25
230	12	70	80	1,6	4,4	31	22	17	3,5	17
190	11	70	50	0,7	6,6	6	15	18	3,5	57
180	9	70	30	2,2	6,6	17	58	9	4,9	29
180	11	70	40	0,8	9,2	16	37	21	5,5	20
200	10	110	40	28,8	68,0	130	80	16	8,5	59
210	19	150	100	2,7	44,0	72	390	22	4,6	400
130	16	140	34	6,3	12,1	10	111	8	3,3	45
160	11	90	50	1,1	29,7	9	110	8	2,7	He обн.
390	6	140	60	1,3	8,8	60	175	17	2,8	57

Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Sn	Ag
390	12	130	80	1,4	13,6	30	115	12	3,8	25
470	7	50	60	15,3	55,0	24	85	15	4,4	65
He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.
180	9	180	140	1,8	15,4	12	100	17	5,6	200
150	5	90	40	7,2	33,0	24	85	8	5,6	1550
290	13	60	25	1,1	8,5	18	20	18	2,8	He обн.
350	6	90	30	1,5	14,3	24	75	10	3,0	157
230	9	70	25	9,4	36,7	42	75	7	3,9	52
250	18	150	50	2,5	9,9	24	175	23	4,6	70
250	15	150	50	4,2	14,3	16	77	23	4,1	52
250	15	160	60	5,2	20,8	14	90	20	4,6	45
230	15	170	70	9,7	30,0	25	84	18	4,8	45
200	11	140	50	5,9	20,5	12	38	16	3,7	45
210	11	130	70	5,9	14,7	13	43	17	5,4	61
210	10	125	60	3,0	15,4	10	45	12	4,0	40
210	12	180	100	9,0	4,4	6	10	16	3,3	30

лиз (лаборатория Невской экспедиции, г. Петрозаводск); U — таблеточно-сионный спектральный анализ (лаборатория ДВИМСа). Остальные пояснения

ко ниже кларковых. Содержания выше кларковых характерны только для Yb и Zr. Наиболее примечательной особенностью изучаемых пород (за исключением самых низов разреза, где устанавливается повышенная роль вулканогенных пород) является аномально пониженные содержания Co и Ni (в 5—10 раз ниже кларка для глин) и повышенные — As (1—6 г/т и выше). Состав РРЭ выдержан по латерали. Для изученных районов не отмечается принципиальных различий в содержании РРЭ в однотипных породах одного стратиграфического уровня. Можно отметить лишь некоторую относительную обедненность рубидием пород Селемджинского района. Однако и эти различия не являются статистически значимыми.

Состав РРЭ в породах с калиевым типом щелочности испытывает более значительные колебания в зависимости от их первичной породы. Для филлитовидных углеродистых сланцев характерны относительно повышенные содержания Rb и Ba, для кварцитов — высокие концентрации Mn, Co, Ni, Cu.

В целом, характеризуя углеродистые породы рассматриваемых районов, подчеркнем следующие их особенности, являющиеся типичными для других рудоносных регионов с кварцевожильным типом оруденения: 1) выдержанность минерального и химического состава по латерали и в вертикальном разрезе, 2) наличие в разрезе двух геохимических типов пород — натриевого и калиевого — при резком преобладании пород первого типа, 3) относительно низкие содержания (0,2—1%) $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaO, 4) значительное преобладание FeO над Fe_2O_3 (в 2—4 раза), 5) общее повышенное содержание SiO_2 и Na_2O , 6) повышенное содержание As при пониженных количествах серы, Ni и Co, 7) постепенное возрастание сверху вниз по разрезу роли вулканогенных пород, сопровождающееся увеличением содержаний Ni, Co, SiO_2 , CaO, MnO при уменьшении количества Al_2O_3 , Na_2O , K_2O .

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ

Первичная природа черносланцевых пород восстановлена с использованием графических методов А. Н. Неелова (1977) (см. рис. 4), В. Е. Закруткина (1980), цирконового метода В. М. Чайки (1962) и методики литохимических пересчетов О. М. Розена (1970).

Установлено, что первично-осадочными аналогами черносланцевых пород с натриевым типом щелочности являются глинистые, алевроитовые и псаммитовые осадки с примесью свободного кремнистого вещества. Состав глинистой фации осадков, обычно превышающей 50%, представлен каолинит-гидрослюдистой ассоциацией; свободный кремнезем составляет 20—40%; калиевые полевые шпаты — 10—30%. Рассчитанные по методике В. Е. Закруткина (1980) глубины палеобассейна изменяются от 2000 м

на ранних до 500 м на поздних стадиях осадконакопления. Формирование осадков в глубоководном бассейне обусловило их повышенную кремнистость. По диаграмме Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968) геохимическая обстановка в осадках оценивается как слабовосстановительная. Она обусловлена активной гидродинамикой моря (обеспечившей нормальный газовый режим) и быстрым захоронением осадков. Это исключало значительное сероводородное заражение отложений, содержащих органическое вещество, что привело к весьма слабому развитию в них осадочно-диагенетических сульфидов. Эти данные соответствуют обстановке глубоководных желобов.

Углеродистые филлиты с калиевым типом щелочности являются существенно глинистыми образованиями монтмориллонит-гидрослюдистого состава. По результатам литохимических пересчетов в них устанавливается примесь карбонатов железо-магниевого состава (до 10—15%) и кластогенных полевых шпатов (в сумме до 5—15%). Приуроченность филлитов к участкам разрезом с пестрым набором пород и тесная ассоциация с карбонатными отложениями позволяют считать их относительно мелководными. По диаграмме Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968) геохимическая обстановка в осадках оценивается как восстановительная, что обусловило развитие осадочно-диагенетических сульфидов. Приведенные данные отвечают обстановке мелководных морских лагун прибрежных зон или островных поднятий.

Вулканогенный материал в черносланцевых толщах составляет не более 10—15% в низах разреза и менее 5% в верхах. Вулканогенные породы представлены маломощными пластами и прослоями метаморфизованных вулканитов основного состава. По величине $(Fe + Mn)/Ti$ модуля (Страхов, 1976) в разрезе устанавливаются, кроме того, продукты субмаринной эксгалационно-гидротермальной деятельности, образующие самостоятельные маломощные скопления и представленные в настоящее время пирротин- и гранатсодержащими кварцитами. Они обеспечили повышенную кремнистость глубоководных терригенных осадков, несколько обогатив их элементами группы железа (Fe, Mn, Co), Cu и Au.

Таким образом, выделяемые нами две петрохимические группы черносланцевых пород — с калиевым и натриевым типом щелочности — накапливались в различных фациальных условиях: первые — тонкозернистые пелитовые разности с повышенным содержанием калия, Co_{org} и S — в существенно восстановительных условиях, вторые — алевросланцевые с повышенным содержанием Na и SiO_2 , в том числе в виде свободного кремнезема, — в значительно более окислительных условиях, при дефиците серы. Разница в содержаниях щелочей рассматриваемых пород, вероятно, в решающей мере вызвана не первичным химическим составом осадков, а воздействием на них в процессе литификации

и метаморфизма захороненных морских вод, обогащенных NaCl. В пользу этого, в частности, свидетельствует то, что аналогом рассматриваемых пород с повышенным содержанием Na являются только осадки, при анализе которых учитывается захороненный поровый раствор. В них содержание Na_2O действительно повышенное — 3,17% (Horn, 1964). В то же время в аналогичных осадках с удаленным поровым раствором содержание Na_2O значительно ниже — 1,27% (Эл-Векил, Райли, 1965). Вместе с тем для метаморфизованных глинистых пород высокие содержания Na_2O (2,5—3,5%) — обычное явление. Так, распределение Na_2O в парасланцах земного шара (Беус, 1972) характеризуется двумя уровнями его концентраций — 0,6—1,6 и 2,5—3,5%. Первый уровень является обычным для неметаморфизованных осадочных пород, а второй не находит аналогов среди осадочных образований и характерен только для метаморфических сланцев (Беус, 1972). Из изученных нами пород первому уровню соответствуют сланцы с калиевым типом щелочности, второму — с натриевым.

Аномально высокие содержания Na_2O характерны для всех трех изученных районов и для всего стратиграфического разреза. Обогащение Na происходило, вероятно, в условиях начального, доинверсионного метаморфизма за счет хлористого натрия морских вод, захороненных в породах осадков. Фациальные особенности осадконакопления, хотя и в существенной мере, но, видимо, лишь косвенно повлияли на этот процесс. Дело в том, что для осуществления реакции альбитизации, особенно при низких температурах (200° С), необходим наряду с натрием еще и реакционноспособный кремнезем. Глубоководные осадки в силу фациальных особенностей, в том числе в силу поступления вулканогенных эксгаляций и гидротерм, имеют его в достатке. Прибрежные, относительно мелководные осадки не имели его или содержали, но в значительно меньших количествах. Поэтому в первых реакция альбитизации при метаморфизме была реализована, а в последних нет.

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОРОД НА ОРУДЕНЕНИЕ

Как показали выполненные исследования, выделенные две геохимические группы углеродистых пород — с натриевым и калиевым типом щелочности — существенно различаются по характеру развитого в них золотого оруденения: кварцевожильное развигается в породах различного состава, но преимущественно с натриевым типом щелочности, кварцево-сульфидное и сульфидное — только в породах с калиевым типом щелочности. Покажем это на примере конкретных месторождений.

Кварцевожильное оруденение. Месторождение Первое представлено системой кварцевых жил малосульфидной

Т а б л и ц а 4

Средний химический состав (в %) и главные петрохимические характеристики рудовмещающих пород Первого месторождения

	Метапесчаники				Глинистые сланцы (4)
	700 м (6)	640 м (5)	590 м (4)	540 м (13)	
SiO ₂	66,12	66,31	66,89	67,04	61,83
TiO ₂	0,58	0,39	0,38	0,46	0,80
Fe ₂ O ₃	1,57	1,10	0,89	0,74	1,56
Al ₂ O ₃	13,25	13,62	13,71	14,92	15,90
FeO	2,42	2,90	2,73	2,73	3,76
MnO	0,08	0,06	0,04	0,05	0,06
MgO	1,46	1,48	1,83	1,23	3,12
CaO	2,86	1,90	2,13	1,29	1,55
Na ₂ O	2,41	2,97	2,27	3,85	2,74
K ₂ O	3,88	3,72	3,76	3,38	3,87
CO ₂	3,75	3,20	3,57	2,50	1,12
C _{орг}	0,10	0,08	0,12	0,10	Не ан.
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,14	0,15	0,23
S _{общ}	0,19	0,56	0,13	0,28	0,95
As	Не обн.	0,22	0,02	0,11	0,02
H ₂ O ⁺	1,17	1,28	1,53	1,22	2,55
Сумма	100,00	99,01	100,14	100,13	100,04
Na ₂ O/K ₂ O	0,62	0,80	0,60	1,14	0,71
CaO/MgO	1,96	1,28	1,16	1,05	0,50
FeO/Fe ₂ O ₃	1,54	2,64	3,07	3,69	2,41

Примечание. В скобках — количество проб. При расчете средних значений использованы анализы В. Л. Шевкаленко и О. Ф. Шишкановой.

формации (Моисеенко, 1965; Радкевич, Моисеенко, 1966; Мельников, Сверкунова, 1976), приуроченных к южному крылу Челогорской антиклинали. Жилы располагаются преимущественно в низах аргиллитовой толщи экимчанской свиты и частично в верхах песчаниковой толщи токурской свиты, сложенной часто переслаивающимися, различными по мощности пластами метапесчаников и глинистых сланцев. Химический состав рудовмещающих пород, изученный на четырех эксплуатационных горизонтах, приведен в табл. 4. Как видно, породы имеют довольно однообразный состав (см. рис. 4,Б). Глинистые сланцы и песчаники близки между собой по составу, особенно по содержанию Na₂O и K₂O. Соответственно близким оказывается отношение в них Na₂O/K₂O. Характерно, что и состав эндогенной минерализации в сланцах и песчаниках практически одинаков: однообразные жилы малосульфидной формации развиты как в тех, так и в других, главным образом в пачках их переслаивания.

От разновозрастных пород, развитых за пределами месторождения, рудовмещающие песчаники и сланцы отличаются более высокой карбонатностью (содержание CO₂ составляет 2,50—3,75% в метапесчаниках и 1,12% в глинистых сланцах), что, вероятно, объясняется относительно меньшими глубинами палеобассейна.

Химический состав кварцевых жил месторождения изучал В. Г. Моисеенко (1977). По его данным, содержания основных окислов и рудных элементов в них составляют: SiO_2 87,27—93,83%, Al_2O_3 1,39—3,63, Сор 0,12—0,661, FeO 0,86—1,82, TiO_2 0,06—0,20, H_2O 0,13—0,5, P_2O_5 0,19—0,23, K_2O 0,52—1,66, Na_2O 0,15—0,50, CO_2 0,08—0,40%, Pb 142—680 г/т, Zn 90—288, Sn 3—25 г/т, Hg 76—140 мг/т, Ni 30—210 г/т и Co 22—50 г/т. Как видно, в отличие от вмещающих пород, для жил характерно преобладание K_2O в сумме щелочей. Тем не менее величина отношения $\text{Na}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) \cdot 100$ увеличивается от бедных руд (22,39) к богатым (23,15), т. е. в богатых рудах относительная доля Na_2O все-таки выше, чем в бедных. В этом, как нам представляется, может сказываться влияние состава вмещающих пород.

Расчеты коэффициентов линейной корреляции, выполненные В. Г. Моисеенко (1977), показали наличие значимой положительной корреляции металлов с Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , As , K_2O и Al_2O_3 , т. е. в основном с компонентами, типоморфными для вмещающих пород. Значимая отрицательная линейная корреляция намечается для Au и SiO_2 . Характерно отсутствие статистически значимой корреляции Au с Ni и Co . Выполненный В. Г. Моисеенко (1977) изотопный анализ углерода из кальцитов жил месторождения указывает на образование жильного кальцита путем переотложения карбонатов из вмещающих пород ($\sigma\text{C}^{13} = +3,6\text{‰}$).

Как видно из табл. 4, намечаются слабовыраженные изменения химического состава рудовмещающих пород по мере перехода от верхнего горизонта (700 м) к нижнему (540 м). Возрастает содержание SiO_2 — от 66,12 до 67,04%, уменьшается количество K_2O — от 3,88 до 3,38% и одновременно увеличивается содержание Na_2O — от 2,41 до 3,85%. Это изменение состава пород коррелируется с изменением характера кварцевожильной минерализации по мере перехода от верхних горизонтов к нижним: увеличивается общее число жил, содержание в них альбита, уменьшается количество адуляра и интенсивность околожильной серицитизации.

Месторождение Второе приурочено к северному крылу Эльгоканской куполовидной структуры, которая сложена породами афанасьевской и талыминской свит. Ранее было описано В. Г. Моисеенко (1965). Рудные тела представлены малосульфидными кварцевыми жилами, локализованными в различных по литологии породах, среди которых выделяются: 1) слюдяно-кварц-альбитовые сланцы средней пачки афанасьевской свиты, 2) контрастно-полосчатые графитистые слюдяно-альбит-кварцевые сланцы этой же пачки, 3) углеродистые филлиты и 4) филлитовидные углеродистые сланцы афанасьевской свиты, 5) филлитовидные сланцы и метапесчаники талыминской свиты, 6) зеленокаменно-измененные основные породы эльгинского горизонта.

Химический состав (в %) и главные петрохимические характеристики
рудовмещающих пород Второго месторождения

	1(3)	2(3)	3(2)	4(2)	5(4)	6(2)
SiO ₂	71,41	69,16	62,63	48,51	76,99	65,93
TiO ₂	0,62	0,58	0,93	2,59	0,49	0,77
Al ₂ O ₃	12,64	14,25	17,67	13,16	10,93	14,00
Fe ₂ O ₃	1,65	1,76	1,60	4,88	0,76	0,79
FeO	3,24	2,73	5,23	9,84	2,80	4,75
MnO	0,05	0,05	0,07	0,26	0,04	0,10
MgO	0,88	1,18	1,33	6,11	1,16	2,34
CaO	0,99	0,79	0,50	7,85	0,99	2,09
Na ₂ O	2,93	2,62	3,24	3,48	2,12	2,84
K ₂ O	2,44	2,96	2,62	0,49	1,96	2,48
P ₂ O ₅	0,04	0,15	0,21	0,29	0,07	0,14
S _{общ}	Сл.	0,23	Не обн.	0,18	Не обн.	0,04
CO ₂	1,62	1,73	0,43	Не ан.	0,32	1,00
H ₂ O ⁺	1,11	1,82	2,78	2,29	1,08	2,17
Сумма	99,80	100,36	99,44	99,93	100,03	99,77
C _{орг}	0,18	0,35	1,13	Не ан.	0,32	0,33
Na ₂ O/K ₂ O	1,20	0,88	1,24	7,10	1,08	1,15
CaO/MgO	1,12	0,67	0,38	1,28	0,85	0,89
FeO/Fe ₂ O ₃	1,96	1,55	3,27	2,02	3,68	6,01

П р и м е ч а н и е. 1—3 — средняя (1, 2) и верхняя (3) пачки афанасьевской свиты: 1 — слюдяно-кварц-альбитовые сланцы (метапесчаники), 2 — полосчатые углеродистые кварц-слюдяные сланцы, 3 — филлитовидные углеродистые сланцы; 4 — зеленокаменные породы эльгинского горизонта; 5, 6 — нижняя и верхняя пачки талыминской свиты: 5 — метапесчаники, 6 — филлитовидные углеродистые сланцы. В скобках — количество проб.

Химический состав этих пород приведен в табл. 5. Всем им присущи общие особенности — преобладание Na над K, т. е. натриевый тип щелочности (см. рис. 4,Б), и кварцевожильный тип минерализации. При этом в талыминской свите, содержащей повышенное количество SiO₂, кварцевые жилы встречаются чаще, чем в афанасьевской, имеющей более низкие содержания кремнезема. Зеленокаменные породы эльгинского горизонта по химическому составу резко выделяются на фоне углеродисто-терригенных отложений, отличаясь от последних низким содержанием SiO₂ и высокими концентрациями Fe, Mg, Ca. Однако, так же как и углеродисто-терригенные толщи, они относятся к натриевому типу щелочности, в соответствии с этим в них также развита кварцевожильная минерализация. В минералогическом и геохимическом отношении она выделяется присутствием в жилах альбита и железо-магниевых карбонатов и повышенным содержанием шеелита.

Рудоносные кварцевые жилы месторождения, по данным В. Г. Моисеенко (1977), содержат: SiO₂ 89,36—98,44%, Al₂O₃ 0,01—1,85, TiO₂ 0,001—0,05, FeO 0,18—2,19, K₂O 0,16—0,44, Na₂O 0,18—0,2%, C_{орг} 0,057—0,19, As 0,0003—3,41, S 0,2—1,12%,

Pb 1—191 г/т, Zn 1—75, Cu 11—69, Sn 1—7 г/т, Hg 1—120 мг/т, Ni 1—22 г/т и Co 1—16 г/т. Au в рудах имеет значимую линейную положительную корреляционную связь с Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , P_2O_5 , Ag, Cu. Так же как и на Первом месторождении, отрицательную связь оно обнаруживает с SiO_2 . Жилы этого месторождения отличаются меньшим суммарным количеством щелочей и более высоким отношением $\text{Na}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) \cdot 100$, в среднем 39,1, что коррелируется с составом рудовмещающих пород этого месторождения: в них уменьшается количество K и возрастает содержание Na.

Особенности состава кварцевых жил Второго месторождения, так же как и Первого, отражают специфику химизма рудовмещающей толщи. Они содержат в повышенных количествах органический углерод, имеют очень низкие содержания Ni и Co. Характерна корреляционная связь рудных элементов (Au, Ag) с S, As, Сорг и, кроме того, с петрогенными компонентами, определяющими геохимический облик и палеофациальные условия

Т а б л и ц а 6

Средний химический состав (в %) и главные петрохимические характеристики рудовмещающих пород Третьего месторождения (анализы В. Л. Шевкаленко)

	1(3)	2(3)	3(3)
SiO_2	69,45	72,64	72,71
TiO_2	0,44	0,32	0,35
Al_2O_3	14,92	13,41	13,25
Fe_2O_3	1,76	0,94	1,17
FeO	2,01	1,76	1,68
MnO	0,05	0,06	0,06
MgO	1,06	0,67	0,96
CaO	0,57	0,81	0,84
Na_2O	2,54	3,42	3,33
K_2O	4,67	3,73	3,60
CO_2	0,26	0,68	0,21
$\text{C}_{\text{орг}}$	0,70	0,15	0,45
P_2O_5	0,12	0,09	0,27
F	0,09	0,05	0,04
$\text{S}_{\text{общ}}$	0,14	0,07	0,11
H_2O^+	1,22	0,88	0,61
Сумма	99,30	99,68	99,64
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	0,54	0,92	0,92
CaO/MgO	0,54	1,21	0,88
FeO/ Fe_2O_3	1,14	1,87	1,44

П р и м е ч а н и е. 1—3 — альбит-порфиробластические графитсодержащие сланцы: 1 — крупнозернистые, 2 — среднезернистые, 3 — мелкозернистые. В скобках — количество проб.

накопления рудовмещающих толщ (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и P_2O_5). Рудоносность жил возрастает с увеличением в них содержания Сорг и относительной доли Na_2O в сумме щелочей.

М е с т о р о ж д е н и е Третье приурочено к западному склону Правобуреинской (Софийской) куполовидной структуры, представлено серией субпараллельных жил, локализованных в графитистых альбит-порфиробластических сланцах ипатинской свиты (Неменман, 1981а, б). Химический состав этих отложений приведен в табл. 6. Из нее видно, что все рудовмещающие породы имеют близкий состав.

Минерализация, как и состав пород, однообразная — кварцевые жилы и прожилки малосульфидной формации с альбитом и серицитом в соответствии с натриевым типом щелочности пород (см. рис. 4,Б).

Прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение. Геохимические особенности углеродистых пород, вмещающих этот тип оруденения, рассмотрим на примере наиболее типичного месторождения (Парада и др., 1986). В структурном отношении оно приурочено к сводовой части Маломирской антиклинали и представлено пологозалегающей залежью прожилково-вкрапленных сульфидных руд, локализованных в метаосадочных породах златоустовской и сагурской свит (рис. 5). Осадочно-метаморфические породы месторождения, в отличие от развитых на его флангах и за пределами рудного поля, характеризуются резкой вертикальной и латеральной фациальной изменчивостью. Специфическим является наличие кремнистых и особенно карбонатных литофаций, а также пачек их тонкого переслаивания с метатерригенными породами. Пласты тонкозернистых отложений характеризуются повышенной мощностью, наличием сингенетичных магнезиально-железистых карбонатов и сульфидов.

На флангах месторождения и за его пределами суммарная мощность пород рудовмещающих пачек уменьшается за счет уменьшения мощностей пластов пелитовых разностей пород. В целом возрастает доля песчаных отложений. Основным минералом рудных тел является пирит, реже отмечается арсенопирит. Помимо кальцита (3—5%) характерны карбонаты анкерит-сидеритового ряда (до 5—11%).

Продуктивная сульфидно-вкрапленная минерализация имеет четкий литолого-стратиграфический контроль (см. рис. 5): она избирательно приурочена к метаосадочным породам нижней пачки сагурской свиты, в ее пределах — к метапелитам и кварцитам, обогащенным РОВ, частично к участкам их тонкого переслаивания. В метавулканы основного состава и карбонатные породы оруденение практически не распространяется. Контакты этих пород с метапелитами и кварцитами служат естественными границами рудных тел.

Химический состав рудовмещающих пород приведен в табл. 7. Ослюденелые метапесчаники нижней нерудоносной пачки, составляющие ядро Маломирской антиклинали, характеризуются повышенным содержанием щелочей при натриевом типе щелочности. В них развита минерализация кварцево-жильного и жильно-прожилкового типов. Практически не отличаются от них метапесчаники верхней надрудной пачки. В последних несколько выше содержание кремнезема и немного понижены содержания всех других компонентов. Лишь соотношением форм железа метапесчаники верхней пачки заметно отличаются от метапесчаников нижней: FeO/Fe_2O_3 в них соответственно равно 1,22 и 2,21. Здесь также отмечаются кварцевые жилы. Основная продуктивная сульфидно-вкрапленная и прожилковая минерализация приурочена к филлитовидным углеродистым сланцам средней пачки. В то же время кварцевые жилы в них не обнаружены.

Другие рудовмещающие породы — тонкополосчатые углеро-

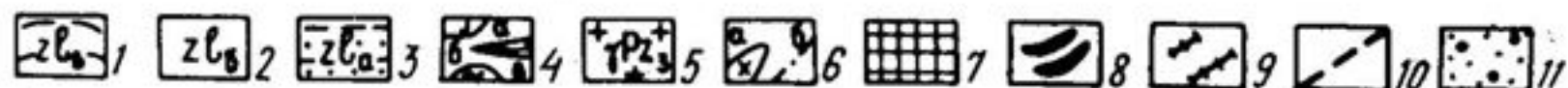
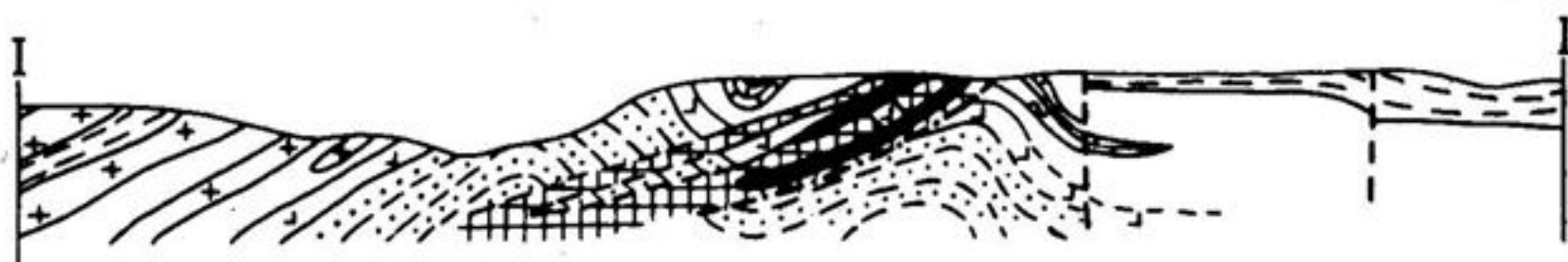
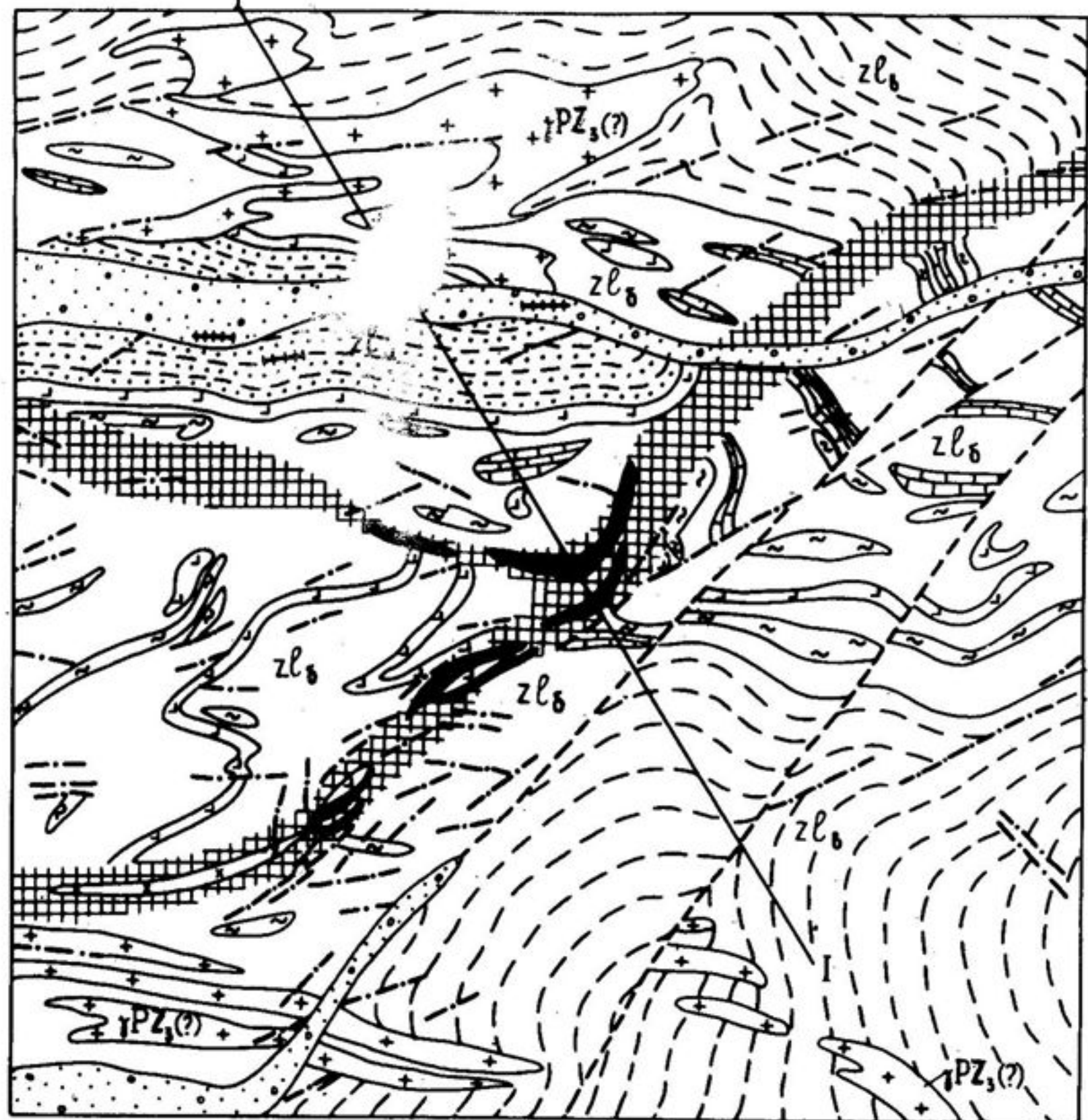


Рис. 5. Схематизированная геологическая карта участка с сульфидно-вкрапленной минерализацией

1—4 — осадочно-метаморфические породы златоустовской свиты ($PZ_{1-2}?$):

1 — филлитовидные глинистые сланцы и филлиты, 2 — пачка переслаивания углеродистых филлитов, кремнисто-глинистых сланцев, кварцитов, карбонатных пород и метадиабаз, 3 — метапесчаники, 4 — метадиабазы (а), карбонатные породы (б), кварциты (в) — внемасштабные знаки; 5 — рассланцованные граниты ($PZ_3?$); 6 — дайки диоритовых порфиров в масштабе (а), вне масштаба (б); 7 — зона интенсивно рассланцованных и брекчированных пород с сульфидно-вкрапленной минерализацией; 8 — участки повышенной минерализации сульфидно-вкрапленного типа; 9 — кварцевые жилы; 10 — разломы; 11 — россыпи

Средний химический состав (в %) и главные петрохимические характеристики рудовмещающих пород месторождения сульфидного прожилково-вкрапленного типа

	1(6)	2(8)	3(4)	4(3)	5(3)	6(3)	7(5)	8(5)	9(4)	10(2)
SiO ₂	66,51	61,33	71,56	89,96	56,62	69,33	56,32	73,71	44,68	63,86
TiO ₂	0,69	0,69	0,62	0,17	1,01	0,52	0,69	0,35	1,95	0,86
Al ₂ O ₃	15,82	18,67	10,30	3,99	19,49	15,39	12,82	13,53	15,76	15,39
Fe ₂ O ₃	1,42	4,93	5,17	1,13	2,49	1,86	0,26	1,33	3,78	1,76
FeO	3,14	1,13	2,39	1,23	5,25	2,27	5,04	1,56	8,46	4,05
MnO	0,10	0,07	0,26	0,12	0,05	0,07	0,13	0,04	0,24	0,07
MgO	1,63	1,08	2,10	0,23	3,82	1,29	4,44	0,49	6,33	2,92
CaO	0,81	0,42	0,61	0,41	0,85	0,53	4,89	0,27	8,77	1,50
Na ₂ O	3,95	2,09	0,67	0,26	1,41	3,48	0,69	3,28	3,03	2,11
K ₂ O	2,85	5,11	2,41	1,12	4,98	2,92	3,49	4,57	0,67	2,99
P ₂ O ₅	0,20	0,23	0,49	0,19	0,24	0,16	0,16	0,05	0,24	0,18
CO ₂	0,70	0,31	0,29	0,25	0,36	0,29	8,20	0,49	1,40	0,92
H ₂ O ⁺	1,80	2,39	2,98	0,74	3,40	1,52	2,32	0,78	3,65	2,94
H ₂ O ⁻	0,23	0,47	0,65	0,22	0,36	0,43	0,15	0,16	0,11	0,20
C _{орг}	0,31	0,51	Не ан.	0,02	Не ан.	Не ан.	0,15	0,10	Не ан.	0,39
S _{общ}	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,20	Сл.	0,01	0,01
Сумма	100,21	99,43	100,50	100,04	100,33	100,06	99,80	100,50	98,97	100,15
п.п.п.	8,27	3,82	4,05	1,20	4,80	2,67	11,16	1,48	8,56	4,73
Na ₂ O/K ₂ O	1,39	0,41	0,28	0,23	0,28	1,19	0,20	0,72	4,52	0,71
CaO/MgO	0,50	0,39	0,29	1,78	0,22	0,41	1,10	0,55	1,39	0,51
FeO/Fe ₂ O ₃	2,21	0,23	0,46	1,09	2,11	1,22	19,40	1,17	2,24	2,30

Примечание. 1 — углеродистые метапесчаники нижней пачки; 2—4 — средняя пачка: 2 — филлитовидные углеродистые сланцы, 3 — черные кремнисто-глинистые сланцы, 4 — метакремнистые кварциты и серицит-кварцевые сланцы; 5, 6 — верхняя пачка: 5 — зеленато-серые филлитовидные сланцы, 6 — серые метапесчаники; 7 — рудовмещающие породы по скв. 11 (тонкополосчатые углеродистые карбонатно-слюдистые сланцы); 8 — палеозойские (?) рассланцованные микроклинизированные граниты; 9 — зеленокаменные породы; 10 — филлитовидные углеродистые сланцы за пределами рудного поля (верховья р. Нижний Мын, мынская свита).

дистые карбонатно-слюдистые сланцы — имеют существенную примесь карбонатного материала магниально-кальциевого состава. В связи с этим и в самих минерализованных зонах, захватывающих эти породы, отмечается широкое развитие карбонатов. Повышенная железистость и наличие серы (0,20%) обусловлены присутствием сингенетичных сульфидов железа. В целом же оруденелые карбонатные углеродисто-слюдистые сланцы, как и бескарбонатные рудоносные филлиты, характеризуются значительным преобладанием K_2O над Na_2O .

Породы средней пачки, развитые в лежащем боку рудной зоны, не содержат рудоносной минерализации. Они характеризуются высокой кремнистостью и относительно низкой общей щелочностью.

Филлитовидные углеродистые сланцы, развитые за пределами рудного поля, во многом сходны с рудовмещающими (см. табл. 1). MgO в них, как обычно, преобладает над CaO ($CaO/MgO = 0,51$). Близкое значение имеет общая нормативная щелочность. Вместе с тем имеются и существенные различия, которые заключаются прежде всего в заметно повышенной величине отношения Na_2O/Al_2O_3 (0,14) и пониженной K_2O/Al_2O_3 (0,19), в результате чего отношение Na_2O/K_2O равно 0,71, т. е. значительно выше, чем в рудовмещающих филлитовидных сланцах.

Зеленые сланцы и зеленокаменные породы, отмечающиеся в пределах месторождения, по своему химизму заметно обособляются от всех других пород. Содержание K_2O в них низкое (обычно меньше 1%), а Na_2O , наоборот, повышенное (3,03%). Поэтому отношение Na_2O/K_2O очень высокое (4,52%). Среди зеленых сланцев имеются различные по первичной природе образования — апотуффитовые, аповулканические и апокарбонатные. Однако в них рудоносная минерализация не отмечена.

Таким образом, породы средней рудовмещающей пачки довольно разнообразны по химическому составу и исходному субстрату. Это в первую очередь метаглинистые, метакремнистые и метакремнисто-глинистые сланцы. Однако все они характеризуются общей особенностью — существенным преобладанием K_2O над Na_2O . Это главная петрохимическая особенность пород, вмещающих прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение. Этим они принципиально отличаются от других, существенно натриевых черных сланцев Селемджинского, Ниманского и Кербинского районов, внешне схожих, но лишенных оруденения прожилково-вкрапленного сульфидного типа (см. рис. 4,Б).

Нижняя пачка рудного поля представлена углеродистыми породами, диагностируемыми по внешнему облику как метапесчаники. По химическому составу они близки к алевролитам или даже алевропелитам. По общим чертам химизма они сходны с филлитами средней пачки, за исключением щелочей. Содержание Na_2O в них существенно преобладает над K_2O и оруденение иное по сравнению с углеродистыми сланцами средней пачки

Химический состав (в %) и петрохимические характеристики руд
месторождения прожилково-вкрапленного кварц-сульфидного типа
(петрогенные и сопутствующие компоненты)

	1 (К-609/8)	2 (П-881)	3 (С-01/31)	4 (П-802)	5 (П-804)
SiO ₂	79,20	46,89	70,78	78,70	85,18
TiO ₂	0,29	2,17	0,43	0,39	0,27
Al ₂ O ₃	4,00	16,02	11,49	12,21	4,73
Fe ₂ O ₃	1,85	1,01	0,59	0,37	0,24
FeO	4,41	7,49	3,60	1,99	2,33
MnO	0,14	0,19	0,13	0,19	0,67
MgO	0,73	3,19	0,98	0,75	0,80
CaO	1,68	2,98	1,36	1,21	0,68
Na ₂ O	0,14	2,91	2,39	4,25	0,88
K ₂ O	1,92	3,93	4,58	1,94	1,23
P ₂ O ₅	0,05	1,05	0,09	0,07	0,05
S _{общ}	0,96	0,99	0,73	0,23	0,01
п.п.п.	2,44	11,55	2,09	2,78	2,93
As	1,94	0,75	0,44	0,005	0,02
Сумма	99,75	100,13	99,68	99,63	99,99
CO ₂	2,53	9,52	2,17	2,06	2,20
H ₂ O	Не ан.	1,04	Не ан.	0,27	0,73
H ₂ O ⁻	0,13	0,24	0,28	0,08	0,02
C _{орг}	Не ан.	0,15	Не ан.	0,17	0,10
Na ₂ O/K ₂ O	0,073	0,74	0,52	2,19	0,72
CaO/MgO	2,30	0,93	1,39	1,61	0,85
FeO/Fe ₂ O ₃	2,38	7,41	6,10	5,38	9,71

Примечание. 1 — пиритизированная массивная кварцевая брекчия; 2 — пиритизированная светло-серая полосчатая слюдисто-карбонатная порода; 3 — брекчированный окварцованный углеродистый сланец с вкрапленностью пирита и кварц-сульфидными прожилками; 4 — слабобрекчированный тонко-полосчатый углеродистый сланец, слабопиритизированный; 5 — слабобрекчированный полосчатый кварцит, слабопиритизированный. В скобках — номер пробы.

с калиевой петрохимической специализацией: здесь, как и везде в регионе в породах с натриевым типом щелочности, развиты мало-сульфидные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы.

Таким образом, на примере одного этого месторождения хорошо видно, как в различных по типу щелочности углеродистых парасланцах локализуется существенно разное в минерально-морфологическом отношении золотое оруденение: в породах с калиевой специализацией развивается золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация, с натриевой — малосульфидные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы и прожилки.

Особенности химического состава прожилково-вкрапленных сульфидных руд отражены в табл. 8. Сульфидная минерализация развита, как видно, в породах различного, преимущественно кремнистого или кремнисто-глинистого состава, в редких случаях (проба П—881) — с существенной примесью фосфорсодер-

жащего карбонатного материала (содержание CO_2 9,52%). В целом породы с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией характеризуются несколько повышенным содержанием P_2O_5 . Содержание щелочей в рудах сильно варьирует, как и их соотношение. В повышенных количествах, по сравнению с кларками, кроме основных элементов (Au, Ag) отмечаются Fe, As, S, W, Mn, иногда Sb, Ba, Sn, Mo.

Таблица 9

Состав газовой-жидких включений (в моль/кг, H_2O — в % массы)
в кварце рудоносных жил, развитых в различных
вещающих породах месторождений

	1*			2*		
	Альби- титы	Зеленые сланцы	Черные сланцы	Кварциты пиритизи- рованные	Песчаники и алевро- литы	Зеленые сланцы
Na	1,45	2,73	1,15	1,40	0,67	2,43
K	He ан.	0,51	0,33	1,70	0,23	0,21
Ca	—"	0,84	He ан.	3,05	0,10	0,18
Mg	—"	0,75	—"	0,80	0,07	0,98
NH_4	—"	0,23	0,20	He ан.	0,002	He ан.
Σkt	1,45	5,06	1,69	6,95	1,07	3,80
HCO_3	0,30	3,99	0,83	3,83	0,66	7,33
Cl	1,28	1,27	0,66	0,41	0,19	3,41
$S_{\text{общ}}$	He ан.	He ан.	He ан.	1,60	0,23	He ан.
Σan	1,58	5,26	1,48	5,96	1,09	10,74
CO_2	5,30	2,12	1,31	6,82	1,25	He ан.
CH_4	0,13	0,13	0,15	0,57	0,12	—"
N_2	0,31	0,46	0,02	5,36	0,19	—"
H_2O	0,12	0,05	0,12	0,04	0,19	—"

	3		4	
	Песчаники пи- ритизированные	Песчаники и филлиты	Альби- титы	Черные сланцы
Na	1,74	1,95	10,98	3,45
K	0,27	0,48	He ан.	0,12
Ca	0,24	0,60	—"	0,30
Mg	He ан.	0,39	0,18	0,24
NH_4	—"	He ан.	He ан.	He ан.
Σkt	2,25	3,42	11,16	4,11
NCO_2	1,46	2,19	23,43	5,85
Cl	0,85	4,26	2,55	0,84
$S_{\text{общ}}$	0,81	He ан.	He ан.	He ан.
Σan	3,12	6,45	25,98	6,69
CO_2	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.
CH_4	—"	—"	—"	—"
N_2	—"	—"	—"	—"
H_2O	—"	—"	—"	—"

* По данным В. Г. Моисеенко (1977).

Геохимические особенности рудовмещающих черносланцевых толщ находят свое отражение и в химическом составе газово-жидких включений продуктивных кварцев. Согласно данным В. Г. Моисеенко и И. И. Фатьянова (1972) по Селемджинскому району и нашим данным по Ниманскому району (табл. 9), гидротермальные растворы продуктивных стадий месторождений, локализованных в углеродисто-терригенных толщах, характеризуются высоким содержанием натрия — в среднем 62,46% — и высоким отношением $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) \cdot 100$ — в среднем 74,5, что согласуется с геохимической специализацией этих толщ. Суммарное содержание натрия и калия составляет 83,8% от всей суммы катионов в растворе. Анионная группа отличается высоким содержанием хлора и незначительной долей серы, содержание которой часто вообще не обнаруживается во включениях, так же как и в черносланцевых породах. Зато всегда присутствуют соединения углерода, заимствованные, вероятно, из углеродистой толщи.

Состав вытяжек, кроме того, определяется еще и составом пород, непосредственно вмещающих жилы. Так, кварц из жил, залегающих в альбититах, содержит в катионной части газово-жидких включений практически только один натрий, в метавулканитах основного состава (зеленых сланцах) — повышенное количество магния. В составе включений из кварца серицитовых кварцитов соотношение щелочей, так же как и в самих кварцитах, оказывается в пользу калия. Сера обнаруживается в вытяжках из жил, залегающих в пиритизированных породах.

Таким образом, главные черты химизма продуктивных гидротермальных растворов обусловлены геохимическими особенностями рудовмещающей черносланцевой толщи в целом. Вариации в содержаниях отдельных компонентов (Na, K, Mg, S) определяются литолого-геохимическими особенностями пород, в которых непосредственно происходит рудоотложение.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ СССР

Выполненный в порядке сопоставления анализ данных по другим регионам СССР, где распространены рудоносные углеродистые толщи, показывает, что отмеченная зависимость характера минерализации от состава вмещающих углеродистых пород является универсальной (Буряк, Парада, 1981б; Буряк, 1982). Во всех случаях минерально-морфологический тип оруденения определяется формационным типом и геохимическим составом вмещающих толщ. Прожилково-вкрапленный тип оруденения, представленный согласными и согласно секущими зонами сульфидной или кварц-сульфидной минерализации, из-

**Средний химический состав (в %) углеродсодержащих
оруденение прожилково-вкрапленного типа (№ 1—15) и малосульфидное**

№ п/п	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO
1	15	57,90	1,07	20,16	3,99	1,66	0,06	2,99	0,50
2	60	60,52	1,04	15,23	4,80	1,14	0,12	3,03	1,37
3	60	59,54	0,93	16,70	4,13	1,78	0,12	2,87	0,86
4	1	58,50	0,84	18,00	5,62	1,17	0,08	3,12	0,33
5	3	58,00	0,82	17,81	2,88	4,52	0,05	2,05	0,63
6		57,27	0,97	16,86	5,72	2,95	0,41	1,58	0,37
7	80	62,50	1,15	17,60	He ан.	6,20	0,05	2,22	0,40
8		64,02	1,00	17,54	3,40	2,78	He ан.	2,72	0,37
9		63,50	1,04	16,96	4,21	3,68	—"	2,12	0,38
10		59,80	1,22	21,71	2,28	5,61	—"	1,85	0,15
11		48,52	1,07	20,69	6,12	3,48	—"	5,43	1,69
12		61,86	1,13	18,69	4,87	1,82	—"	2,70	0,48
13	36	65,33	1,04	16,13	3,92	2,55	—"	2,70	0,36
14	8	60,33	0,87	17,89	6,48	2,65	0,11	2,20	0,75
15	4	56,44	0,76	21,19	0,97	8,57	0,01	0,42	0,24
16		80,60	0,60	9,11	1,53	0,19	0,01	0,64	0,83
17		76,02	0,64	11,40	1,80	0,86	0,06	1,28	0,03
18		70,98	0,70	12,30	2,85	2,16	0,04	1,54	0,70
19	10	74,59	0,57	10,01	1,69	1,52	0,02	1,21	1,69
20	6	66,61	0,72	15,25	3,97	1,58	0,05	1,41	0,71
21	9	62,68	0,72	16,11	3,85	1,34	0,06	2,91	1,24
22	2	61,77	0,71	16,82	4,29	2,18	0,08	3,14	0,83
23	3	68,09	0,56	14,40	3,58	1,42	0,07	2,52	0,61
24	6	67,82	0,61	15,97	1,97	2,47	0,03	1,29	0,70
25	5	61,46	0,96	17,20	4,03	3,23	0,05	1,98	0,81
26	11	63,20	0,70	15,21	4,17	1,22	0,06	2,74	1,48
27	6	65,14	0,80	15,65	4,69	1,49	0,07	1,69	9,83
28	4	69,62	0,58	13,64	3,04	1,34	0,05	1,03	1,20
29	3	65,66	0,64	16,10	3,82	0,99	0,03	1,35	0,53
30		62,90	0,79	15,48	4,14	1,35	0,07	1,72	0,98

П р и м е ч а н и е. 1 — филлиты, содержащие рудоносную пирротин-пиритовую литы, несущие прожилково-вкрапленную рудоносную пирит-кварцевую и кварц-несущие прожилково-вкрапленную пирит-арсенопиритовую рудоносную минералом А. К. Воронкова; 6 — алевролиты, несущие прожилково-вкрапленную нецова; 7 — рудовмещающие породы месторождения сульфидно-вкрапленного точная Сибирь); 8 — валюхтинская, 9 — аунакитская, 10 — илигирская, 11 — товидные слюдяные сланцы Мамского района (Алешин и др., 1968); 14 — Сибирь) (Петров, 1974); 15 — углистые сланцы Башкирии с рудно-сульфидной слабобититизированные кремнистые алевролиты, вмещающие рудоносные С. Д. Шера; 18 — эти же породы по данным А. П. Никольского, групповая ронкова; 20; 21 — алевросланцы «углеродистой» формации (PZ₂?), вмещающие соответственно филлиты и филлитизированные песчаники лангерийской серии чение р. Колыма; 24 — участок 6, 25 — участок 9) (Измайлов, 1976); 26 — С₃—Р₁ (Якутия); 27 — рудовмещающие метапелиты месторождения кварцево месторождения; 29 — песчаные алевролиты верхней пачки кукканской свиты ской свиты (Якутия). Анализы М. К. Силичева.

В породах, содержащих кварц-сульфидное оруденение прожилково-вкрап но в практическом отношении играют подчиненную либо весьма незначитель отношению к этому оруденению, в местах пересечения с зонами сульфидной Синжилыная сульфидная минерализация наблюдается, но имеет резко подчинен (анализы № 16—30) дожилыная золото-сульфидная минерализация отсутству зация также слабо развита.

Таблица 10

алевролитовых пород различных регионов СССР, содержащих кварц-сульфидное кварцево-жильное и жильно-прожилковое оруденение (№ 16—30)

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ}	C _{орг}	п.п.п.	Сумма	Na ₂ O/ K ₂ O
1,69	4,03	2,63	0,12	2,40	0,80	He ан.	4,93	100,00	0,42
1,42	2,76	3,43	0,10	3,35	0,14	1,09	He опр.	99,62	0,51
1,93	2,93	2,88	0,12	3,61	0,14	0,80	—"	99,74	0,66
1,80	4,00	4,10	0,21	3,03	0,19	0,27	—"	100,66	0,45
0,72	4,57	He ан.	0,15	1,64	3,28	—	—"	98,80	0,16
0,24	3,53	—"	0,13	4,57	1,10	1,08	2,56	99,89	0,07
1,83	3,13	4,60	0,12	0,20	Сл.	He ан.	He опр.	100,00	0,58
1,67	3,38	He ан.	0,08	0,03	He ан.	—"	3,01	100,00	0,49
0,90	3,03	—"	0,10	0,08	—"	—"	4,00	100,00	0,30
2,04	3,37	—"	0,13	He ан.	—"	—"	1,84	100,00	0,60
2,06	3,12	—"	0,15	1,32	—"	—"	6,35	100,00	0,66
1,84	2,60	—"	0,02	0,04	—"	—"	3,95	100,00	0,71
1,03	2,94	—"	He ан.	He ан.	—"	—"	He опр.	96,00	0,35
1,62	3,54	3,20	0,10	—"	0,025	—"	—"	99,76	0,46
0,29	5,94	He ан.	He ан.	—"	0,06	—"	4,68	99,57	0,05
3,21	2,16	—"	0,12	0,25	0,10	—"	He опр.	99,35	1,49
2,97	2,69	—"	0,21	0,21	0,42	—"	—"	99,59	1,10
3,32	2,72	—"	He ан.	0,52	He ан.	—"	2,23	99,54	1,22
2,41	2,50	—"	0,16	0,87	1,03	—"	He опр.	98,50	0,96
2,61	3,03	2,16	0,14	1,30	1,53	0,48	3,77	99,84	0,86
2,72	3,99	1,70	0,22	0,48	1,51	He ан.	1,47	99,91	0,68
2,76	2,94	3,50	0,19	0,10	Сл.	0,30	He опр.	99,61	0,94
3,05	2,48	2,44	0,12	0,01	0,01	0,48	—"	99,84	1,23
3,27	2,96	2,42	0,21	He ан.	0,28	He ан.	—"	100,00	1,10
3,20	2,58	3,64	0,25	—"	0,50	—"	—"	99,89	1,24
2,98	3,03	He ан.	0,15	—"	0,15	—"	4,10	99,32	0,98
2,40	2,14	2,75	0,17	0,74	0,03	0,58	3,89	99,78	0,76
2,96	2,64	1,14	0,10	2,41	0,18	0,27	3,62	100,20	1,12
2,64	3,22	He ан.	0,18	0,08	He ан.	1,96	4,16	99,14	0,82
2,15	3,27	—"	0,36	He ан.	0,07	He ан.	5,74	93,82	0,66

вкрапленность и прожилки (Восточная Сибирь) (Буряк, 1972); 2, 3 — алевро-
пиритовую минерализацию (Восточная Сибирь) (Буряк, 1972); 4 — алевролиты,
лизацию (Средняя Азия). Данные Т. К. Арифурова; 5 — эти же породы по дан-
продуктивную пирит-полиметаллическую минерализацию (C₁). Анализы Ю. А. Куз-
типа (Буряк, 1972); 8—12 — метапелиты (PR₃) рудоносного района (Вос-
догалдынская, 12 — анангская свиты. Анализы В. В. Коткина; 13 — филли-
кварц-серицит-хлоритовые сланцы и филлиты удерейской свиты (Западная
минерализацией, западнокомаровская свита (Клемин, Пашков, 1979); 16, 17 —
кварцевые прожилки и жилы малосульфидной формации (PZ₁). Анализы
проба; 19 — аналогичные рудовмещающие алевропесчаники по данным А. К. Во-
рудоносные кварцевые жилы малосульфидной формации (Приамурье); 22, 23 —
(о-в Сахалин). Анализы Б. Науменко; 24, 25 — алевролиты — J (верхнее те-
алевролиты и аргиллиты, вмещающие стратиформные золото-кварцевые жилы —
жильного типа (Приамурье); 28 — рудовмещающие метаалевролиты того же
(Якутия): Анализы М. К. Силичева; 30 — алевролиты нижней пачки куккан-

ленного типа (анализы № 1—15), золотоносные кварцевые жилы отмечаются,
ную роль. Во всех случаях они являются наложенными, более поздними по
вкрапленности обогащаются сульфидами и золотом. Последнее укрупняется.
ное значение (Буряк, 1982). В породах с кварцево-жильной минерализацией
ет либо отмечается, но в незначительных количествах. Синжильная минерали-

бирательно локализуется в углеродистых метапелитах, содержащих осадочно-диагенетические карбонаты анкерит-сидеритового ряда, а также осадочный и гидротермально-осадочный пирит. Жильный и жильно-прожилковый тип оруденения, представленный согласными, секущими и согласно секущими зонами сближенных золотоносных кварцевых жил и прожилков малосульфидной формации, развивается среди различных отложений, преимущественно локализуется в существенно иных породах — в более высококремнистых метаалевролитовых разностях углеродсодержащих пород. Содержания основных петрогенных компонентов в метапелитах с сульфидным оруденением и кремнистых алевролитах с сульфидно-кварцевым оруденением существенно различаются (табл. 10). Породы, вмещающие прожилково-вкрапленное кварцево-сульфидное оруденение, как видно из приведенных данных, отличаются от толщ, вмещающих кварцево-жильное и жильно-прожилковое оруденение, прежде всего более высоким содержанием калия, глинозема и магния, что отражается правым наклоном векторов на аВ-диаграмме А. Н. Неелова (рис. 6). В связи с наличием магнезиально-железистых карбонатов (до 10—15%) магний резко преобладает над кальцием (отношение кальция к магнию равно в среднем 0,25), несколько

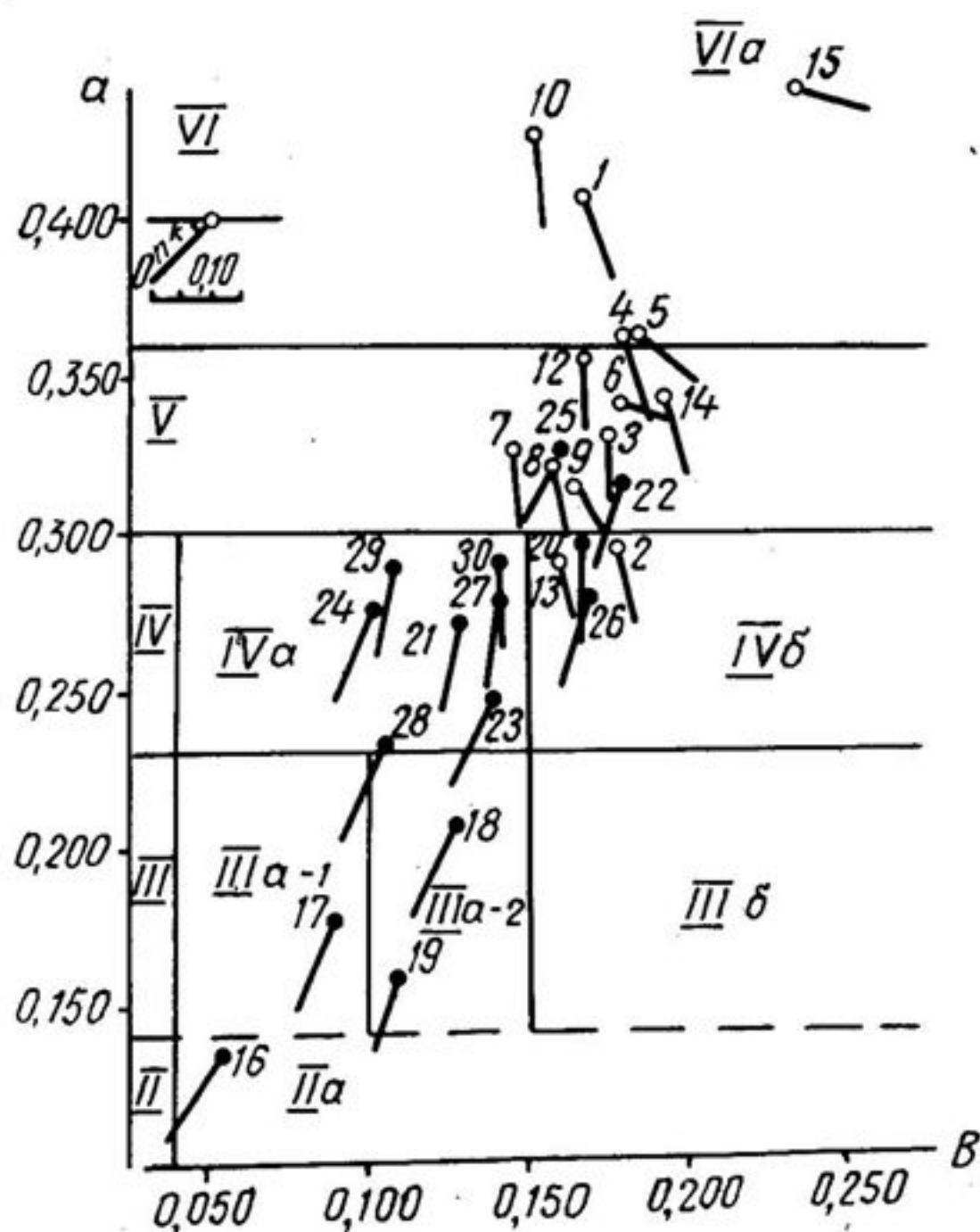


Рис. 6. Положение углеводисто-метаморфических пород на аВ-диаграмме А. Н. Неелова, вмещающих оруденение сульфидно-вкрапленного (1—15) и кварцево-жильного (16—30) типов различных районов СССР. а — $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; б — $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{CO}_2$; $k = \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$; $n = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Все окислы взяты в атомных количествах

повышен коэффициент фемичности (0,53), высока степень восстановления железа (отношение закисного железа к окисному равно 2,8). В первичном осадке эти породы представляли собой монтмориллонит-гидроslюдистые глины с примесью (10—15%) карбонатного материала магнезиально-железистого состава, кварца и полевых шпатов (в сумме 5—15%). Отношение монтмориллонитовой и гидроslюдистой составляющих довольно постоянно, в среднем 0,7. Накопление осадков происходило в условиях существенного сероводородного заражения в лагунах морских бассейнов нормальной солености с пассивным гидродинамическим и относительно спокойным тектоническим режимом.

Породы, содержащие кварцевожильный и жильно-прожилковый типы оруденения, характеризуются, как правило, значительно более высоким количеством кремнезема (до 70—90%), окиси натрия (до 3,5%) и пониженными содержаниями других компонентов, что отражается левым наклоном векторов на аВ-диаграмме. Как и в метапелитах с сульфидным оруденением, сумма щелочей в них высока (в среднем 6%), но преобладает обычно не калий, а натрий. Магнезиально-железистые карбонаты и пирит отсутствуют или же содержатся, но в незначительных количествах. В связи с этим коэффициент фемичности пониженный — 0,43, как и отношение закисного железа к окисному (2,1). Сумма глинистых компонентов в первичных осадках не превышает 50%, 10—20% приходится на полевые шпаты, 30—40% составляет хемогенный кремнезем, образование которого, по комплексу геологических и геохимических данных, связано с подводной эксгаляционно-гидротермальной деятельностью. Накопление этих осадков происходило, как и в первом случае, в нормально-соленом морском бассейне, но при значительно более активном гидродинамическом и тектоническом режимах, что обусловило слабое сероводородное заражение осадков и нередко почти полное отсутствие в них магнезиально-железистых карбонатов. В целом эти осадки менее зрелые, обогащены кремнеземом и в то же время обеднены серой, что и привело в конечном счете к развитию в них новообразованного кварцевожильного и жильно-прожилкового оруденения малосульфидной формации. Проявления синхронных осадкам подводно-вулканогенных эксгаляций и гидротерм обусловили повышенное содержание серы и мышьяка в этих осадках, прежде всего в углеродисто-кремнистых, и, как следствие, повышенное развитие в минерализованных кварцевых жилах и прожилках арсенопирита и пирита. В ряде случаев в рудовмещающих комплексах помимо осадочно-гидротермальных кремней устанавливаются прослой туфоалевролитов и туффитов андезит-дацитового состава, в низах продуктивного разреза отмечаются также маломощные прослой и пластообразные тела туффитов и эффузивов основного состава.

В метаосадочных толщах с сульфидным типом оруденения

эффузивы, как правило, отсутствуют, обычно устанавливается лишь проявление подводных сернистых эксгаляций и гидротерм (гидротермально-осадочного пирита, арсенопирита и других сульфидов) и незначительная примесь пеплового материала. К общим типоморфным особенностям рудовмещающих углеродистых метаосадочных пород, обуславливающим развитие минерализации, относятся: наличие углеродистого вещества и сингенетичных сульфидов; существенная примесь монтмориillonит-гидрослюдистых глин; проявление подводных эксгаляций и гидротерм, синхронных осадкам; незначительно или существенно повышенное содержание S, As, W, P_2O_5 , Ag, Sb, Sn, Mo, Mn, Fe.

Полученные данные, очевидно, имеют важное значение, поскольку позволяют прогнозировать конкретный минерально-морфологический тип оруденения в углеродистых толщах, исходя из их состава и литофациальных условий накопления. Это, в свою очередь, дает возможность более обоснованно выбирать рациональную методику поисков и оценки оруденения.

Как уже подчеркивалось, характерная особенность разреза углеродистых толщ Ниманского, Кербинского и Селемджинского районов — резкое преобладание алевросланцев с натриевым типом щелочности. Пелитовые разности с повышенным содержанием калия и сульфидов хотя и встречаются, но имеют ограниченное развитие. В соответствии с этим в качестве определяющего для всех этих районов следует ожидать кварцевожилый тип оруденения, прожилково-вкрапленный сульфидный — в качестве подчиненного.

Итоги ранее выполненных поисковых и разведочных работ, особенно последних лет, свидетельствуют в пользу этого теоретического вывода: в регионе часто встречаются малосульфидные кварцевые жилы и значительно реже — зоны сульфидной минерализации прожилково-вкрапленного типа. Это обстоятельство следует учитывать при проведении поисковых работ в регионе: среди пачек и свит, характеризующихся натриевым типом щелочности, вести поиски кварцевожилыого малосульфидного оруденения (резко преобладающего в регионе), среди калиевых — прожилково-вкрапленного сульфидного и кварцевожилыого малосульфидного.

ВЫВОДЫ

1. Оруденение региона локализовано в метаморфизованных углеродисто-терригенных (черносланцевых) толщах. Выделяются три основных рудолокализирующих стратиграфических уровня: экимчанская, сагурская и самырская (афанасьевская) свиты. В отличие от безрудных свит, имеющих метапсаммитовый состав, рудоносные уровни сложены в основном метапелитами, содержащими углеродистое вещество и сульфиды.

2. Минерально-морфологический тип оруденения обусловлен литологическими особенностями и химическим составом рудовмещающих черносланцевых пород, среди которых выделяются аномальные натриевые и нормальные калиевые. В первых развивается оруденение только кварцевожильного малосульфидного типа, во вторых — прожилково-вкрапленное сульфидное и кварцевожильное малосульфидное.

3. Натриевые углеродистые сланцы обогащены кремнеземом и сравнительно обеднены серой. Формирование их происходило в относительно глубоководном морском бассейне с активной динамикой и нормальным газовым режимом вод, исключаям существенное сероводородное заражение. Аномально высокие содержания Na_2O обусловлены в значительной мере региональной альбитизацией толщ в условиях эпигенетической активизации хлоридно-натриевых поровых вод и, вероятно, влиянием вулканогенных процессов. Эти особенности наряду с поступлением вулканогенных эксгаляций и гидротерм, приносящих Au , S , As , P , Ag , кремнезем и другие рудогенные компоненты, оказали решающее влияние на первичную специализацию толщ и последующее формирование в них оруденения кварцевожильного малосульфидного типа.

4. Калиевые рудосодержащие черные сланцы обогащены значительно больше железом, мышьяком и особенно серой и золотом. Они тесно ассоциируют с карбонатными породами, содержат в повышенных количествах не только слабозолотоносные осадочно-диагенетические, но и высокзолотоносные гидротермально-осадочные сульфиды. Для них характерно также наличие железо-магниевых карбонатов. Формирование этих пород происходило в мелководном морском бассейне, в локальных палео-прогибах, в условиях регрессивного режима и существенного сероводородного заражения. Это и привело (на этапе литогенеза или метаморфизма) к развитию в них практически автохронного оруденения золото-сульфидного типа. Кварцевожильное оруденение если и отмечается, то имеет обычно подчиненное значение, а главное, как было показано ранее (Буряк, 1975, 1982), является более поздним, наложенным.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

У глеродистые толщи региона претерпели преимущественно слабый метаморфизм зеленосланцевой фации. В направлении к ядерным частям метаморфических куполов происходит усиление метаморфических преобразований вплоть до образования кварц-альбит-мусковитовых полнокристаллических сланцев. Устанавливается зональность в развитии текстурно-структурных метаморфогенно-метасоматических преобразований по мере перехода от периферических частей куполов к их ядерным частям, зонам повышенного рассланцевания и дислокационного метаморфизма. В направлении к ядерным частям куполов выделяются следующие текстурно-структурные петрографические комплексы: 1) наиболее слабо измененные породы — глинистые сланцы, 2) аспидные сланцы и песчаники, 3) филлиты и метапесчаники, 4) сегрегационно-полосчатые микрокристаллические метасланцы, 5) альбит-порфиробластические кристаллосланцы. Характеристика их приведена в табл. 11.

Картирование прогрессивной метаморфической зональности на основе изучения смены типоморфных минеральных ассоциаций ранее в регионе не проводилось. Такая работа выполнена нами впервые на примере Ниманского района. В данном районе разрез метаморфического комплекса представлен наиболее полно для Селемджино-Кербинской зоны, в связи с этим произведенное расчленение может быть использовано в других ее частях и рекомендуется в качестве эталонного.

Выделяются следующие метаморфические зоны (рис. 7).

Х л о р и т-г и д р о с л ю д и с т а я з о н а охватывает слабоизмененные исходные разности пород. В песчаниках этой зоны сохраняется первичная обломочная структура. Зерна псаммитовой и алевритовой размерности представлены в основном угловатыми обломками кварца и плагиоклаза (альбит, олигоклаз), значительно реже микроклином, мусковитом и метаморфическими породами (филлитами). Цемент песчаников, составляющий до 40—50% объема породы, пелитовый, местами раскристаллизованный до тонкозернистого агрегата кварца, альбита и гидрослюда ($\Delta g \leq 0,015$). Тонкообломочные породы сложены алевролитами, реже аргиллитами. Под микроскопом они пред-

**Текстурно-структурные признаки и минеральный состав
петрографических комплексов метаморфизованной палеозойской толщи**

Петрографический комплекс	Характерные текстурно-структурные признаки	Основные новообразованные минералы (в порядке убывания), в том числе	
		присутствующие постоянно	присутствующие непостоянно
Комплекс аспидных сланцев и метапесчаников	Текстуры напластования. Структуры пелитовые, алевропелитовые, алевропесчаниковые, песчаниковые. Слоистость разных масштабов	Кварц, альбит, гидрослюда	Хлорит, серицит
Комплекс филлитов и метапесчаников	Текстуры сланцеватые. Структуры бластопелитовые, бластопсаммитовые, гранолепидобластовые. Слоистость разных масштабов	Кварц, альбит, серицит, хлорит, стильпномелан	Гранат, биотит
Комплекс полосчатых микрокристаллических сланцев	Текстуры полосчатые, в зеленых сланцах сланцеватые. Структуры гранолепидобластовые, лепидогранобластовые. Слоистость крупных масштабов (пласты, линзы)	Кварц, альбит, мусковит, хлорит	Стильпномелан, гранат, биотит
Комплекс альбит-порфиروбластических кристаллосланцев	Текстуры грубосланцеватые. Структуры порфиробластовые, гелицитовые, гранолепидобластовые, лепидогранобластовые. Слоистость крупных масштабов (пласты, линзы)	Кварц, альбит, мусковит, хлорит, гранат	Стильпномелан, биотит

ставляют собой тонкообломочный кварц-полевошпатовый материал, содержащий углисто-глинистое вещество, местами слабораскристаллизованное. В участках раскристаллизации диагностируются новообразования альбита, кварца, гидрослюд.

В обеих разновидностях терригенных пород отсутствуют новообразованные ориентированные текстуры, что с учетом незначительной степени перекристаллизации глинистого субстрата позволяет отнести их к группе глинистых сланцев.

По мере усиления степени метаморфизма в метатерригенных породах появляются серицит и хлорит. Обломочные зерна кварца и альбита регенерируются с краев, благодаря чему приобретают бахромчатые очертания. Вторичные ориентированные текстуры в песчаниках отсутствуют либо проявлены, но крайне редко, в то время как в тонкообломочных породах сланцеватая текстура обычна. В целом метаморфические преобразования отвечают комплексу аспидных сланцев и песчаников.

Стильпномелановая зона начинается с появления стильпномелана и исчезновения гидрослюд. На нижней ступени

Порода	Минерал	Добсоотитовая субфация		Биотитовая субфация	
		Зона			
		Хлорит-гидрослюдистая	Стильпно-мелановая	Биотит-стильпно-мелановая	Биотитовая
Метапелиты	Гидрослюда				
	Мусковит		---		
	Хлорит		-----		
	Стильпномелан	-----	-----		
	Биотит				
	Гранат				
	Кварц		---	-----	
	Альбит				
	Сфен			-----	-----
	Апатит			-----	-----
	Турмалин		-----	-----	-----
	Карбонат	-----	-----	-----	-----
Метабазиты	Хлорит				
	Актинолит				
	Эпидот		---		
	Клиноцоизит			-----	-----
	Роговая обманка			-----	-----
	Кварц			-----	-----
	Альбит				
	Мусковит				
	Биотит			-----	-----
	Стильпномелан				-----
	Гранат		-----	---	

Рис. 7. Прогрессивные метаморфические минеральные изменения в породах Правобуреинского сланцевого купола

преобразования характер исходных терригенных пород еще узнается и сохраняются слоистые текстуры, несмотря на широкое развитие вторичных сланцеватых текстур. Метатерригенные породы представлены филлитами и метапесчаниками. Верхняя ступень преобразования пород в этой зоне знаменуется появлением полосчатых сланцев.

Стильпномелан, являющийся типоморфным минералом, наиболее характерен для метапесчаников, в тонкообломочных по-

родах встречается значительно реже, образуя отдельные зерна и сноповидные агрегаты. Представлен он темно-коричневой до черного цвета окисно-железистой ферростильпномелановой разностью. Значительно реже совместно встречается обогащенный закисным железом темно-зеленый ферростильпномелан.

Глинистый и обломочный материал в метаморфизованных алевролитах и аргиллитах не сохраняется, в то время как в метапесчаниках еще узнаются первично-обломочные зерна кварца и альбита, которые интенсивно регенерированы.

Метапелитам свойственны следующие парагенезисы: $Mu + Chl + Ab + Qv$; $\pm Chl + Kzo + Stil + Mu + Ab + Qv$; $\pm Chl + Stil + Mu + Ab + Qv$; $Stil + Kzo + Mu + Ab + Qv$; $Ep + Chl + Mu + Ab + Qv$; $\pm Chl + Gr + Stil + Mu + Ab + Qv$; $Gr + Chl + Mu + Ab + Qv$.

В зеленых сланцах (метабазитах), начиная со стильпномелановой зоны, резко преобладают эпидот и хлорит. В значительно меньших количествах встречаются актинолит, клиноцоизит, стильпномелан, мусковит. Отмечается незначительное ($<5\%$) количество альбита и кварца. Характерны следующие минеральные ассоциации: $\pm Qv \pm Ab + Ep + Chl$; $\pm Ab + Ep + Chl$; $\pm Qv \pm Ab + Stil + Kzo + Ep + Chl$.

Биотит-стильпномелановая зона начинается с появления биотита, в своей низкотемпературной части представлена филлитовидными сланцами по метапелитам и метапесчаникам. Последние распознаются по более светлой окраске и более крупному размеру зерен минералов, в которых иногда наблюдаются первично-обломочные очертания. С усилением степени метаморфической перекристаллизации появляются вначале тонко-, а затем грубополосчатые сланцы. В нижней части зоны степень перекристаллизации достигает альбит-порфиروбластических кристаллосланцев. Для метапелитов установлены следующие характерные ассоциации: $\pm Kzo + Stil + Bi + Chl + Mu + Ab + Qv$; $\pm Kzo + Stil + Bi + Mu + Ab + Qv$; $Stil + Bi + Gr + Chl + Mu + Ab + Qv$; $\pm Ep + Stil + Bi + Gr + Chl + Mu + Ab + Qv$. Метабазиты сложены главным образом хлоритом, актинолитом, клиноцоизитом, альбитом и кварцем. В небольших количествах могут присутствовать эпидот, роговая обманка, мусковит, стильпномелан, гранат.

Биотитовая зона начинается с исчезновения (распада) стильпномелана, что обусловлено дальнейшим ростом РТ-параметров метаморфизма. Типичные метапелиты этой зоны представлены Chl -, Mu -, Ab -, Qv -сланцами, в которых присутствует небольшое количество граната и темно-коричнево-зеленоватого биотита. Степень перекристаллизации пород высокая. Метаморфозы представлены полосчатыми микрокристаллическими и альбит-порфиробластическими сланцами, реже встречаются кристаллические сланцы однородной по размерности минералов лепидогранобластовой структуры. Минеральные парагенезисы метапелитов: $Gr + Bi + Chl + Mu + Ab + Qv$; $Am + Gr + Bi + Chl +$

Химический состав, коэффициенты кристаллохимических формул и температуры термометрам)

	Н-329		Н-1428		Н-1461-1			
	С	г	С	г	С	г	С	г*
SiO ₂	37,19	36,98	36,26	36,41	37,79	37,56	37,92	39,27
Al ₂ O ₃	22,01	21,76	21,23	21,35	21,62	21,49	21,89	21,61
FeO _{общ}	24,97	23,72	15,59	18,15	10,48	16,28	12,15	17,10
MgO	1,92	1,93	0,25	0,26	0,125	0,291	0,109	0,180
MnO	8,80	8,22	14,81	13,72	21,46	12,64	20,114	14,74
CaO	5,67	7,46	10,83	9,75	9,46	10,09	9,88	9,76
Σ	100,56	100,07	98,97	99,64	100,93	98,36	102,07	102,65
Si	2,964	2,956	2,947	2,948	3,00	3,04	2,98	3,05
Al	2,068	2,051	2,035	2,038	2,025	2,044	2,030	1,982
Fe	1,664	1,586	1,046	1,229	0,696	1,099	0,800	1,113
Mg	0,228	0,230	0,030	0,031	0,015	0,035	0,013	0,021
Mn	0,594	0,597	1,020	0,941	1,444	0,864	1,341	0,970
Ca	0,484	0,639	0,943	0,846	0,805	0,872	0,833	0,813
Mg/(Mn+Mg+ +Fe)	0,0917	0,0953	0,0143	0,0141	0,007	0,017	0,006	0,010
T, °C	485	493	332	320	307	344	283	295
	Не опр.	Не опр.	300	300	300	300	300	300

* Кристаллы, полностью заключенные в альбите.

Примечание. С — центральная, i — промежуточная, г — краевая зоны нижний — гранат-хлоритовому термометрам.

+ Mu + Ab + Qv; Am + Gr + Bi + Mu + Ab + Qv; Bi + Chl + Ab + Qv. Обычно присутствует, кроме того, небольшое количество Ep, Kzo, Sph.

Зеленые сланцы (метабазиты) биотитовой зоны представляют собой породы, по текстурно-структурным особенностям аналогичные соответствующим текстурно-структурным разностям метапелитов. Порфиробласты представлены крупными выделениями белого альбита. В составе лейкократовых сегрегаций полосчатых сланцев преобладают альбит и бледно-зеленый эпидот. Основные минеральные парагенезисы метабазитов биотитовой зоны: 1) Qv + Ab + Ep + Am + Chl; 2) Qv + Ab + Akt + Kzo + Chl; 3) Qv + Chl + Ep + Kzo + Ab; 4) ± Bi + Gr + Ep + Kzo + Akt + Chl + Qv + Ab; 5) Ep + Kzo + Akt + Chl + Qv + Ab; 6) ± Bi + Ep + Kzo + Am + Chl + Qv + Ab. Иногда дополнительно отмечается мусковит, образующий разнообразной величины чешуйки, ориентированные по сланцеватости.

ТИПОМОРФНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ

Основные метаморфические минералы детально изучались в биотитовой зоне, как в наиболее высокотемпературной, с целью

Т а б л и ц а 12

образования разных зон гранатов (по гранат-фенгитовому и гранат-хлоритовому

Н-1475		Ш-1275							
С	г	С	г*	С	г	С	i ₁	i ₂	г
36,64	36,71	36,90	36,70	37,24	36,85	37,35	37,18	36,90	37,28
21,73	21,25	22,37	22,21	22,08	22,12	22,17	22,23	21,97	22,26
30,72	26,64	18,64	17,80	20,31	21,83	17,68	24,84	23,91	24,42
0,570	0,420	0,780	0,58	1,72	2,01	1,59	1,55	1,48	2,97
6,71	5,46	12,72	11,94	14,36	7,73	18,30	9,40	7,29	7,50
4,997	9,34	5,32	6,20	6,94	6,95	4,89	7,48	7,35	3,92
101,37	99,82	96,73	95,43	102,65	97,49	101,98	102,68	98,80	98,75
2,94	2,96	3,02	3,03	2,927	2,986	2,988	2,921	2,974	2,982
2,059	2,024	2,156	2,164	2,046	2,114	2,083	2,059	2,087	2,137
2,065	1,800	1,227	1,230	1,335	1,480	1,178	1,632	1,611	1,634
0,068	0,050	0,095	0,072	0,206	0,242	0,189	0,181	0,178	0,354
0,457	0,374	0,882	0,836	0,956	0,531	1,235	0,626	0,498	0,508
0,430	0,809	0,467	0,549	0,585	0,603	0,417	0,630	0,635	0,336
0,026	0,022	0,043	0,034	0,082	0,107	0,073	0,074	0,078	0,142
338	321	461	428	584	595	591	524	523	655
325	325	336	312	425	500	400	425	425	550

граната. В графе «температура» верхний ряд отвечает гранат-фенгитовому,

Т а б л и ц а 13

Химический состав и коэффициент кристаллохимических формул альбитов

	Н-329	Н-1428	Н-1461-1	Н-1475	Ш-1275
SiO ₂	68,49	68,06	68,46	69,27	68,71
Al ₂ O ₃	19,94	20,06	20,08	20,07	19,52
FeO _{общ}	0,06	—	0,03	0,08	—
MgO	—	—	0,002	—	0,01
MnO	—	—	—	0,01	—
CaO	0,14	0,03	0,09	0,05	0,03
K ₂ O	0,06	0,05	0,10	0,07	0,06
Na ₂ O	11,21	11,72	12,59	11,99	10,92
TiO ₂	—	0,06	—	—	0,35
Σ	99,90	99,93	101,36	101,54	99,60
Si	2,986	2,974	2,963	2,985	3,002
Al	1,026	1,034	1,025	1,015	1,005
Ca	0,006	0,001	0,004	0,002	0,001
K	0,003	0,003	0,006	0,004	0,003
Na	0,949	0,993	1,056	0,997	0,925

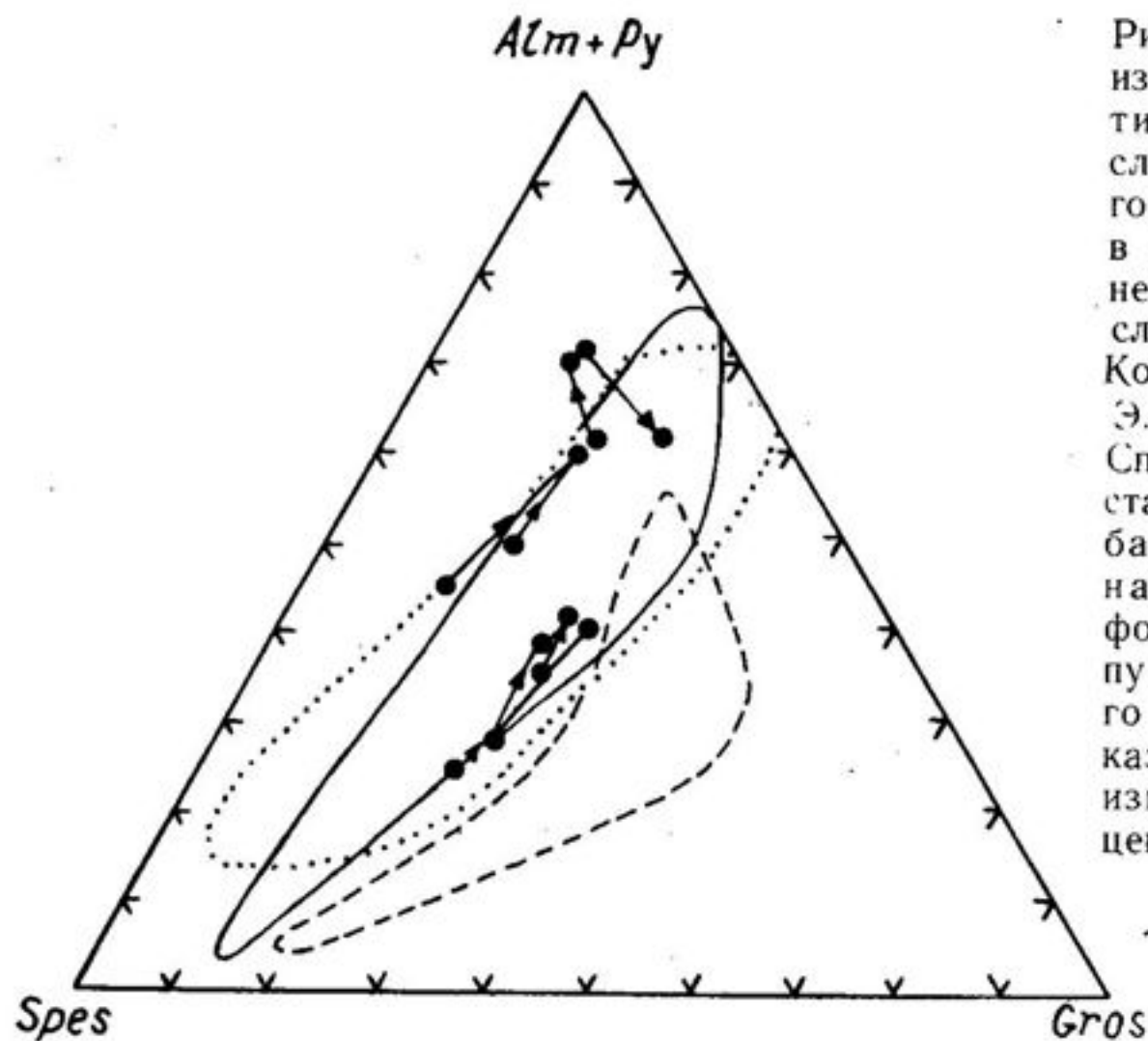


Рис. 8. Состав гранатов из альбит-порфировластических углеродистых сланцев Правобуреинского купола (залитые точки) в сравнении с гранатами некоторых других зеленосланцевых комплексов. Контуры линий даны по Э. Брауну (Brown, 1967). Сплошная линия — состав гранатов пояса Санбагава (Япония), точечная — францисканской формации (Калифорния), пунктирная — Восточного Отаго. Стрелки показывают направление изменения состава от центра кристалла к краю

нистым. Однако различий в составе между ними не выявлено.

Белая слюда составляет до 35% объема сланцев, находится в сростании с хлоритом и незначительным количеством биотита. По составу отвечает мусковит-фенгитам, содержащим, согласно расчету, коэффициента фенгитовости (Кориковский, 1979), 46—51% фенгита (табл. 14). Содержания парагонита небольшие — 2—8%. Мусковит-фенгиты изученных пород близки по составу к слюдам других зеленосланцевых комплексов.

Хлорит присутствует в количестве 5—10% объема сланцев, в ряде случаев развивается путем замещения граната и биотита. Анализировались индивидуализированные, вероятно первичные, чешуйки хлоритов. Среди изученных хлоритов (табл. 15) выделяется обр. Ш—1275 своей относительно повышенной магнетиальностью, что соответствует повышенной магнетиальности мусковит-фенгита и граната этого же образца (см. табл. 12, 14). Составы изученных хлоритов на диаграмме Al—Fe—Mg попадают в поле хлоритов Восточного Отаго.

Мусковит-фенгиты и хлориты апелитовых альбит-порфировластических кристаллосланцев, так же как и альбиты, химически однородны.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Термометрическое и криометрическое изучение флюидных включений выполнено Н. В. Бердниковым в Институте тектоники и геофизики ДВО АН СССР. Детально исследовались газово-жидкие включения в метакораллах Правобуреинского купола

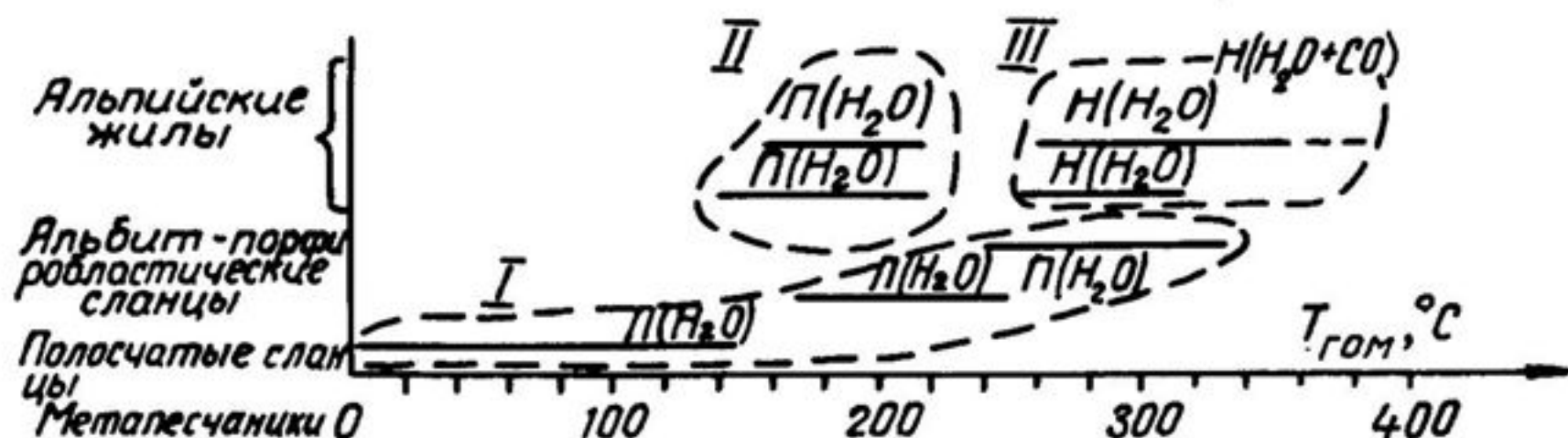


Рис. 9. Интервалы температур гомогенизации первичных (П) и наложенных (Н) генераций флюидных включений в породах и альпийских кварцевых жилах Правобуреинского купола

Температурные поля: I — зонального метаморфизма, II — альпийских жил, III — преобразования альпийских жил

златоустовской, самырской и саларинской свит. Образцы отбирались в западной части купола, вне зоны влияния визуально различного наложенного контактового метаморфизма, связанного с постметаморфическими мезозойскими гранитоидами.

Металесчаники исследованных образцов (Н—1862 и С—971—3) отобраны из стильномелановой зоны филлитов. Изучались включения в обломочном кварце. Они подразделяются на первичные, первично-вторичные и поздние, метаморфогенные. Последние наблюдаются в участках деформации или перекристаллизации обломочных зерен кварца, представлены однофазовыми холодноводными включениями. Кварц частично перекристаллизован и содержит водные включения, температура гомогенизации которых варьирует от 0 (холодноводные) до 180° С (рис. 9). Криометрические исследования показали, что вода в таких включениях практически чистая: ее оттаивание происходит при температуре около 0° С.

Полосчатые сланцы содержат полностью перекристаллизованный кварц с хорошо выраженной генерацией метаморфогенных включений, гомогенизирующихся в интервале 165—245° С. Состав их существенно водный. В некоторых случаях наблюдались твердофазные включения хорошо растворимых солей, вероятнее всего хлоридов. Об этом говорят пониженные до —2,5° С температуры их оттаивания.

Порфиروبластические сланцы содержат метаморфогенный кварц, включения в котором представлены практически чистыми (температура оттаивания 0° С) водными растворами с температурой гомогенизации 240—330° С.

На основании изложенных данных можно заключить, что метаморфические преобразования происходили при участии существенно водного флюида в условиях относительно низких температур.

**Зависимость химического состава водных вытяжек из кварцевых жил
вмещающих пород**

	Альбит-порфиробластические кристалло- сланцы				Полосчатые сланцы	
	Н—1471	Н—1477	Н—1520	Среднее	Н—1299	Н—1533
Na	1,17	0,78	0,51	0,82	2,76	0,33
K	0,45	3,48	0,30	1,41	0,03	0,06
Ca	1,14	0,78	0,48	0,80	0,36	0,42
Mg	He обн.	0,62	He обн.	0,21	He обн.	0,54
Σkt	2,76	5,66	1,29	3,24	3,15	1,35
F	0,03	0,18	He обн.	0,07	0,30	He обн.
Cl	2,55	4,90	1,28	2,91	1,70	1,71
SO ₄	He обн.	0,90	0,12	0,34	He обн.	He обн.
HCO ₃	3,66	1,46	2,20	2,44	5,87	1,46
Σan	6,24	7,44	3,60	5,76	7,87	3,17
H ₄ SiO ₄	1,8	11,7	6,9	6,8	5,4	He обн

Примечание. Анализы выполнены в ДВИМСе Н. М. Чеботарь.

Кварцевые жилы альпийского типа имеют площадное развитие в породах всех метаморфических зон и петрографических комплексов, начиная со стильномелановой зоны филлитов. Изучены жилы из регионально-метаморфизованных сланцев и контактовых роговиков.

Для кварца альпийских жил, залегающих за пределами зоны визуально различимого ороговикования, характерно наличие двух генераций включений — ранней и поздней. Раннюю генерацию образуют первичные и первично-вторичные газовой-жидкие существенно водные включения с температурами гомогенизации, возрастающими к центру метаморфического купола. Включения второй генерации обычно крупные, трассируют залеченные трещины и поэтому диагностируются как вторичные. В их составе также преобладает вода. Тгом равна 255—360° С и в целом возрастает по мере приближения к гранитному массиву.

В гранулированном кварце малосульфидных жил, залегающих в интенсивно ороговикovaných метапелитах, преобладают высокотемпературные (Тгом = 340—360° С) газовой-жидкие включения. При этом здесь они носят характер первичных, что говорит о значительной перекристаллизации жильного кварца. Криометрическими исследованиями установлено, что, в отличие от ранних собственно метаморфогенных включений, обусловленных регионально-купольным метаморфизмом, в составе этих включений наряду с водой присутствует в повышенных количествах сжиженная углекислота. Температура гомогенизации СО₂ варьирует от 7 до 31° С, а температура оттаивания понижена до —58° С, что может свидетельствовать о незначительной примеси низкокипящих газов (СН₄, N₂).

Т а б л и ц а 16

(в мг на 100 г пробы) альпийского типа от степени метаморфизма

микрокристаллические				Филлиты и метапесчаники; аспидные сланцы и песчаники			
Н—1546	С—623	С—607	Среднее	Н—1415	Н—1420	С—56	Среднее
1,35	0,99	0,42	1,17	3,00	2,55	2,04	2,53
0,42	0,42	0,12	0,21	0,12	Не обн.	0,12	0,08
1,68	0,54	0,42	0,68	0,30	0,42	0,06	0,26
0,69	0,01	0,45	0,34	0,26	0,29	0,29	0,28
4,14	1,96	1,41	2,40	3,68	3,26	2,51	3,15
0,24	0,27	Не обн.	0,16	0,12	0,02	0,09	0,08
5,52	0,42	2,97	2,46	2,13	2,53	2,12	2,26
Не обн.	0,72	Не обн.	0,14	0,18	0,36	Не обн.	0,18
4,39	3,67	—"	3,08	4,39	2,93	2,92	3,41
10,15	5,08	2,97	5,84	6,82	5,84	5,13	5,93
6,6	4,0	12,0	5,6	34,0	25,8	0,6	19,9

Можно заключить, что ранняя генерация включений, являющаяся первичной метаморфогенной, отражает процесс периода становления малосульфидных жил. Наличие различных групп первичных включений, формировавшихся, по-видимому, из вскипающего раствора, обусловлено, вероятно, резким падением давления в жилотмещающих полостях. Последние формировались в ходе тектонических деформаций и заполнялись кремнеземсодержащими растворами, проникающими в эти полости из вмещающих пород. Происходящее при этом резкое падение давления в образующихся полостях приводило к вскипанию растворов.

Поздняя водно-углекислотная генерация включений, судя по ее ярко выраженной первичной природе в гранулированном кварце из зон ороговикования, является наложенной и связана со становлением постметаморфических позднемезозойских гранитов.

О солевом составе включений в кварцевых жилах можно судить по результатам анализов вытяжек (табл. 16). Обращает на себя внимание высокая доля Na в сумме катионов, Cl и HCO₃ в сумме анионов. Доля Na и HCO₃ возрастает с уменьшением степени метаморфизма пород, в то время как доля K, Ca и Si падает. Для других катионов и анионов закономерных изменений содержания не наблюдается.

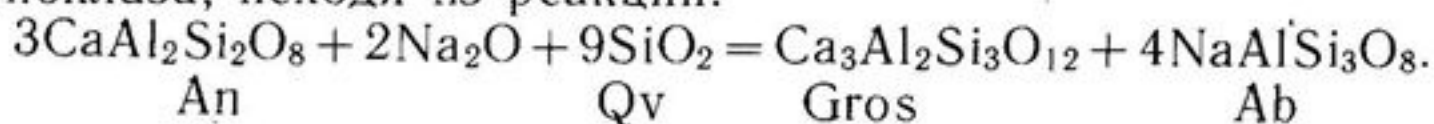
РТХ-УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Данные минералогических геотермометров. Наиболее высокометаморфизованные породы района — альбит-порфиروبласти-

ческие кристаллосланцы, судя по встречающемуся в них биотиту, высокой марганцовистости и железистости гранатов и фенгитовости мусковитов, в соответствии с принятой классификацией (Кориковский, 1979) следует относить к биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Об этом же свидетельствует приведенное выше сравнение их с зеленосланцевыми породами Новой Зеландии (Восточного Отаго), метаморфизованными, по данным Э. Брауна (Brown, 1967), в условиях хлоритовой и биотитовой минеральных зон. Температуру метаморфизма можно оценить по гранат-хлоритовому (Перчук, Рябчиков, 1976) и предложенному О. В. Авченко (Неменман, Авченко, 1986) гранат-фенгитовому термометрам. Для последнего зависимость распределения Fe и Mg между гранатом и фенгитом от температуры и давления при давлениях от 20 до 35 кбар изучена экспериментально (Green, Hellman, 1982). По этому термометру T образования альбит-порфиروبластических сланцев биотитовой зоны составляет $283\text{—}655^\circ\text{C}$, а по гранат-хлоритовому — $300\text{—}550^\circ\text{C}$. При этом, как следует из табл. 12, примерно до $T\ 400^\circ\text{C}$ сходимость между показаниями гранат-хлоритового и гранат-фенгитового термометров удовлетворительная; причины расхождения в более высокотемпературной области не вполне ясны. В частности, нельзя исключить более позднее регрессивное образование хлоритов. Минеральные ассоциации обр. Н—1461—1, Н—1428 и Н—1475 сформировались при температурах не выше $300\text{—}350^\circ\text{C}$. Более высокотемпературны минеральные ассоциации обр. Н—329 и Ш—1275 (табл. 12).

Химическая зональность гранатов (уменьшение содержания MnO и возрастание MgO и FeO от центра к краю зерен) в целом отвечает прямому типу, что доказывает прогрессивную направленность метаморфизма (Авченко, 1982).

Установленное сложное поведение CaO — возрастание концентрации окиси в оболочках относительно ядерных зон, фиксирующееся во многих случаях (табл. 12), — не находит пока однозначного объяснения. Его можно объяснить повышением активности натрия в процессе рассматриваемого метаморфизма (Авченко, 1982). То есть привнос натрия в породы мог послужить причиной возрастания содержания CaO в гранате и натровости плагиоклаза, исходя из реакции:



В то же время повышенное содержание CaO в краевых частях зерен граната может быть объяснено и возрастанием флюидного давления в ядрах метаморфических куполов (как в структурах, благоприятных для локализации флюидов) под экранирующей толщей metabазитов ипатинской свиты и метапелитов самырской свиты в процессе развития метаморфогенной системы, т. е. в условиях проявления ее гидротермостатирования (Летников, Нарсеев, 1971). Текстурно-структурные особенности метаморфи-

ческих пород свидетельствуют в пользу такого допущения. На это, в частности, указывает их высокая степень перекристаллизации, крупнозернистость, широкое проявление метасоматоза вообще и метабластеза в частности.

По своему минеральному парагенезису (альбит, мусковит, кварц, серицит, гранат) породы отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма. Однако степень кристалличности их соответствует эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям (по внешнему виду это кристаллические сланцы).

Флюидное давление, видимо, значительно, преобладало над давлением литостатическим. Как уже предполагалось (Буряк, 1981), обогащенность флюидами определяет своеобразный режим рассматриваемого метаморфизма.

Отчетливо сказываются на характере зональности гранатов при рассматриваемых относительно низких температурах и локальные свойства среды, вмещающей зерна гранатов. Мельчайшие кристаллы граната, полностью заключенные в альбите, обладают слабой зональностью и высокой железистостью, тогда как гранаты, окруженные мусковитом и хлоритом, имеют прогрессивную зональность и более магнезиальны.

Возрастание магнезиальности граната с ростом температуры метаморфизма явно выражено в кристаллах, погруженных в мусковит или хлорит, т. е. в субстрат, содержащий FeO и MgO. Зерна граната, заключенные в альбите, являются «бронированными реликтами» и в реакциях с железо-магнезиальными минералами не участвуют.

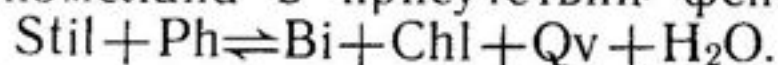
Таким образом, особенности структуры альбит-порфиروبластических сланцев в сочетании с особенностями состава минералов (сложная зональность гранатов по CaO, химическая однородность и чистота альбита) указывают на возможный натровый метасоматоз, проявившийся на фоне повышения температуры при метаморфизме, и (или) на возрастание флюидного давления в условиях гидротермостатирования.

Альбит-порфиروبластические сланцы, представляя в регионе продукт наиболее глубокого преобразования метатерригенных пород исходного субстрата, несут, кроме того, информацию о начальных этапах метаморфизма. Об этом можно судить исходя из химической зональности кристаллов граната, ядра которых содержат меньше MgO и FeO, но больше MnO по сравнению с периферией тех же зерен. То есть центральные зоны гранатов являются более низкотемпературными и сформировались до начала предполагаемого натрового метасоматоза и возрастания флюидного давления. Такие составы гранатов следует ожидать в стильномелановой зоне в филлитах и метапесчаниках, не подвергавшихся активному воздействию натрийсодержащих метаморфизирующих растворов и расположенных стратиграфически выше экранирующих метадиабазов ипатинской свиты. В стильномелан-биотитовой и биотитовой зонах возможны более

высокотемпературные гранаты с прямой зональностью по MgO и MnO.

Постепенный переход порфиروبластических сланцев, содержащих серый альбит в виде порфиробласт, к полосчатым сланцам, содержащим главным образом белый альбит в составе лейкократовых сегрегаций, можно объяснить снижением активности натрия в растворах, проявляющимся к периферии ореолов метаморфизма в период его кульминации.

Из реакций, которые могли происходить в процессе метаморфического преобразования изученных пород, экспериментально исследована К.-Х. Нитшем (Цит. по: Винклер, 1979) реакция разложения стильпноmelана в присутствии фенгита по схеме:



Если давление принять равным 4 кбар, то температура этой изоградной реакции, согласно экспериментально полученным значениям, составит $445 \pm 10^\circ \text{C}$. Эти данные с учетом вероятных погрешностей метода близки к температурам, полученным для образцов Н—329, Н—1475 по гранат-фенгитовому термометру (табл. 12).

Термобарогеохимические данные. Согласно полученным замерам, $T_{\text{гом}}$ существенно водных газовой-жидких включений в метапелитах повышаются от $0—180^\circ \text{C}$ в метапесчаниках златоустовской свиты до $240—330^\circ \text{C}$ в порфиروبластических сланцах саларинской и ипатинской свит. Если давление при образовании изученных пород принять равным порядка 1 кбар (фактически оно, наверное, достигало 3—4 кбар в основании разреза), то поправки к полученным $T_{\text{гом}}$ по диаграмме Г. Г. Леймлена и Н. В. Клевцова (1956) составят $50—60^\circ \text{C}$. Соответственно верхние значения T метаморфизма составят 230°C для метапесчаников, 295° для полосчатых и 380°C для порфиروبластических сланцев.

Таким образом, и по термобарогеохимическим данным устанавливается единый прогрессивный зональный ряд преобразования метапелитов, в котором в соответствии со степенью метаморфической перекристаллизации пород и сменой характерных минеральных ассоциаций происходит увеличение температур гомогенизации метаморфогенных флюидных включений.

Находит свое подтверждение и существующее мнение о тесной генетической связи малосульфидных кварцевых жил с метаморфизмом. T гомогенизации первичных включений кварцевых жил изменяется от 140 до 220°C , повышаясь к центру метаморфического купола. Более низкие значения $T_{\text{гом}}$ включений в жилах по сравнению с включениями во вмещающих сланцах свидетельствуют о формировании жил на регрессивной стадии регионального метаморфизма, на что уже ранее обращалось внимание (Буряк, 1981, 1982). Температурный интервал этого процесса с поправкой на давление 1 кбар составляет $190—270^\circ \text{C}$.

Образование вторичных водных и водно-углекислотных включений в кварце жил по своим параметрам отвечает значительному повышению температур минералообразования, которые с поправкой на давление в 1 кбар могли достигать 300—410° С. Такой ход процесса противоречит регрессивному характеру развития связанных с метаморфизмом кварцевых убогосульфидных жил. Ответственным за это резкое повышение температур следует считать процесс становления постметаморфических меловых интрузий гранитоидов.

Графитовый геотермометр. Прогрессивное увеличение степени кристалличности углеродистого вещества при метаморфизме изучено Лендисом (Landis, 1971). Он показал, что степень его графитизации зависит главным образом от температуры метаморфизма, а давление и исходное вещество играют второстепенную роль. Это и другие исследования послужили основой для разработки графитового геотермометра (Шенгелия и др., 1977), в котором используется зависимость параметра с кристаллической решетки графита от T метаморфизма. При этом авторы термометра показали, что он отражает возможные наивысшие температуры метаморфизма и не зависит от наложенных регрессивных преобразований.

Нами были определены параметры элементарной решетки метаморфизованного углистого вещества из сланцев Правобуреинского купола разной степени перекристаллизации. Углистое вещество выделялось из пород по методике, опубликованной Б. В. Петровым и В. А. Макрыгиной (1975). Рентгеновские анализы произведены в ПО «Таежгеология» Р. Г. Романовой на установке УРС-2. Условия съемки: излучение Fe , напряжение 40 кВ, ток 12 мА. Полученные результаты показаны на рис. 10.

Погрешность определений параметра s , использованных при определении T , составила $\pm 8 \cdot 10^{-13}$ м, что соответствует температуре ± 100 — 150° С. Такая высокая погрешность определения s не позволяет жестко привязывать полученные результаты к соответствующим температурам. В то же время уверенно можно судить о прогрессивном характере метаморфизма метапелитов, так же как и о том, что температура кульминации метаморфизма могла быть довольно высокой.

СООТНОШЕНИЕ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

Важное значение при установлении возраста и природы метаморфизма и возможной роли его в формировании оруденения имеет изучение характера пространственно-временных соотношений выше рассмотренных зонально-метаморфических преобразований с интрузивными магматическими породами. Оруденение можно связывать с процессами метаморфического преобразования углеродистых толщ, очевидно, лишь в том случае,

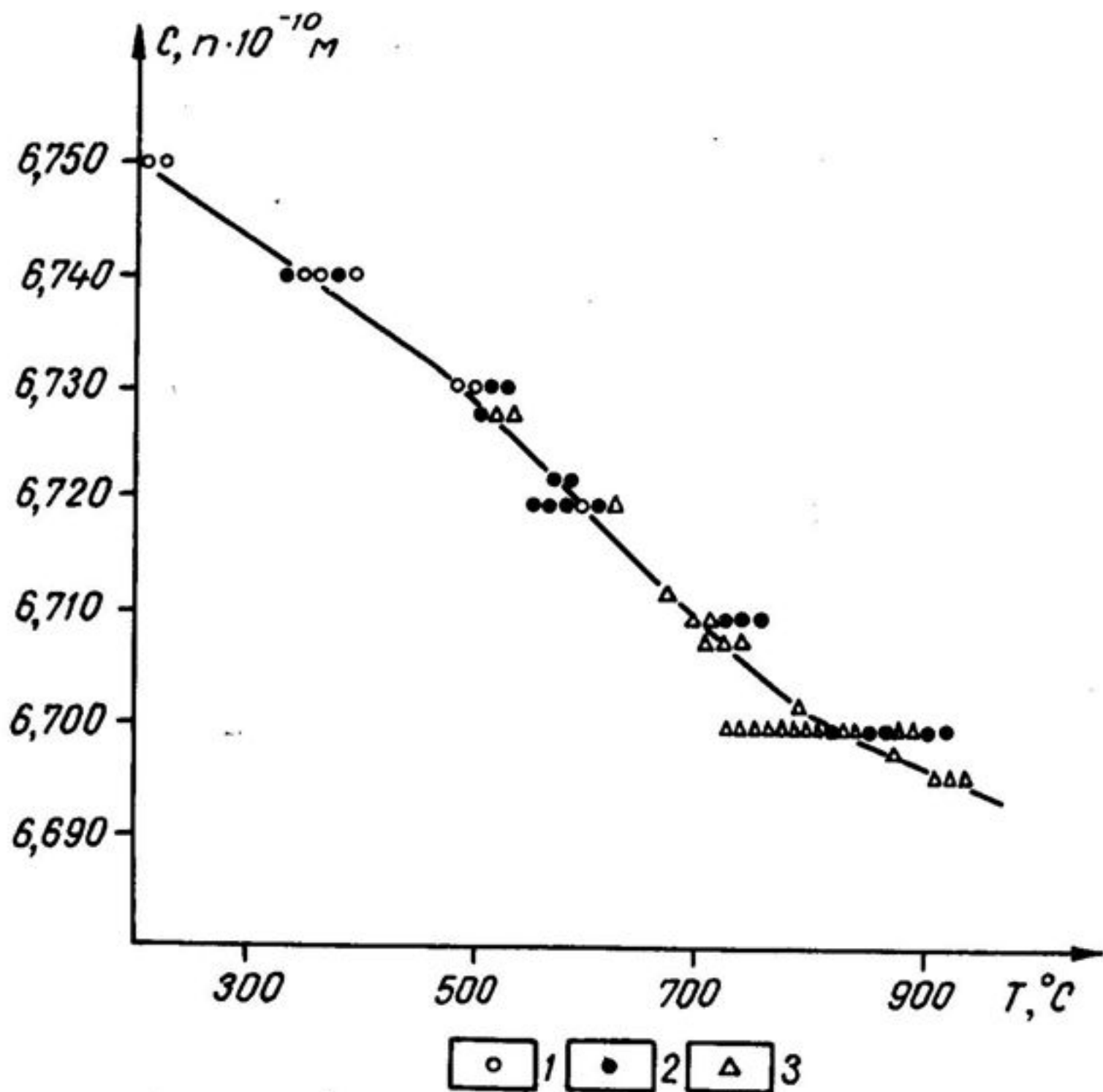


Рис. 10. Распределение значений параметра с графитизированного углеродистого вещества из парасланцев Правобуреинского купола на кривой графитового геотермометра

1 — аспидные сланцы и филлиты, 2 — полосчатые сланцы, 3 — альбит-порфиروبластические сланцы

если сами процессы метаморфизма (как и оруденение) предшествуют интрузивному гранитоидному магматизму. В связи с этим данному вопросу было уделено повышенное внимание.

Как отмечалось ранее, магматические породы в исследуемых районах распространены довольно широко. Наиболее разнообразны они в Селемджинском районе, где выделены формации палеозойского и мезозойского возраста. В Ниманском районе проявления интрузивного магматизма менее разнообразны. Преимущественное развитие здесь получил мезозойский интрузивный комплекс.

Палеозойский интрузивный магматизм представлен габброидами, диоритами, натровыми и калиевыми гранитоидами, образующими нерасчлененный ряд формаций. Ареал развития этих пород в целом вписывается в контур Селемджино-Кербинской

структурно-формационной метаморфической зоны. При этом габброиды, диориты и плагиограниты распространены преимущественно в Селемджинском и в значительно меньшем количестве в Ниманском районе. Слагают они небольшие штоки и пластовые интрузии среди в разной степени метаморфизованных углеродистых толщ (Маломырский, Ингаглинский, Лукачекский и прочие массивы). Характерной особенностью этих магматических пород являются хорошо проявленные гнейсовидные текстуры, конформные вмещающим породам, и существенные метаморфические преобразования, которые выражаются в широком развитии новообразований хлорита, эпидота, мусковита, альбита, стильпномелана, биотита, актинолита и граната.

Палеозойские граниты и гранодиориты слагают конформные с простиранием складчатых структур малочисленные небольшие массивы среди метаморфизованных толщ. Иногда в них наблюдаются гнейсовидность и слабая рассланцовка, параллельные сланцеватости вмещающих пород. Слабо проявленное контактовое ороговикование вмещающих пород выражается в образовании альбит-эпидотовых и биотит-мусковит-кварцевых пород.

Для интрузий палеозойского комплекса характерно относительно слабое проявление фацальной зональности, по мере приближения к эндоконтакту. Все интрузивные массивы характеризуются довольно хорошей степенью раскристаллизации независимо от размеров интрузивных тел.

Мезозойский интрузивный магматизм представлен интрузивами диорит-гранодиоритовой и гранитной формаций (Сухов, 1981). Кроме того, в Селемджино-Кербинской металлогенической зоне широко проявлен мезозойский комплекс даек разнообразного состава. Эндоконтактовые изменения в связи с этими породами выражаются в развитии обширных полей ороговикованных пород, в которых новообразованные минералы представлены мусковитом, биотитом и корднеритом.

Наиболее характерные особенности проявления мезозойского магматизма, отличающие его от магматизма палеозойского этапа, следующие:

- явно дискордантное положение интрузий по отношению к складчатым структурам палеозойского комплекса и различным метаморфическим зонам;

- отсутствие в интрузивах вторичных ориентированных структур и текстур, равно как и вторичных метаморфогенных минералов, аналогичных новообразованным минералам вмещающего метаморфического комплекса;

- обширные поля контактовых роговиков и фацальная зональность (по степени раскристаллизации) интрузий независимо от состава и размеров внедрившихся магматических масс.

Все это позволяет заключить, что становление палеозойских пород габбро-диорит-плагиогранитного ряда, несомненно, пред-

шествовало развитию метаморфизма; поздние разновидности палеозойских магматических пород — граниты, прежде всего калиевые, — вероятнее всего, завершали развитие процессов метаморфизма. Мезозойские интрузивные магматические породы — постметаморфические.

ВЫВОДЫ

1. Рудовмещающие углеродистые толщи региона претерпели зональный региональный метаморфизм, постепенно усиливающийся по мере приближения к ядерным частям слабоэродированных палеозойских (?) метаморфических куполов. Диапазон метаморфических преобразований на уровне современного эрозионного среза охватывает четыре последовательно формирующиеся метаморфические зоны (по мере перехода от периферии куполов к их ядерным частям): 1) хлорит-гидрослюдистую, 2) стильпно-мелановую, 3) биотит-стильпно-мелановую, 4) биотитовую.

По своим фациальным особенностям метаморфизм своеобразен и его предлагается именовать регионально-купольным. Характерные особенности его: 1) зональное строение метаморфических комплексов, отражающих неоднородность в распределении потока метаморфизирующих флюидов; 2) локализация наиболее высокотемпературных метаморфических образований в ядерных частях куполов; 3) приуроченность метаморфических куполов к линейным геосинклинальным зонам земной коры — подвижным складчатым поясам, в их пределах — к узлам пересечения глубинных флюидоподводящих разломов; 4) достижение максимальных температур метаморфизма в процессе куполообразования (на что указывает конформное и наблюдающееся в ряде случаев слабосекущее положение изоград по отношению к простиранию складок); 5) повышенное содержание в метаморфогенной системе водных растворов, значительно обогащенных Na и Cl; 6) слабовыраженная пространственно-временная связь с палеозойскими гранитоидами, конформными складчатым структурам (калиевые гранитоиды завершают развитие процессов метаморфизма).

2. Температура метаморфизма в биотитовой зоне, наиболее высокотемпературной на современном эрозионном срезе, достигала: по данным гомогенизации газовой-жидких включений (с учетом поправок на давление) — 380—390° С, по гранат-хлоритовому и гранат-фенгитовому геотермометрам, показывающим применительно к данному случаю, видимо, явно завышенные данные, — 550 и 655° С соответственно. По графитовому геотермометру значения этих температур оказываются еще более завышенными.

3. Температура кристаллизации кварцевых жил, развитых в метаморфизованных углеродистых толщах, постепенно воз-

растает по мере приближения к ядерной части куполов, т. е. явно коррелируется с T метаморфизма вмещающих пород. Однако имеются и существенные различия: T кристаллизации жил на $50\text{—}100^\circ\text{C}$ ниже, чем максимальная температура метаморфизма пород. Это указывает на образование жил в заключительный регрессивный этап метаморфизма. Об этом же свидетельствует избирательная приуроченность жил к регионально проявленным зонам регрессивных метасоматитов кварц-серицитового, кварц-альбитового, кварц-альбит-серицитового, кварц-анкерит-серицитового или хлорит-серицитового состава.

4. В кварцевых жилах региона отмечаются два типа газожидких включений, в том числе и за пределами визуально наблюдаемых контактовых роговиков, связанных с постметаморфическими массивами мезозойских гранитоидов. Включения первого типа существенно водные, сингенетичны самим жилам и отражают РТХ-условия их формирования. Для них, как и для вмещающих толщ региона, характерно повышенное содержание Na , а также Cl и HCO_3 . Содержание Ca относительно пониженное, что также коррелируется с составом углеродистых толщ — ограниченным количеством карбонатных пород в общем разрезе осадочно-метаморфических толщ региона. Включения второго типа вторичные, существенно иные — водно-углекислотные, в них наряду с водным раствором присутствует сжиженная углекислота. Наличие их связано с постметаморфическими процессами тектономагматической активизации и становлением гранитоидов этого периода.

Вопрос о миграционной подвижности химических элементов в условиях метаморфизма до сих пор, как известно, является остродискуссионным, несмотря на большой объем исследований, выполненных в различных регионах. В рассматриваемых районах нами на основе массового опробования в различной мере метаморфизованных отложений предпринята попытка его освещения. Для этого по опорным разрезам через Правобуреинский сланцевый купол был произведен массовый отбор проб (через каждые 250 м по профилям). Выборки формировались по всем ранее охарактеризованным зонам метаморфизма.

Метаморфические зоны, как отмечалось, в общем конформны стратиграфическим контактам. В связи с этим не представилось возможным изучить изменение содержаний различных элементов путем непосредственного прослеживания одного и того же пласта (или пластов) пород вкрест простираения изоград или границ зон метаморфизма, что крайне желательно при решении данного вопроса. Авторы для решения рассматриваемого вопроса вынуждены были пойти другим путем — сопоставлять между собой однотипные разности пород, находящиеся в разных зонах метаморфизма. Естественно, данный метод является значительно более уязвимым по сравнению с первым, но тем не менее позволяет получить объективные данные, интерпретация которых способствует решению рассматриваемого вопроса.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Детально изучены три разновидности пород: углеродисто-терригенные сланцы (метапелиты), зеленые сланцы (метавулканиты) основного состава, кварциты (метакремни) кислого состава.

Редкие и рассеянные элементы*. В углеродисто-терригенных породах выделились две группы элементов, имеющих различное содержание в зависимости от степени метаморфизма (табл. 17): 1) Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Cr, Sn, Ag и Ba;

* Здесь и далее рассматриваются только кларковые (фоновые) содержания элементов, в том числе для Pb, Zn, Ag, Au, Be, Li, Nb, Ti, Y, Yb.

Таблица 17

Распределение средних содержаний ($10^{-3}\%$) редких и рассеянных элементов в черносланцевых породах различных метаморфических зон

	I (32)		II (79)		III (102)		IV (111)	
	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ
Li	3,4	0,9	3,1	1,0	3,6	1,8	3,1	1,3
Be	0,20	0,17	0,26	0,13	0,25	0,17	0,23	0,20
Sr	8,2	5,7	6,5	2,7	6,3	4,78	7,7	3,4
Ba	59,5	34,7	62	32,8	63,6	33,2	73,3	17,3
Y	1,7	0,7	1,35	0,56	1,36	0,5	1,12	0,45
Yb	0,4	0,24	0,4	0,26	0,28	0,1	0,27	0,16
Zr	25,4	9,6	19,2	10,0	18,9	10,1	19,6	13,0
Nb	0,8	0,15	0,75	0,13	0,73	0,31	0,72	0,2
V	17,0	7,9	16,9	7,13	19,1	15,7	16,85	1,85
Cr	10,0	6,3	20,2	12,6	20,5	13,0	22,5	9,1
Mo	0,4	0,26	0,54	0,3	0,46	0,19	0,37	0,28
Co	0,8	0,28	0,94	0,9	1,1	0,64	1,8	0,9
Ni	2,2	1,4	2,4	1,54	3,1	2,12	4,1	2,64
Cu	2,3	1,22	3,1	1,7	3,2	2,3	3,5	2,36
Zn	8,9	3,7	10,9	6,0	9,3	1,66	12,1	4,5
Pb	2,8	1,48	3,15	1,6	3,1	1,9	3,4	2,3
Sn	0,5	0,24	0,9	0,6	0,95	1,0	1,0	0,6
Ag	0,009	0,0082	0,012	0,012	0,027	0,011	0,017	0,016
Ge	0,2	0,1	0,19	0,043	0,19	0,06	0,18	0,02
Ga	3,4	1,26	3,3	1,82	2,9	1,37	4,35	1,81
Sc	1,1	0,7	0,8	0,43	0,71	0,16	0,77	0,66

П р и м е ч а н и е. I—IV — зоны метаморфизма: I — аспидных сланцев, II — филлитов, III — контрастно-полосчатых сланцев, IV — альбит-порфиروبластических сланцев. В скобках — количество проб. $\bar{X}$ — среднеарифметическое содержание; σ — среднеквадратичное отклонение.

2) Nb, Y, Yb. Содержания элементов первой группы возрастают от зоны I к зоне IV, второй — наоборот, уменьшаются.

Расчеты статистической значимости различий средних содержаний по t-критерию Стьюдента показали, что содержания Ni различаются с высокой степенью значимости (1%-ный уровень) в выборках IV—III и III—II и невысокой (10%-ный уровень) — в выборках II—I. Содержания Co во всех выборках различаются при 5%-ном уровне значимости, для Cu различия значимы при 1%-ном уровне между II—I зонами, между зонами III и II они незначимы, а между IV и III различаются только при 10%-ном уровне. Такие же, как и для меди, характеристики значимости различий имеют Zn, Pb, Sn и Cr. Для Ba различия средних статистически значимы только между зонами IV и III, причем при 1%-ном уровне.

Для второй группы элементов (Nb, Y, Yb) в целом характерна невысокая степень значимости различий.

Зеленые сланцы распространены в значительно меньшей степени, чем углеродисто-терригенные породы. Поэтому количество проб в выборках оказалось заметно меньшим. Вместе

Распределение средних содержаний ($10^{-3}\%$) редких и рассеянных элементов в зеленых сланцах и кварцитах по зонам метаморфизма

	I (5)	II (27)	III (50)	IV (23)	I (5)	II (12)	III (10)	IV (12)
	Зеленые сланцы				Кварциты			
Li	2,6	2,85	2,4	2,5	2,5	2,6	2,5	1,6
Be	0,16	0,11	0,15	0,12	0,14	0,09	0,08	0,13
Sr	14,2	36,0	9,3	12,0	6,7	10,0	8,3	5,8
Ba	29,0	36,0	9,3	17,0	11,0	24,0	21,0	29,0
Y	4,6	2,1	2,2	2,0	1,4	1,0	0,84	0,78
Yb	0,92	0,40	0,48	0,4	0,15	0,13	0,10	0,13
Zr	48	21	18	23	7,4	6,8	8,7	6,6
Nb	0,90	0,62	0,49	0,59	0,70	0,64	0,53	0,46
V	31	40	46	34	7,2	5,4	5,2	5,75
Cr	18	36	39	27	8,2	9,3	5,2	20,8
Mo	0,20	0,34	0,21	0,46	0,28	0,13	0,46	0,48
Co	2,2	3,0	4,4	3,4	2,6	0,94	0,81	1,13
Ni	2,9	10,0	10,0	10,0	9,6	2,1	1,5	2,4
Cu	1,4	5,2	4,9	5,3	12,0	8,3	4,2	3,7
Zn	10,7	10,3	8,3	9,9	5,8	5,2	4,7	4,4
Pb	0,22	0,65	0,95	0,87	4,0	2,8	2,25	2,7
Sn	0,50	0,55	1,38	0,60	0,11	0,21	0,21	0,29
Ag	не обн.	0,002	0,012	0,007	0,0049	0,0063	0,0077	0,0101
Ge	0,22	0,68	0,90	0,90	0,14	0,17	0,125	0,13
Ga	1,3	2,6	3,4	8,8	0,5	1,3	1,3	2,7
Sc	4,6	2,45	2,85	2,0	1,3	0,75	0,52	0,75

Примечание см. в табл. 17.

с тем в этих породах, как и в углеродисто-терригенных, намечаются две группы элементов (табл. 18), характеризующихся закономерным возрастанием (Ni, Cu, Ga, Pb, Co, Sn, Ag, Cr) и уменьшением (Y, Yb, Nb, Sc) средних содержаний с усилением степени метаморфизма пород. Для Y, Yb, Nb, Zr, Sc отмечается, кроме того, довольно резкий скачок в сторону уменьшения, а для Co, Ni, Cu, Pb, Ag, Ge — в сторону увеличения средних содержаний при переходе от зоны I к зоне II. Средние содержания Li и Be остаются примерно на одном уровне во всех четырех зонах.

Кварциты в изучаемом районе встречаются спорадически; по величине $(Fe + Mn)/Ti$ -модуля, превышающего 50, относятся к эксгальационно-осадочным. В связи с этим содержания РРЭ в них сильно варьируют. Однако в выборках, сформированных из разных зон метаморфизма, отмечаются тенденции возрастания средних содержаний Ba, Sn, Ag, Ga и уменьшения — Y, Nb, Cu, Zn по мере усиления степени метаморфизма. Для Cr, Co, Ni и Pb отмечается постепенное снижение средних содержаний от зоны I к III и затем некоторое увеличение в зоне IV.

Во всех трех изученных типах пород устанавливаются однонаправленные тенденции: увеличение содержаний Sn, Ag и умень-

Средние значения (в мг/т) и стандартные отклонения кларковых содержаний Au в углеродистых породах

Свита	Метапелиты			Метапсаммиты			Метакремни			Метавулканиты		
	n	$\bar{X}$	σ	n	$\bar{X}$	σ	n	$\bar{X}$	σ	n	$\bar{X}$	σ
ек	14	2,9	1,69	3	1,3	0,36	—	—	—	—	—	—
tk	—	—	—	6	1,5	0,48	—	—	—	—	—	—
sg	16	4,0	2,37	4	1,9	0,75	2	4,7	—	4	3,2	0,75
zl	21	1,7	1,02	14	1,7	0,77	2	3,4	—	6	4,5	1,14
sm	20	1,6	0,66	8	0,8	0,24	7	1,3	0,55	12	1,6	1,13
ip+sl	20	2,2	1,52	—	—	—	5	2,0	0,87	5	1,0	0,20

Примечание. n — количество проб. Остальные обозначения см. в табл. 17.

шение Y, Yb по мере усиления метаморфизма. В углеродисто-терригенных и зеленых сланцах дополнительно отмечается увеличение содержаний Ni, Co, Cu, отчасти Pb, Cг и уменьшение Yb при усилении метаморфизма.

Золото*. В Селемджинском и Кербинском районах доступны наблюдению только одна—две метаморфические зоны. Ниманский район лишен этих недостатков. Здесь на довольно ограниченной площади, в пределах единой Правобуреинской куполовидной структуры, вскрывается весь стратиграфический разрез рудовмещающего углеродисто-метаморфического комплекса и наиболее полно представлена метаморфическая зональность, благодаря чему можно получить наиболее корректные данные. Из табл. 19 видно, что метапелиты обычно здесь содержат Au больше, чем метапсаммиты. Устанавливаются существенные различия между метапелитами различных свит. Наиболее низким фоном характеризуются метапелиты златоустовской и самырской свит, претерпевшие сегрегационную дифференциацию. Средние содержания Au в метапесчаниках всех свит приблизительно одинаковы. Слюдистые кварциты и метавулканиты основного состава сагурской и златоустовской свит характеризуются повышенным содержанием Au (3,2—4,7 мг/т). Разные по исходному субстрату породы имеют различные кларковые содержания Au. Наиболее низкими содержаниями обладают псаммиты, самым высоким — вулканогенные породы. Глинистые породы занимают промежуточное положение. В самырской свите, охваченной метаморфической дифференциацией, указанные различия сглаживаются и разные в генетическом отношении породы характеризуются одинаково сильно пониженными содержаниями Au, при этом еще более резко понижается дисперсия. В парасланцах и кварцитах саларинской свиты среднее содержание Au снова

* Рассматриваются только первичные кларковые (фоновые) содержания в метапородах за пределами зон гидротермальной проработки и новообразований.

**Баланс кларковых содержаний Au по метаморфическим зонам
в различных типах пород**

Тип породы	I+II		III		IV		В % относительно I+II		
	n	$\bar{X}$	n	$\bar{X}$	n	$\bar{X}$	I+II	III	IV
Метавулканыты	10	4,0	12	1,6	5	1,0	100	42	26
Метакремни	4	4,1	7	1,3	5	2,0	100	39	49
Метапелиты	30	3,5	20	1,6	20	2,2	100	46	63
Метапсаммиты	13	1,6	8	0,8	—	—	100	50	—

П р и м е ч а н и е см. в табл. 17, 19.

возрастает, а в зеленых сланцах еще более уменьшается.

Баланс Au по метаморфическим зонам приведен в табл. 20. Различия между I + II и III зонами статистически значимые для метапелитов, метапсаммитов и метавулканитов. Между I + II и IV зонами различия значимы как для пара-, так и для орто-сланцев. Между III и IV зонами различия статистически незначимы.

Таким образом, устанавливается зависимость средних содержаний Au от литологии исходных пород и еще в большей мере от степени их метаморфизма, что согласуется с ранее полученными данными по Селемджинскому району (Моисеенко, Неронский, 1968, 1973; Мельников, Сверкунова, 1976). Это позволяет трактовать полученные данные более расширенно, для всего региона в целом. Локальные отклонения возникают при недостаточном количестве данных.

В верхних сечениях метаморфической колонны, где процессы метаморфической дифференциации не проявлены (или слабо проявлены) наблюдаются в целом более высокие содержания золота, чем в нижних ее сечениях, а разные типы пород характеризуются различным фоном золота. В нижних сечениях метаморфической колонны, в зоне проявления сегрегационной дифференциации, все типы пород имеют однообразно низкие, приблизительно одинаковые фоновые содержания золота.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Предпринята попытка изучить поведение редких и рассеянных элементов на примере кварц-биотитовых роговиков, развитых вокруг гранитоидов позднемелового возраста, прорывающих углеродистые толщи. Проведено сравнение четырех пар выборок углеродисто-терригенных и трех пар выборок зеленых сланцев. Каждая пара выборок представлена неизмененными и ороговикоманными породами одного стратиграфического уровня.

Согласно полученным данным, для каждой пары выборок устанавливается относительное обогащение ороговикоманных углеродисто-терригенных сланцев Li, Sr, Y, Yb, Zr, Nb, Sn, Sc

и обеднение Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Ga. Для остальных изученных элементов (Be, Ba, V, Cr, Mo, Ge) отмечаются незакономерные колебания или равные значения.

Установленные различия имеют высокий (0,5—5%) уровень значимости в большинстве пар выборок. Лишь для Cr, Ge, а в отдельных случаях для Y, Ag, Co различия значимы только при 20%-ном уровне.

Зеленые сланцы при ороговиковании, так же как и углеродисто-терригенные, обогащаются Li, Zr, Nb и обедняются Ni. Для Yb отмечается прямо противоположная тенденция, т. е. обеднение роговиков этим элементом. Эти тенденции устанавливаются во всех трех изученных парах выборок.

Средние содержания Co в двух парах выборок различаются незначительно, что при данном количестве проб оказывается статистически незначимым. В одной паре выборок (зеленых полосчатых сланцев ипатинской свиты) средние содержания Co в ороговикованных породах в 2 раза ниже, чем в неороговикованных, т. е. сохраняется та же закономерность, что и в углеродисто-терригенных сланцах. Сказанное выше для Co касается также Cu и Sc.

Таким образом, можно констатировать, что при процессах контактового метаморфизма в углеродисто-терригенные сланцы привносились Li, Zr, Sc, Sr, Y, Yb, Sn и выносились Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Ag, Ga. При метаморфизме зеленых сланцев привносились Li, Zr, Sc и выносились Ni, Co, Cu, Yb, Mo.

ВЫВОДЫ

Устанавливаются существенные различия в содержаниях компонентов для однотипных разновидностей пород разных зон контактового и регионального метаморфизма. Это свидетельствует в пользу неизохимичности процессов метаморфизма и тем самым подтверждает возможность метаморфогенного рудообразования. Характерно повышенное содержание Sn, Ag, Co, Ni, Cu, Pb, Cr и пониженное Y, Yb, Nb в породах высокотемпературных зон регионального метаморфизма. В условиях контактового метаморфизма намечаются противоположные тенденции: литофильные элементы преимущественно выносятся, халькофильные — привносятся.

Особо обращает на себя внимание уменьшение содержаний Au в различных разновидностях пород по мере возрастания степени их метаморфических и сопутствующих метаморфогенно-метасоматических преобразований. Этот факт представляется одним из наиболее важных и может рассматриваться в качестве реальной предпосылки, обуславливающей генезис метаморфогенного оруденения. Нижние сечения метаморфической колонны, исходя из этого, можно действительно рассматривать как область выноса.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И
ПОЛОЖЕНИЕ В НЕЙ ОРУДЕНЕНИЯ

Метаморфические купола региона эродированы слабо, но неодинаково, в соответствии с его неоднородно-блоковым в неотектоническом отношении строением. Наиболее глубоко эродирован Правобуреинский купол, расположенный в близмеридионально ориентированной зоне неотектонических поднятий. В ядерной части этого купола вскрываются альбит-порфиروبластические кристаллосланцы биотитовой зоны, представляющие собой наиболее высокометаморфизованные образования региона. В направлении на северо-запад и юго-восток от этого купола интенсивность неотектонического поднятия снижается, соответственно снижается и степень эродированности куполов. Благодаря этому наблюдается латеральная зональность, отражающая как относительно глубоко эродированные купола (Ниманский), так и очень слабо эродированные (Сагурский, Токурско-Челогорский) и умеренно эродированные (Эльгоканский и др.).

Это в свою очередь дает возможность проследить вертикальную зональность в строении куполов, образующих их пликативных и разрывных структур, метаморфических преобразований и оруденения (рис. 11—13).

В ядерных относительно глубоко эродированных частях куполов пласты пород залегают субгоризонтально в центре и полого наклонены на крыльях, образуя простой свод. Слоистость и кристаллизационная сланцеватость совпадают. Характерно наличие мелких лежащих изоклиналиных складок, в том числе птигматитообразных, представляющих собой результат внутрипластового пластического течения материала пород. Осевые поверхности этих складок параллельны слоистости и сегрегационной полосчатости. Крупные лежащие изоклинали не отмечаются.

Постепенно вверх по разрезу характер складчатости изменяется, складки становятся более крупными и крутыми, вплоть до вертикальных в ядерных частях куполов на верхних эрозионных срезах (рис. 11—13). Одновременно, как отмечалось выше, изменяется степень метаморфизма пород. В ядерных частях относительно глубоко эродированных куполов развиты порфиروبластические кристаллосланцы, на более верхних умеренных

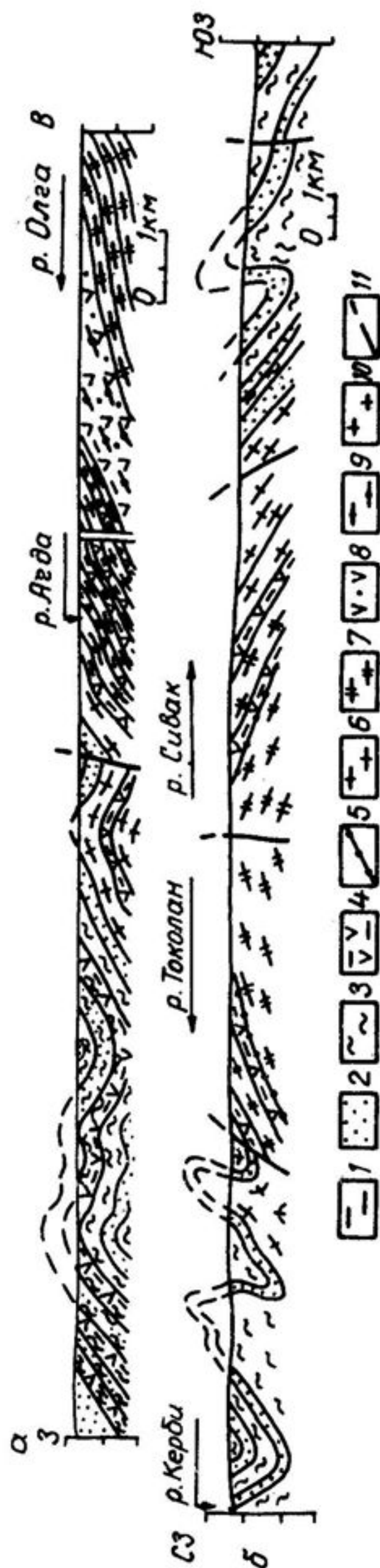


Рис. 11. Разрезы северо-западной части Правобуренского (а) и центральной части Сивакского (б) куполов в области перехода от сводово-купольной структуры к складчато-купольной

1 — алевролиты и аргиллиты; 2 — метапелиты; 3 — метапелит; 4 — зеленые сланцы (метадиабазы); кварциты; 6 — тонкопелитовые кристаллические породы; 7 — то же, грубопелитовые; 8 — альбит-порфириобластические кристаллические породы; 9 — зеленые; 10 — серые графитовые кристаллические породы; 11 — разрывные нарушения

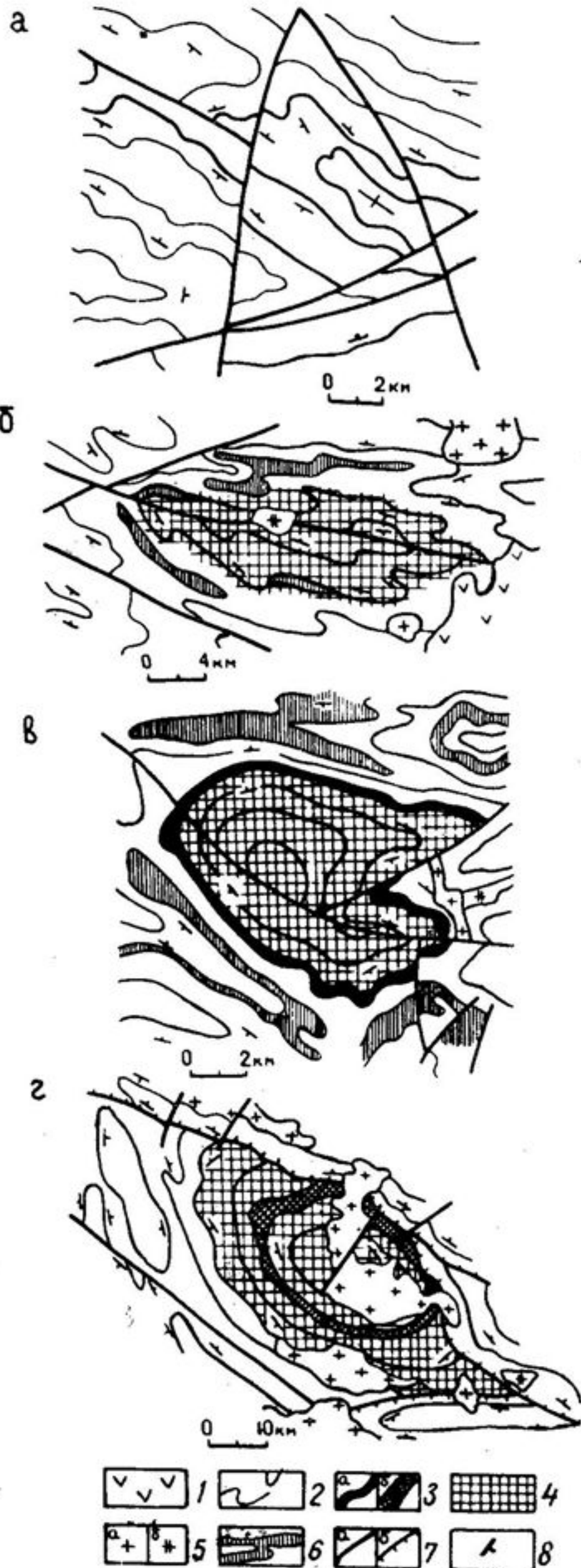


Рис. 12. Вертикальная зональность в строении куполовидных структур Селемджино-Кербинской структурно-формационной зоны. Обобщенный эволюционный ряд частных уровней эрозионного среза купольных структур

а—в — складчато-купольные структуры: а — Токурская (крест — ядро купола), б — Сагурская, в — Эльгоканская (переходный тип); г — Правобуреинская сводово-купольная структура. 1 — меловые вулканиды; 2 — палеозойский углеродисто-метаморфический комплекс; 3 — маркирующие толщи: а — эльгинский горизонт метадиабазов, б — ипатинская свита зеленых сланцев; 4 — наиболее метаморфизованные породы ядерных частей куполовидных структур; 5 — гранитоиды меловые (а) и позднепалеозойские (б); 6 — силлы палеозойских габброидов; 7 — разломы крутопадающие (а) и пологопадающие (б); 8 — залегание слоистости

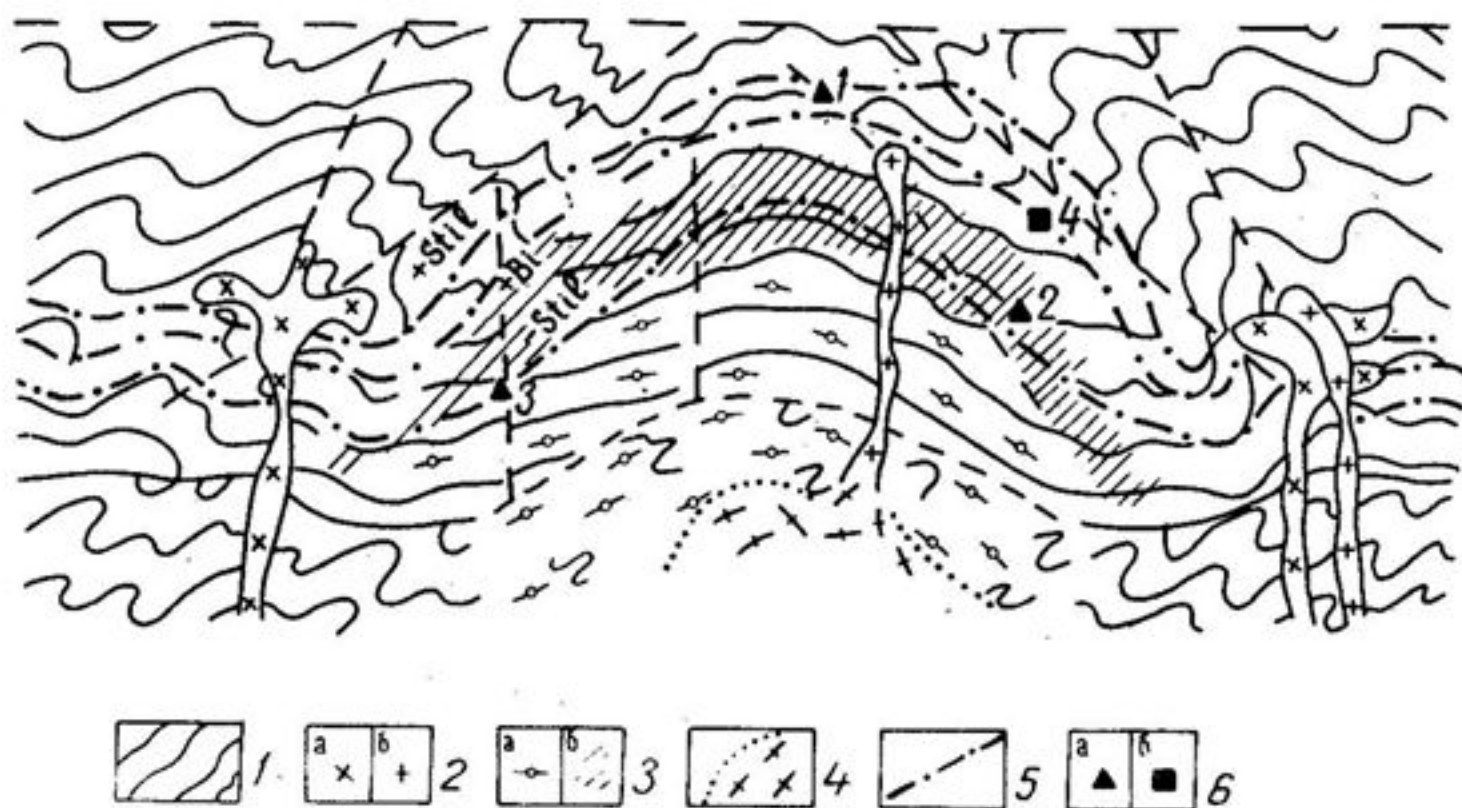


Рис. 13. Схематизированный разрез глубокоэродированного купола и положение в нем рудных формаций

1 — палеозойский геосинклинальный комплекс; 2 — интрузивы плагиогранитов (a) и калиевых гранитов (б); 3 — зоны прогрессивных метаморфических преобразований геосинклинального комплекса до состояния альбит-порфиروبластических (a) и полосчатых (б) сланцев; 4 — зона гранитизации и ее граница; 5 — изограды появления стильномелана (+Stil), биотита (+Bi) и исчезновения стильномелана (-Stil); 6 — кварцево-жилые (a) и сульфидно-вкрапленные (б) рудные формации

срезах — сегрегационно-полосчатые микрокристаллические сланцы, еще выше, на самых верхних эрозионных срезах куполов, — филлиты, зеленые сланцы, метапесчаники. По периферии куполов и в межкупольных прогибах развит комплекс аспидных сланцев и песчаников.

Устанавливается постепенный переход вверх по разрезу сводово-купольных структур (купола с относительно простым брахиантуклинальным сводом), характерных для наиболее глубоко эродированных сечений метаморфического комплекса, в складчато-купольные структуры (купола, свод которых осложнен крутыми линейными складками), характерные для умеренно- и слабоэродированных сечений метаморфического комплекса. На его самых верхних сечениях купольные структуры переходят в «обычные» линейно-складчатые структуры геосинклинального типа. Этот переход (одних видов куполов в другие, куполовидных структур в линейные складки, постепенная смена лежащих складок крутыми), происходящий на фоне уменьшения степени метаморфизма пород, представляет собой вертикальную структурно-метаморфическую зональность в понимании К. Вегмана, П. Фумарье, Л. У. де Ситтера, Ю. В. Миллера и других геологов. С этих позиций тектоника исследуемого региона рассматривается нами впервые.

Вертикальный интервал перехода от сводово-купольных структур в линейные складки оценивается приблизительно в 2—4 км. В каждом конкретном случае его величина зависит от линейных размеров купола в плане. Как установлено (Неменман, 1981а), ядра куполов на заключительном этапе формирования складчатости общего смятия играли роль жестких блоков-упоров.

Формирование этой структурно-метаморфической зональности произошло в итоге пространственного сочетания структур двух последовательных стадий деформационного цикла. На первой стадии породы были вовлечены преимущественно в процесс горизонтального течения (пологая сланцеватость и лежащие изоклинали), а на второй — в процесс вертикального течения (крутая сланцеватость, прямые линейные складки). Этот ряд структурно-метаморфических преобразований углеродистых толщ региона отвечает понятию «полного деформационного цикла», предложенному Ю. В. Миллером (1973). Окончательное формирование его произошло на этапе складчатости общего сжатия.

На это, в частности, указывает характер ориентировки осевых поверхностей складок на крыльях куполов — явно выраженная опрокинутость в сторону ядер куполов (рис. 11) — и наличие субвертикальных складок в ядерных частях куполов на самых верхних их эрозионных срезах. Данное обстоятельство свидетельствует, кроме того, и о природе куполов. Их очевидно, в данном случае следует рассматривать как результат раннего этапа процесса «всплывания» гранитизированного субстрата фундамента и отложений палеозойского геосинклинального прогиба. При этом весьма существенную роль в формировании структуры куполов сыграла более поздняя складчатость общего смятия, которая осложнила до этого простые своды куполов и тем самым завершила формирование структурно-метаморфической зональности.

Для суждения о возрасте формирования рассмотренной структурно-метаморфической зональности имеются следующие данные. В верхней и средней частях разреза метаморфизованной толщи присутствуют остатки средне- и позднепалеозойской фауны и флоры (Неронский, 1968; Роганов и др., 1973; Сидоров, Кириллова, 1982). Мезозойские неметаморфизованные толщи залегают на палеозойском метаморфическом комплексе несогласно, с частичным или полным выпадением отложений триаса. В бассейне рек Шевли и Нелькан Г. В. Рогановым описана фаунистически датированная позднепалеозойская орогенная моласса. Единичные определения возраста пород метаморфического комплекса К—Аг-методом показали 380—420 млн лет. Структурные несогласия по границам метаморфических зон, в том числе комплекса полосчатых и альбит-порфиروبластических сланцев, отсутствуют.

Все это позволяет считать, что формирование рассматривае-

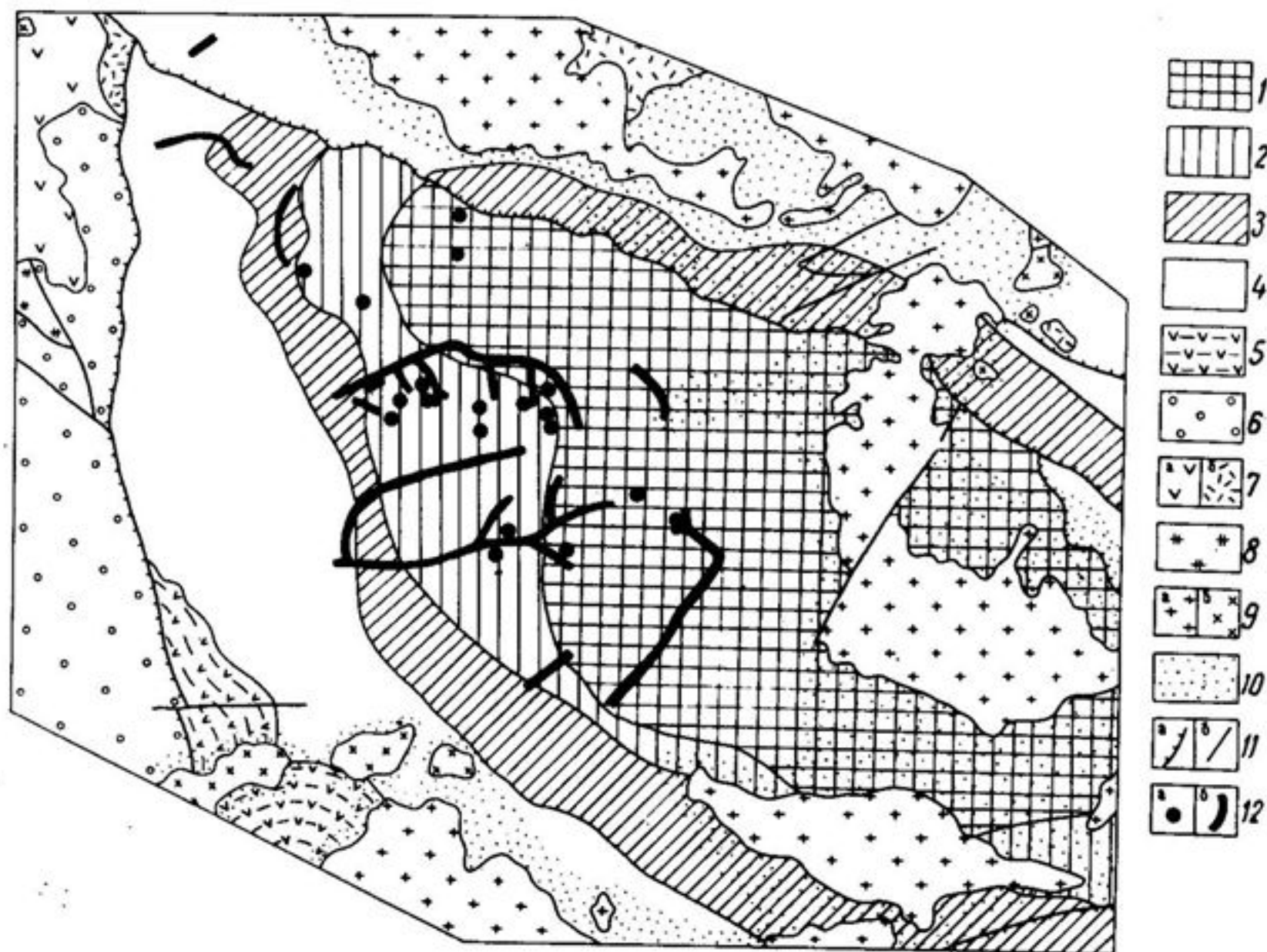


Рис. 14. Положение оруденения в метаморфической зональности Правобуреинского сланцевого купола

1—4 — зоны метаморфизма в палеозойском углеродисто-терригенном комплексе: 1 — биотитовая, 2 — биотит-стильпномелановая, 3 — стильпномелановая, 4 — хлорит-гидрослюдистая; 5 — вулканогенно-осадочные породы триаса; 6 — терригенные породы юры; 7 — меловые вулканиты среднего (а) и кислого (б) состава; 8 — палеозойские (?) гранитоиды; 9 — послеметаморфические меловые граниты, гранодиориты (а) и диориты (б); 10 — зоны ороговикования; 11 — разломы пологие (а) и крутые (б); 12 — проявления рудных формаций (а) и россыпей (б)

мой структурно-метаморфической зональности происходило в рамках единого тектонометаморфического цикла, возрастные рамки которого ограничиваются палеозоем.

Оруденение, развитое в регионе, находится в зависимости от рассмотренной структурно-метаморфической зональности. Оно отмечается в разных структурно-метаморфических зонах метаморфического комплекса, но характер его существенно изменяется, меняется и характер рудовмещающих структур. Так, в нижней части метаморфических толщ основную роль в размещении рудоносных жил играют секущие полого- и крутопадающие разрывы. Межпластовые жилы отмечаются, но имеют подчиненное значение. В верхней части структурно-метаморфической колонны роль послойных и межпластовых жил существенно возрастает.

Основное оруденение развивается в пределах стильномелан-содержащих зон метаморфизма — в собственно стильномелановой и биотит-стильномелановой, представленных комплексом филлитов, метапесчаников и полосчатых сланцев (рис. 14). В остальных зонах зеленосланцевой фации (комплексы аспидных и альбит-порфиروبластических сланцев) оно отмечается, но проявлено значительно слабее. В неметаморфизованных мезозойских толщах оруденение вообще не установлено.

Неравномерность интенсивности развития метаморфизма по латерали и вертикали приводит к неравномерному распределению оруденения — пространственной приуроченности его к выходам на эрозионную поверхность благоприятных метаморфических зон (стильномелановой и биотит-стильномелановой). Пространственное положение таких зон определяет местонахождение рудоносных узлов и полей. Это довольно отчетливо проявляется в размещении как рудной, так и россыпной золотоносности.

ЗАВИСИМОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ ОТ СТЕПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Согласно полученным данным, устанавливаются следующие частично ранее уже отмеченные (Моисеенко, 1965, 1977; Неронский, 1968; Буряк, 1981, 1982; и др.) изменения в характере минеральных новообразований по мере усиления степени метаморфизма рудовмещающих толщ:

1) увеличивается зернистость жильного кварца, в том числе рудоносного;

2) брекчиевые и друзовые текстуры, типоморфные для фации глинистых сланцев, сменяются сначала брекчиевидными, затем массивными и реликто-полосчатыми в зоне филлитов и альбит-порфиروبластических сланцев;

3) хотя и не контрастно, но меняется минеральный состав жил, в том числе рудоносных: в них исчезает адуляр, увеличивается содержание альбита, уменьшаются отношения Ca/Mg , Pb/Zn , Ag/Au и суммарное количество галенита и сфалерита, появляются мусковит, апатит, биотит и пр.;

4) возрастает температура гомогенизации первичных газово-жидких включений от 190° в зоне наиболее слабого метаморфизма до 220°C и выше в месторождениях, расположенных в более высокотемпературных метаморфических зонах (рис. 15);

5) усложняется морфология жил и прожилков — от простых и седловидных до четковидных в зоне порфиروبластических сланцев.

Минеральный и химический состав рудных ассоциаций также испытывает изменения. Отмечается набор одних и тех же минералов (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, блеклые руды, самородное золото, шеелит, карбонат,

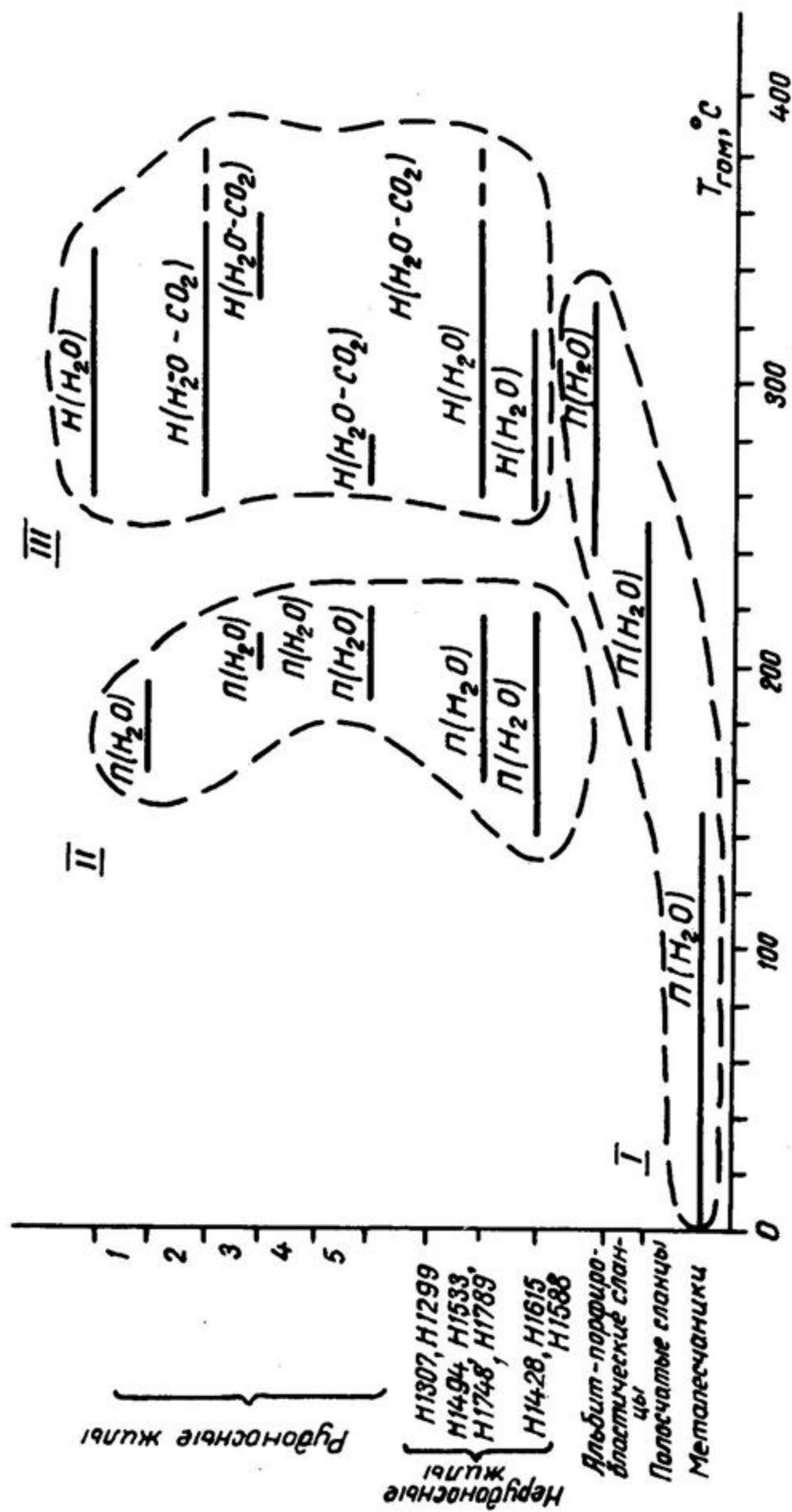


Рис. 15. Температуры образования метаморфических пород (I), безрудных и рудоносных кварцевых жил (II) по данным термогенезиса газовых включений; III — наложенная генерация включений, связанная со становлением позднемезозойских гранитоидов (П — первичные включения, Н — новообразованные вторичные)

Жилы	III			IV		
	n	X _{мин} —X _{макс}	$\bar{X}$	n	X _{мин} —X _{макс}	$\bar{X}$
Безрудные	7	2,1—6,5	4,1	14	0,9—4,1	2,5
Рудные	9	3,2—6,1	4,5	3	2,0—3,2	2,1

Из этих данных видно, что кларковые содержания Au в жильном кварце сопоставимы с содержаниями Au во вмещающих породах (см. табл. 19), лишенных наложенной минерализации, в том числе наблюдаемой визуально и под микроскопом.

Самородное золото. В жилах, локализованных среди слабо-метаморфизованных пород I, II метаморфических зон, оно наблюдается в виде микродендритов, пластинок, отдельных мелких зерен, образует ячеистые сростки ксеноморфных частиц, имеющих шагреневую поверхность и каверны. Среди относительно более метаморфизованных пород III, IV метаморфических зон самородное золото представлено комковидными изометричными формами. Усредненный размер и пробность выделений золота из кварцевых жил* возрастают с усилением метаморфизма вмещающих пород:

	I	II	III	IV
Средняя крупность выделений, мм	0,33	0,26	0,59	1,05
Средняя пробность	717	754	875	893

Аналогичную тенденцию обнаруживает и золото из россыпей:

	I		II		III		IV	
Средний размер частиц, мм	0,80	1,07	1,10	1,29	1,55	1,96	1,74	1,89
Средняя пробность	904	909	915	845**	912	917	924	927

Химический состав самородного золота (табл. 22) также меняется при изменении метаморфизма вмещающих пород: возрастает пробность за счет уменьшения примеси серебра (в основном), железа, мышьяка, теллура, селена, платины.

Изотопный состав серы сульфидов определен в 20 мономинеральных пробах сульфидов, отобранных из девяти участков.

* Рассчитано по данным В. Г. Моисеенко (1977).

** По данным С. С. Николаева, в этой россыпи наряду с высокопробными частицами отмечаются редкие для региона низкопробные (615) частицы, что повлияло на средний результат анализов.

Химический состав (в %) самородного золота из кварцевых жил
разных метаморфических зон.

Рассчитано по данным В. Г. Моисеенко (1977)

	I	II	III	IV
Au	74,41	76,67	88,32	87,61
Ag*	24,61	22,48	10,85	11,64
Cu*	0,0092	0,0025	0,0131	0,036
Pt*	0,0030	0,0015	0,0012	0,0003
Hg	0,14	0,111	0,3083	0,083
Te	0,061	0,080	0,02	0,019
Se	0,0152	0,020	0,008	0,007
Bi	0,00005	0,00003	0,0002	0,0004
Sb	0,0031	0,0005	0,0047	0,0026
As*	0,0304	0,0189	0,0164	0,0095
Pb	0,035	0,0055	0,0310	0,0014
Sn*	0,00042	0,00014	0,0009	0,00001
Mn	0,00004	0,00003	0,0018	0,00004
Fe	0,336	0,385	0,2548	0,025
Ca	0,02	0,02	0,0097	0,02
Al	0,11	0,03	0,105	0,03
Si	0,024	0,004	0,0203	0,07
Σ	99,83	99,83	99,97	99,56

* Элементы, для которых устанавливаются закономерные изменения содержания.

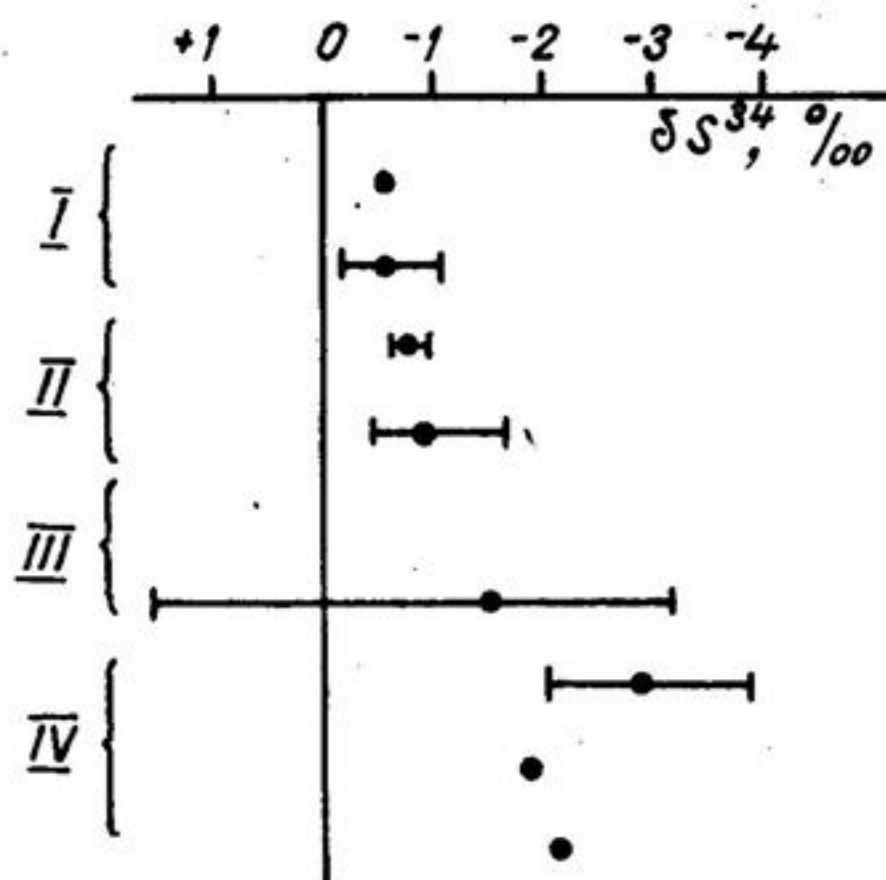


Рис. 17. Зависимость изотопного состава серы сульфидов из рудных жил от степени метаморфизма вмещающих пород.

I—IV — зоны метаморфизма: I — аспидных сланцев, II — филлитов, III — контрастно-полосчатых сланцев, IV — альбит-порфиروبластических сланцев

Анализы выполнены во ВСЕГЕИ М. Н. Голубчиной; точность определений составила $\pm 0,3\text{‰}$ от величины δS^{34} . Результаты представлены на рис. 17. Средние значения δS^{34} отклоняются от метеоритной серы на $0,6\text{—}2,9\text{‰}$ в сторону обогащения изотопом S^{32} ; пределы вариаций изменяются от $+1,6$ до $-4,6\text{‰}$, т. е.

незначительно, что свидетельствует в пользу однотипности основного источника серы на всех участках. Вместе с тем, как видно из рисунка, обнаруживается неконтрастно проявленная зависимость от степени метаморфизма рудовмещающих пород: чем сильнее метаморфизм пород, тем легче сера в сульфидах. Эти изменения согласуются с ранее полученными данными (Гриненко и др., 1973) по поведению изотопов серы в условиях нарастания метаморфизма.

Рассматриваемые жилы практически не метаморфизованы. В связи с этим можно заключить, что установленное закономерное изменение δS^{34} в них в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород могло произойти только в результате заимствования рудоносным флюидом серы боковых пород с ее уже сложившимся под действием метаморфизма изотопным соотношением. В то же время близость изотопного состава серы месторождений к стандартному метеоритному уровню свидетельствует в пользу решающей роли глубинного (ювенильного) первоисточника. Сера, вероятнее всего, поступала в седиментационный бассейн с сингенетичными субмаринными эксгаляциями, продукты которых обнаруживаются по всему рудовмещающему разрезу, определяя баланс серы в терригенных осадках, а также в составе лав базальтового—андезит-базальтового состава и в пирокластике того же состава. Содержание серы с последних, по данным химических анализов, достаточно высокое — до 0,48%. При последующем зональном метаморфизме осадков и вулканогенных пород произошла некоторая дифференциация δS^{34} , а на регрессивной стадии метаморфизма, когда уже не происходило существенного фракционирования изотопов серы, она заимствовалась гидротермальным флюидом и отлагалась в рудах.

Состав продуктивных гидротермальных растворов отражает специфику химизма черносланцевых пород и степень их метаморфизма. Состав газовой-жидких включений закономерно изменяется от верхних горизонтов месторождений к нижним и в целом по мере нарастания метаморфизма. Так, в продуктивных кварцах ранее рассмотренного Первого кварцево-жильного месторождения, расположенного в породах токурской и экимчанской свит I, II зон метаморфизма, на фоне усиления степени метаморфизма от верхних горизонтов к нижним увеличивается общая минерализация включений: сумма катионов — от 0,915 до 1,603 моль/кг H_2O , сумма анионов — от 0,932 до 1,632 моль/кг H_2O ; сверху вниз возрастает содержание Na от 0,613 до 0,855 моль/кг H_2O и Ca от 0,040 до 0,192 моль/кг H_2O , увеличиваются содержания CH_4 , Cl, CO_2 , HCO_3 и др. Соответственно возрастают величина отношения $Na/(Na + K) \cdot 100$ — от 71,60 до 77,23 — и проба золота в рудах — от 875,4 до 889,2.

Подобные закономерности отмечаются и в том случае, если рассматривать эволюцию продуктивных растворов в масштабе всей метаморфической толщи. Для этого сопоставим составы

Зависимость химического состава (в моль/кг H_2O ,
 H_2O — в % массы) газовой-жидких включений
 в кварце продуктивных стадий от степени метаморфизма
 вмещающих пород. Рассчитано по данным
 В. Г. Моисеенко (1977)

	I+II	III	IV
Na	0,613	0,890	3,124
K	0,257	0,240	0,126
Mg	0,002	He обн.	He обн.
Ca	0,040	0,060	0,320
NH_4	0,003	0,070	0,293
Σkt	0,915	1,260	3,953
HCO_3	0,525	0,620	3,295
Cl	0,145	0,530	1,335
ΣS	0,262	He обн.	He обн.
Σan	0,932	1,150	4,630
CO_2	1,71	1,89	7,473
CH_4	0,05	0,10	0,328
N_2	0,21	0,39	4,286
H_2O	0,143	0,128	0,014

газово-жидких включений из продуктивных кварцев только верхних горизонтов месторождений, залегающих в разных метаморфических зонах (табл. 23).

Из таблицы видно, что с усилением метаморфизма рудовмещающих пород возрастает общая степень минерализации газовой-жидких включений за счет увеличения суммы катионов и суммы анионов. Среди катионов наиболее показательное увеличение содержания натрия и некоторое уменьшение калия. Соответственно изменяется величина $Na/(Na + K) \cdot 100$ от 71,60 до 93,53. Характерно возрастание содержаний Cl, CO_2 , CH_4 и N_2 .

Отмеченные особенности химизма флюидных включений согласуются с увеличением активности натрия в низах метаморфической колонны. Если в верхней части разреза, где расположено Первое месторождение, активность натрия проявилась лишь в альбитизации кластогенных полевых шпатов, цемента песчаников и основной ткани алевролитов, то в средней, более метаморфизованной части (Второе месторождение) она выражается уже в сегрегациях кварц-альбитового состава; в низах метаморфической колонны наиболее высокая активность натрия выражается в широком развитии порфиробласт альбита, развивающихся как в терригенных, так и в вулканогенных породах.

Анализируя изложенный материал, нетрудно убедиться, что эволюция продуктивных растворов в пределах отдельных месторождений по мере перехода от нижних горизонтов к верхним повторяет эволюцию флюидов в масштабе всей метаморфической колонны при переходе от месторождений, залегающих в ее нижней наиболее глубоко метаморфизованной части, к месторож-

дениям, расположенным в слабо преобразованной верхней части разреза. Все это указывает на тесную связь рудообразования с метаморфизмом.

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Высокая сорбционная емкость Сорг по отношению к золоту и другим металлам неоднократно отмечалась многими исследователями. Согласно экспериментальным данным (Гросс, Скотт, 1938), Сорг способен сорбировать золото из хлоридных растворов в больших количествах — до 50% от собственной массы.

Рудовмещающие толщи рассматриваемых районов постоянно содержат примесь рассеянного органического вещества. Рассчитанные частные коэффициенты корреляции Сорг с Au выборок в пределах свит не превышают обычно +0,2, что ниже статистически значимого уровня. Однако если сравнивать средние содержания Au и Сорг для различных литолого-стратиграфических образований, то положительная корреляционная связь этих элементов выявляется (рис. 18). Наличие корреляционной связи подтверждается и тем фактом, что максимальные кларковые количества Au (до 12 мг/т) установлены в высокоуглеродистых породах с концентрацией Сорг от 15 до 30%.

Все сказанное относится только к породам невысокой степени метаморфического преобразования. В зонах повышенной степени метаморфизма, претерпевших сегрегационную дифференциацию, содержания золота более низкие, независимо от концентраций Сорг (см. рис. 18). Кларковые содержания золота в углеродисто-

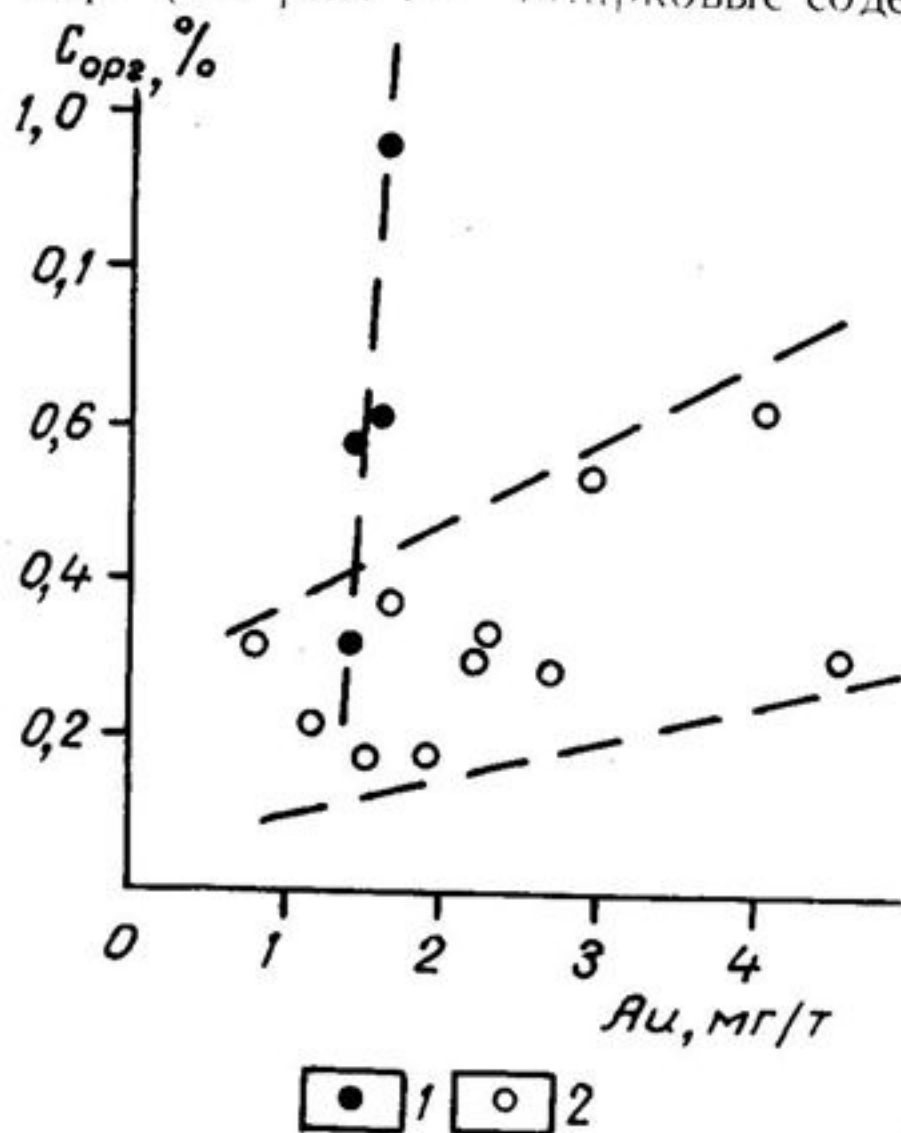


Рис. 18. Вариационная диаграмма Сорг Au для углеродисто-метаморфических пород Селемджинско-Кербинской зоны. 1 — породы относительно высокой степени метаморфизма, претерпевшие метаморфическую дифференциацию; 2 — породы относительно невысокой степени метаморфизма (филлиты и аспидные сланцы). Каждой точке соответствует среднее содержание по различным литолого-стратиграфическим образованиям

терригенных сланцах обычно не превышают 5 мг/т, что соизмеримо с его кларком для глинистых пород. На основании данных о распределении Au по зонам метаморфизма (см. главу IV) можно заключить, что эти содержания не соответствуют первично-осадочным, поскольку устанавливается его миграция в условиях метаморфизма. Это подтверждается относительно высокими (до 12 мг/т) кларками Au в филлитовидных и глинистых сланцах златоустовской и экимчанской свит, имеющих благоприятные условия для сохранения в них первичных содержаний: повышенное количество тонкого глинистого материала, Сорг и повышенную мощность пластов.

Как отмечалось (Буряк, 1985), сорбционная емкость Сорг по отношению к Au уменьшается по мере усиления метаморфизма. При этом происходит снижение сорбционной емкости как самого органического вещества, содержащегося в породах и рудах (от 115 г/т на 1% Сорг в зоне слабого катагенеза до 41 г/т в высокотемпературной части хлорит-серицитово́й зоны), так и пород и руд (от 73 г/т на 1% Сорг в цеолитовой фации до 47 г/т в высокотемпературной части хлорит-серицитово́й зоны) (рис. 19).

Эта же закономерность — уменьшение сорбционной емкости органических остатков по мере усиления его метаморфизации — устанавливается и при рассмотрении изменения содержания Au в ряду катагенетических и метаморфических преобразований торф → антрацит (рис. 20). Сорбционная емкость Сорг торфа составляет 2,9 г/т на 1% Сорг, а антрацита — всего 0,5 г/т.

Общеизвестно уменьшение сорбционной емкости глин, глинистых минералов и слюд по мере усиления их метаморфизации.

Важную роль в обогащении растворов могли играть и процессы непосредственного разложения Сорг и высвобождения связанных с ним металлов в период катагенеза и метаморфизма.

Рис. 19. Характер изменения сорбционной емкости Сорг пород (1) и руд (2) по отношению к золоту (цианистому комплексу) по мере нарастания степени метаморфизма Сорг.

Степень метаморфизма: I — слабый катагенез, II — цеолитовая фация, III, IV — начальные, V — средняя и VI — высокотемпературная ступени метаморфизма

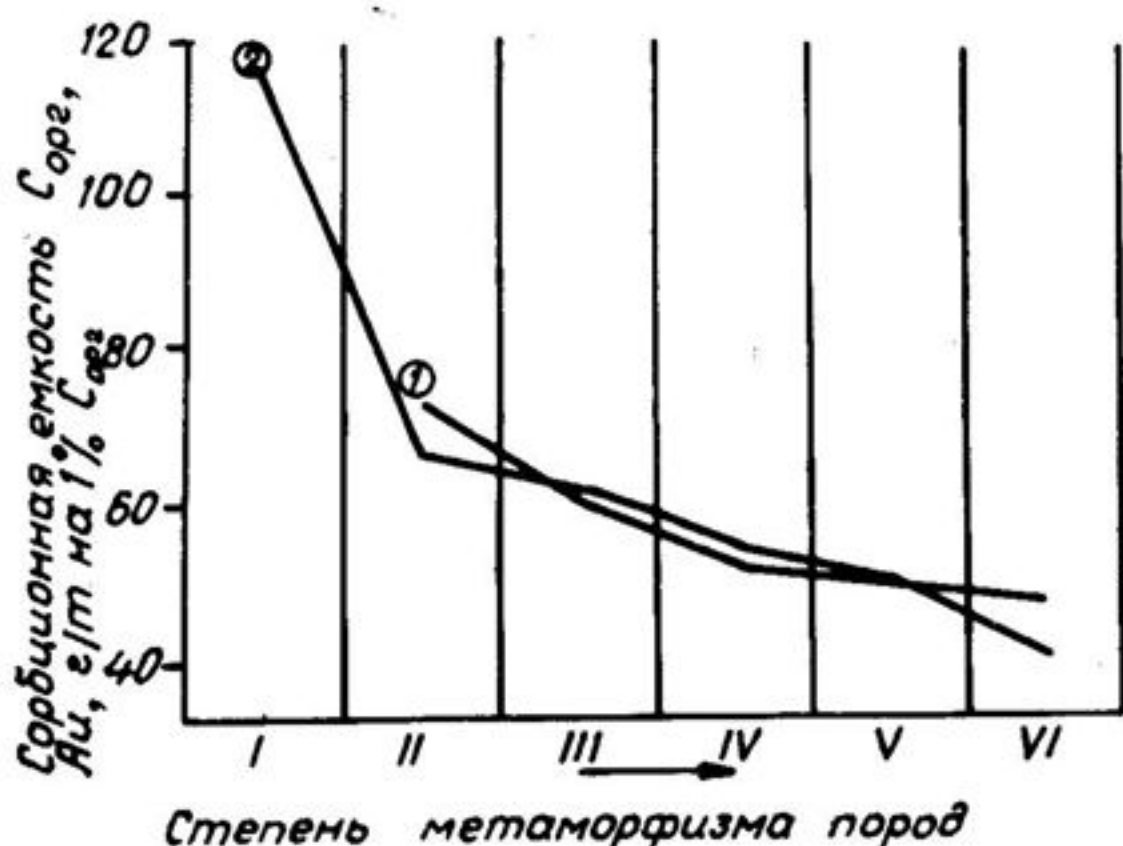




Рис. 20. Изменение сорбционной емкости $C_{орг}$ по отношению к золоту (цианистому комплексу) в ряду торф — антрацит. I — торф; II — гумусовые и сапропелевые угли; III — коксовый уголь; IV — антрацит

Разлагается по меньшей мере 10—46% $C_{орг}$, первоначально находившегося в осадках (Буряк, 1985).

Несомненно, что при повышенных температурах происходит разрушение и разложение значительной части $C_{орг}$, металло-органических комплексов и сорбционных связей и одновременно увеличивается растворимость золота и других металлов в растворах, возрастает концентрация последних. Можно заключить, что значительная часть сорбированных металлов была удалена из пород уже на ранних стадиях метаморфизма. Следовательно, органическое вещество могло быть мощным накопителем Au и других металлов (за счет сорбционных явлений) в твердой фазе осадка на стадии седиментогенеза и литогенеза и «отдавать» их в раствор при последующем катагенезе и метаморфизме.

Другой аспект связи оруденения с углеродистым веществом находит свое выражение в избирательной локализации минерализованных жил в пластах терригенных пород с повышенным содержанием $C_{орг}$. При этом наблюдаются интенсивная графитизация в зальбандах жил и включения антраксолита и графита непосредственно в жилах. $C_{орг}$ в данном случае выступало в качестве осадителя золота.

Часто отмечается избирательная приуроченность видимых выделений сульфидов и Au к включениям углеродсодержащих сланцев и алевролитов, прежде всего к экзо- и эндоконтактам таких включений, и непосредственно к эндо- и экзоконтактам жил и прожилков. Центральные части жил и прожилков, не содержащие включений углеродистых пород, как правило, значительно слабее минерализованы.

Таким образом, выявляется двойная роль рассеянного органического вещества в формировании оруденения. С одной стороны, на стадии генерирования продуктивных гидротермальных растворов оно выступает как существенный поставщик для них металлов, с другой (на стадии формирования оруденения) — в качестве локализатора аллохтонных рудных тел.

КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ОРУДЕНЕНИЯ

Оруденение, развитое в рассматриваемых углеродистых толщах, по своему минеральному составу, условиям формирования и закономерностям размещения является типичным для других регионов распространения «черносланцевых» комплексов. В связи с этим критерии его поисков и оценки, основанные на ранее приведенных данных, могут быть использованы не только в этом, но и других регионах. Кратко охарактеризуем их.

Литолого-стратиграфические факторы. Как следует из вышеизложенного, минерализация распространена в пределах всего разреза палеозойских углеродистых толщ. Избирательной приуроченности ее только к какому-то одному стратиграфическому уровню не устанавливается. В то же время в пределах разреза оруденение не распределяется равномерно. Намечается три основных уровня его развития, соответствующие трем свитам: экимчанской, сагурской и самырской (см. главу I), сложенным в основном метаморфизованными алевропелитами. При этом оруденение развито главным образом в нижних частях этих свит, вблизи контакта с подстилающими их существенно псаммитовыми свитами (токурской, златоустовской, саларинской). Этим самым устанавливаются литолого-стратиграфические предпосылки, позволяющие существенно ограничить площадь поисков областью, прилегающей к контакту вышеназванных свит. Сказанное справедливо для всех проявленных в районе минерально-морфологических типов оруденения, но в первую очередь для кварцевожилыного. Характерный пример — вышеописанное (глава II) месторождение Первое. Тонкозернистые алевросланцевые углеродсодержащие пачки, характеризуясь несколько повышенными по сравнению с песчаниками содержаниями. Сорг и сульфидов, более высокой пластичностью и пониженной проницаемостью для растворов, выступают в региональном и локальном планах в роли структурно-геохимических экранов и локализаторов оруденения. При этом намечается приуроченность основного оруденения к верхним (по стратиграфическому положению) пачкам таких толщ, что согласуется с концепцией субвертикальной миграции рудообразующих растворов, аналогичной миграции углеводородов.

Как показывают данные, полученные Л. В. Эйришем, Н. А. Виславных, Ю. Р. Ручкиной, авторами и другими геологами, эта

закономерность — избирательная приуроченность кварцево-жильного оруденения в пределах терригенных толщ к алевросланцевым пачкам и свитам, перекрывающим существенно песчаниковые, — проявляется в различных регионах и имеет, по существу, универсальный характер. Например, в Нижнеамурском регионе кварцевые жилы малосульфидной формации пространственно значительно разобщены и отмечаются на различных участках, но во всех случаях заслуживающие внимания продуктивные жилы развиты только среди отложений пионерской свиты (преимущественно в ее основании), образованной переслаиванием углеродсодержащих аргиллитов и алевролитов с подчиненными прослоями песчаников. Подстилающие отложения представлены ритмично переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками при резко преобладающей роли последних.

В пределах рудолокализирующих пачек и свит продуктивные кварцевые жилы могут залегать среди собственно алевросланцев, на контакте их с песчаниками либо непосредственно среди песчаников.

Намечается неконтрастно проявленная прямая зависимость между общей мощностью разреза углеродистых толщ (глубиной прогиба) и степенью его рудоносности, а также между мощностью рудовмещающих и подстилающих толщ и пачек и интенсивностью развитой в них рассматриваемой минерализации. В этом отношении, как видно, существует определенная аналогия с месторождениями нефти и газа. Для последних, как известно, устанавливается достаточно хорошо выраженная прямая зависимость между возможными запасами и мощностью разреза продуцирующих толщ.

Зависимость интенсивности минерализации от общей площади выходов углеродистых толщ, т. е. от степени их распространения (размеров палеобассейнов осадконакопления), устанавливается, но лишь при сравнении районов, характеризующихся близкими геологическими условиями и примерно одинаковым уровнем эрозионного среза. Те районы, которые имеют большую площадь распространения углеродистых отложений, содержат и значительно большее количество как коренных, так и россыпных проявлений. В то же время при сравнении с другими районами, сложенными углеродистыми толщами, но характеризующимися иными особенностями геологического строения и глубиной эрозионного среза, эта закономерность нарушается. Первостепенное значение для интенсивного развития россыпей приобретает глубина эродированности рудовмещающих структур.

Литолого-геохимические факторы. Находит дальнейшее четкое подтверждение избирательная приуроченность кварцево-жильного и кварцевопрожилкового оруденения к пачкам относительно глубоководных алевросланцев, алевролитов и песчаников, характеризующихся повышенным общим содержанием

кремнезема (в том числе реакционноспособного) и пониженными содержаниями Сорг, сингенетичных сульфидов и магнезиально-железистых карбонатов.

Кварц-сульфидные месторождения прожилково-вкрапленного типа приурочены к участкам углеродисто-метаморфического комплекса с относительно мелководным вулканогенного-терригенно-хемогенным типом разреза, характеризующимся наиболее пестрым набором пород с развитием карбонатных фаций. В пределах этих пачек продуктивная минерализация локализуется в метаморфизованных пелитах и кварцитах, обогащенных углеродистым веществом, и в пачках тонкого переслаивания тех и других пород. Рудовмещающие метапелиты и кварциты имеют калиевую геохимическую специализацию. В них широко развиты осадочно-диагностические сульфиды и железо-магнелевые карбонаты.

Названные литолого-геохимические предпосылки позволяют, очевидно, уже на начальном этапе металлогенических исследований прогнозировать конкретный минерально-морфологический тип оруденения в зависимости от литолого-геохимических специализаций углеродисто-метаморфических пород. Это, в свою очередь, позволяет более обоснованно выделять перспективные площади и выбирать наиболее рациональную методику поисковых и разведочных работ, в зависимости от ожидаемого типа оруденения.

Метаморфические факторы. Оруденение пространственно приурочено только к метаморфизованным толщам. За пределами их распространения, в неметаморфизованных осадках, оно не развито.

В свою очередь, в пределах метаморфизованных толщ минерализация не распространяется равномерно. Устанавливается избирательная приуроченность основных концентраций ее в региональном плане к ореолам относительно повышенного метаморфизма — метаморфическим куполам. Последние характеризуются, как правило, слабым или весьма слабым эрозионным срезом. Нередко купола вообще еще не вскрыты и предполагаются лишь на глубине, судя по наличию областей разуплотнения (по геофизическим данным). В геологической практике такие структуры именуются как купольные, куполовидные, термальные антиклинали и пр. При умеренном и особенно значительном эрозионном срезе проявляется избирательная приуроченность повышенной минерализации к эндо- и экзоконтактовым частям метаморфических куполов.

При рассмотрении метаморфической зональности куполов выявляется избирательная приуроченность основного оруденения только к вполне определенным метаморфическим зонам — стильпно-мелановой и биотит-стильпно-мелановой (рис. 21). В других зонах минерализация отмечается, но она, как правило, значительно менее продуктивная.

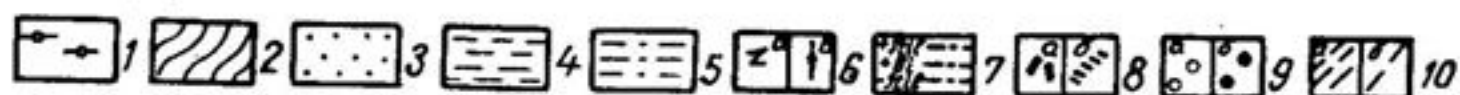
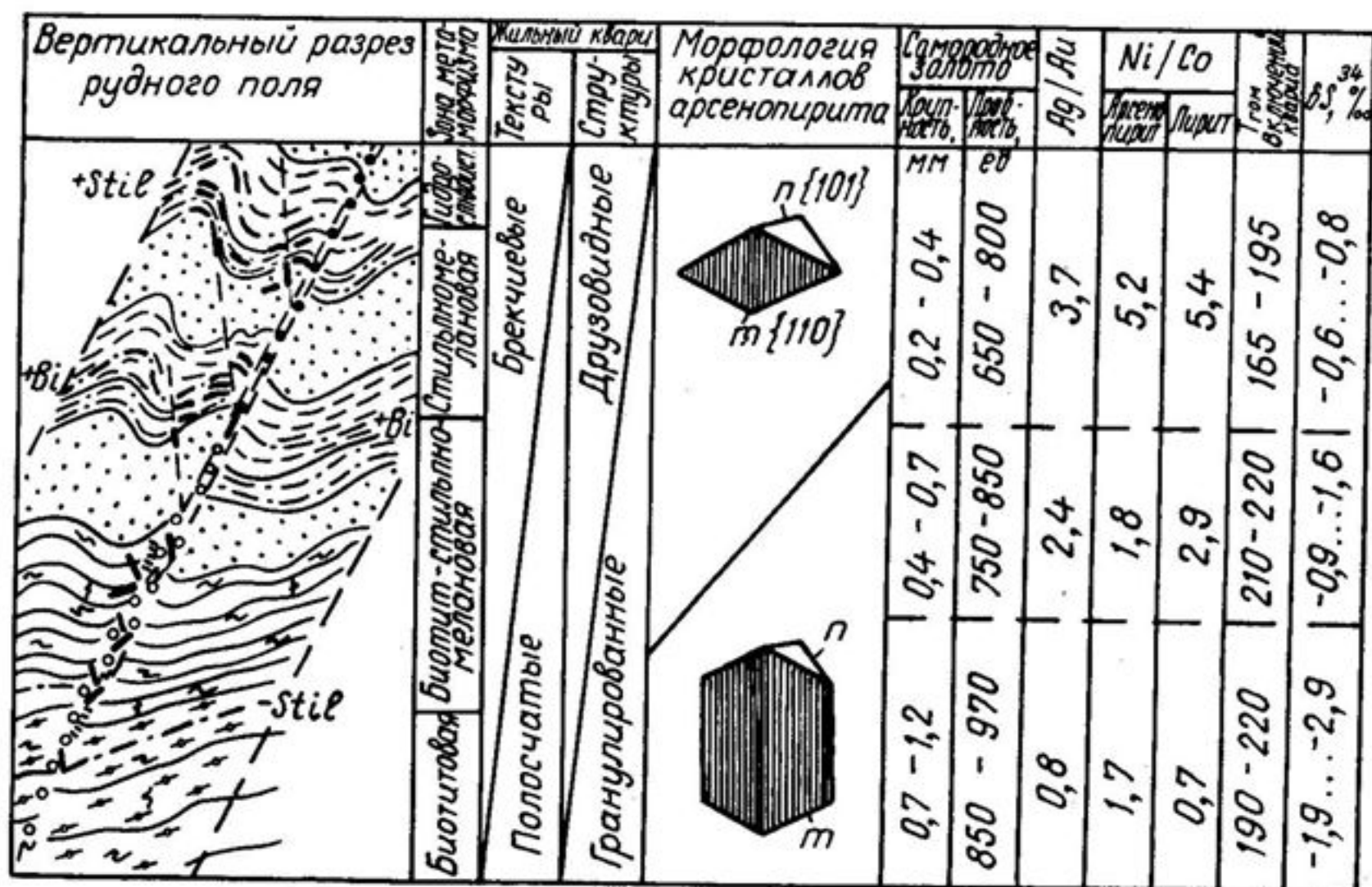


Рис. 21. Обобщенная типовая вертикальная зональность в строении рудного поля Селемджино-Кербинской металлогенической зоны

1 — альбит-порфириобластические сланцы; 2 — полосчатые сланцы; 3 — метапесчаники; 4 — аспидные сланцы; 5 — пачки тонкого переслаивания аспидных сланцев и метапесчаников; 6 — складки послойного течения (а) и птитматитовые прожилки (б); 7 — изограды появления стильпномелана (+Stil), биотита (+Bi) и исчезновения стильпномелана (-Stil); 8 — минерализованные кварцевые жилы (а) и прожилковые зоны (б); 9 — прерудные метасоматиты альбитового (а) и кварцевого (б) состава; 10 — зона повышенной проницаемости (а) и оперяющие разломы (б)

Таким образом, устанавливается следующая иерархическая последовательность в изменении характера метаморфических факторов по мере перехода от региональных к более локальным. В региональном плане оруденение приурочено к углеродистым толщам зеленосланцевой фации метаморфизма, проявленной в структурно-формационной зоне геоантиклинального типа; в пределах последней — в ареалах повышенного метаморфизма «купольного типа»; среди этих ареалов — преимущественно в стильпномелансодержащих (стильпномелановой и биотит-стильпномелановой) зонах метаморфизма; наконец, среди последних — в зонах дислокационного и регрессивного (гидротермального) метаморфизма.

Структурно-тектонические факторы в локализации оруденения в изученном районе неоднократно рассматривались в предшествующих работах (Моисеенко, 1965, 1977; Неронский, 1968;

Эйриш, 1972; Мельников, 1970; Неменман, 1981а; Парада и др., 1986; и др.). Проведенные авторами исследования позволили в определенной мере уточнить и впервые дифференцировать структурные факторы в зависимости от уровней эрозионного среза рудоконтролирующих купольных структур. Установлено следующее.

Для глубоких сечений метаморфического комплекса, соответствующих сводово-купольным структурам, связь рудоносных узлов с конкретными куполовидными структурами наиболее тесная и отчетливо выражена. Для верхних сечений, соответствующих купольно-складчатому и линейно-складчатому структурам, эта связь выражена менее отчетливо за счет «смещения» золотоносности в сторону межкупольных синклиналей.

Для локализации рудных полей, месторождений и рудоносных зон, располагающихся на нижних уровнях структурно-метаморфической зональности, главенствующее значение имеют разрывные нарушения (кольцевые и линейные), осложняющие переклиналильные замыкания куполовидных структур. На верхних уровнях структурно-метаморфической зональности наряду с разрывными нарушениями значительную роль в локализации оруденения играют литологические экраны и пликативные дислокации. Минерализованные зоны располагаются в ядрах, крыльях и периклиналях линейных антиклиналей высоких порядков, в местах ундуляции и кручения их шарниров, в горизонтальных и вертикальных флексурах, т. е. в наиболее напряженных структурах складчатого этапа деформации.

Отдельные жилы и зоны жильно-прожилковой минерализации на верхних уровнях структурно-метаморфической зональности значительно чаще, чем на нижних, являются согласными по отношению к слоистости.

В масштабе отдельных участков в пределах благоприятных пликативных структур для минерализованных тел прожилково-вкрапленного типа особенно характерна приуроченность повышенного количества сульфидов к пологим тектоническим зонам дробления и милонитизации. Наиболее благоприятные участки располагаются в местах пересечения тектонических зон замковой части антиклинали.

Такие тектонические зоны обычно ориентированы близсогласно напластованию. Там, где положение минерализованных тектонических зон не совпадает со слоистостью, происходит будинаж и «растаскивание» слоев по направлению движения. В результате создается видимость согласного залегания рудных тел. В тех местах, где тектонические зоны ориентированы под углом $45-90^\circ$ к слоям, создается больше возможностей для массового образования рудолокализирующих трещин и брекчий. Именно такие участки обладают повышенной минерализованностью.

Магматические факторы. Как показано в главе III, оруденение кварцево-жильного типа по отношению к магматизму палео-

зойского этапа проявляет преимущественно пространственную автономность, особенно при рассмотрении конкретных массивов и рудных зон, накладывается в отдельных случаях (Лукачешский, Ингаглинский массивы) на граниты. В то же время имеет место определенная структурная связь, которая выражается в единой северо-западной ориентировке этих палеозойских интрузий и рудоконтролирующих структур. И наконец, исходя из общегеологических данных (глава III) устанавливается довольно сближенная временная связь между палеозойским магматизмом, региональным метаморфизмом и формированием метаморфических куполов и, следовательно, между магматизмом и оруденением.

Последний факт представляется вполне закономерным, если рассматривать палеозойские гранитоиды в рамках единого процесса преобразования земной коры в ходе геосинклинального цикла по схеме: метаморфизм→палингенно-метасоматическая гранитизация→интрузивный магматизм. В этом случае наличие на эрозионном срезе аллохтонных гранитоидов может служить показателем интенсивного развития процессов метаморфизма в глубинных зонах земной коры. Поэтому наличие палеозойских гранитоидов можно рассматривать (в масштабе золотоносного района) как благоприятную поисковую предпосылку. Синметаморфические гранитоиды, как было показано ранее (Буряк, 1982), являются благоприятным, но необязательным фактором формирования промышленного оруденения. Они лишь подчеркивают структурно-парагенетическую связь магматизма и близкого по возрасту оруденения, опосредованную процессами метаморфизма и гранитизации.

По отношению к мезозойскому интрузивному комплексу основное оруденение проявляет пространственную и структурную автономность и формируется значительно раньше. Однако в отдельных случаях мезозойские интрузивные породы сопровождаются постмагматической продуктивной кварц-сульфидной минерализацией. Поэтому они могут в таких случаях рассматриваться в качестве благоприятной предпосылки для формирования месторождений, несущих прежде всего черты полигенности, а также могут быть критерием поисков и оценки собственно мезозойского оруденения. Именно для этого оруденения намечается тесная «парагенетическая» связь с мезозойскими гранитоидами в том понимании, которое приводится в работах В. Г. Моисеенко (1977 и др.).

Гидротермально-метасоматические факторы. Как было отмечено ранее (Буряк, 1978) и подтверждено выполненными исследованиями, метасоматиты, связанные с этапом формирования золотоносных жил, имеют региональный характер распространения. Они неконтрастны, выдержаны по составу на больших расстояниях, были подвержены процессам серицитизации, альбитизации, весьма слабой сульфидизации и процессам ново-

образования магнезиально-железистых карбонатов. Проведенные исследования дополнительно позволили установить, что в своей основе эти метасоматиты являются предрудными. Поэтому использование их для локального прогнозирования хотя и необходимо, но затруднено и не вполне эффективно.

Непосредственно синжилые (рудосопровождающие) метасоматиты (повышенная серицитизация, сульфидизация), как правило, слабо проявлены. Мощность пород, охваченных этими преобразованиями, обычно не превышает мощностей жил, редко более значительная. Отмечена тесная зависимость минерального состава метасоматитов от исходного состава метасоматизируемых пород (Буряк, 1978). Так, для обычных метаосадочных кварц-полевошпатовых отложений характерны кварц-альбит-серицитовые с мусковитом метасоматиты, содержащие акцессорные апатит, рутил, магнетит и сульфиды. По пластовым, субпластовым и дайкообразным телам плагиогранитов и обогащенных плагиоклазами вулканогенно-осадочных пластов и вулканитов, отмечающихся в нижних и изредка средних частях разреза, развиваются альбитовые (вплоть до альбититов) и кварц-альбитовые метасоматиты. Наиболее благоприятны из них фации, содержащие кварцевые и кварц-альбитовые прожилки, особенно с сульфидами.

По пластам основных вулканических пород и известковистым туффитам (бассейны рек Агда, Таен-Эльга и др.) развиваются орто- и паралиствениты и лиственитоподобные образования, содержащие в повышенных количествах известковые и магнезиально-железистые карбонаты, серпентин, актинолит, тальк и иногда фуксит. Наиболее благоприятны разности, содержащие зональные карбонатные и кварц-карбонатные прожилки, сульфиды (пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит и др.), шеелит, фуксит.

Минералого-геохимические факторы. Типоморфными минералами рудных тел кварц-сульфидного типа являются пирит, железо-магниево-карбонаты. Характерно также наличие арсенопирита, особенно игольчатого габитуса. Химическими анализами в рудах прожилково-вкрапленного типа независимо от исходного субстрата всегда устанавливается сера и CO_2 . Содержание полезных компонентов в рудах прямо пропорционально содержанию серы. В то же время с CO_2 корреляционная связь не устанавливается, но наличие CO_2 (в количествах не менее 2%) обязательно. Типоморфным химическим элементом, кроме того, является мышьяк. Повышенные (до 1,94%) содержания As в рудах обусловлены его изоморфной примесью в пирите. Самородные элементы в рудах отмечаются очень редко, обычно в связи с прожилками кварца. Основное количество их связано с пиритом, в котором они обычно диспергированы до субмикроскопических частиц, благодаря чему пириты рудных тел имеют высокие содержания золота. За пределами рудных тел пириты обладают

незначительной золотоносностью. Металлоносные пириты, кроме того, характеризуются высокими содержаниями As. Отношение Ni/Co в них в пределах региона повсеместно больше единицы. Для этих пиритов характерен дырочный тип проводимости и повышенная термоЭДС, величина которой положительно коррелируется с содержанием Au.

Аналогичная закономерность установлена и для различных модификаций арсенопирита из минерализованных кварцевых жил.

Проведенные работы позволили также впервые выявить для региона и вообще для продуктивных кварцевых жил важное значение кристалломорфологических свойств арсенопирита. Установлена зональность в изменении габитуса кристаллов на фоне изменения степени метаморфизма вмещающих пород, глубины эрозионного среза и степени продуктивности самих жил (см. рис. 14). По мере возрастания глубины эрозионного среза «обычные» кристаллы арсенопирита псевдопирамидального габитуса относительно изометричные и мелкие (0,1—0,3 см) сменяются уплощенно-псевдопризматическими значительно крупными (до 1—2 см).

Первичные ореолы рудных тел помимо основных элементов содержат As, W, Hg и в меньшей степени Pb, иногда Sb. В случае наложения на основную догранитную минерализацию более поздней мезозойской редкометальной или медно-вольфрамовой минерализации к перечисленным элементам добавляются Cu, Sn, Bi. Наиболее информативен мышьяк. Содержания его за пределами продуктивных зон обычно резко падают.

Во вторичных ореолах помимо основных элементов также наиболее информативен мышьяк, благоприятно (но необязательно) присутствие меди, серебра, свинца, цинка, фосфора, марганца.

Весьма эффективно и заслуживает широкого применения шлиховое опробование, прежде всего мелких водотоков, бортов канав, шурфов и склонов (по изогипсам рельефа) при небольшой мощности почвенно-растительного слоя. Качественно проведенная промывка проб (до черного шлиха) дает возможность непосредственно в процессе полевых работ получить надежную информацию о характере рудоносности вскрываемых минерализованных зон и жил, особенно при поисках и оценке золотого оруденения. Шлиховое опробование в этом случае может использоваться в качестве экспрессного метода как при поисках и оценке кварцевожильного типа оруденения, характеризующегося относительно крупным золотом, так и при поисках и оценке зон сульфидной вкрапленности с мелким и тонкодисперсным золотом. В последнем случае в зоне окисления происходит активное высвобождение и значительное укрупнение золотинок, в том числе тонкодисперсных и субмикроскопических в первичных рудах.

Углеродсодержащие («черносланцевые») толщи Приамурья подразделяются на две основные фациально-геохимические разновидности: 1) метапелитовые и алевросланцевые тонкозернистые с калиевым типом щелочности и 2) более грубозернистые алевросланцевые и метакремнистые с натриевым типом щелочности.

Породам с калиевым типом щелочности свойственно резкое преобладание калия над натрием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,12—0,41$), повышенное содержание железа, серы и в то же время пониженное SiO_2 (46—61%). Характерна повышенная сингенетичная минерализация, в том числе гидротермально-осадочная золотоносная, представленная сульфидами и магнезиально-железистыми карбонатами. В разрезе эти отложения ассоциируют с карбонатными осадками. Накопление их происходило в прибрежно-мелководном морском бассейне в условиях значительного сероводородного заражения.

Породы с натриевым типом специализации обогащены Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,71—1,70$), содержат повышенное количество SiO_2 (62—75%) и в то же время обеднены сульфидами и магнезиально-железистыми карбонатами, что выражается в пониженном содержании в них серы и железа. Накопление этих отложений происходило в относительно глубоководном морском бассейне с активной динамикой и нормальным газовым режимом вод, исключая значительное сероводородное заражение. Аномально повышенные содержания Na_2O обусловлены, вероятно, в решающей мере региональной альбитизацией толщ в условиях эпигенетической активизации хлоридно-натровых поровых вод и, возможно, вулканогенными процессами.

Отмеченные геохимические особенности состава углеродистых пород обнаруживаются (за редким исключением) в регионе повсеместно по всей площади их распространения, сохраняются по стратиграфической вертикали и практически не зависят от степени наложенных метаморфических преобразований. Содержание Сорг в целом пониженное — 0,2—1,0%, а количество FeO значительно (в 2—4 раза) преобладает над Fe_2O_3 .

Аналогичная геохимическая специализации углеродистых толщ отмечается, судя по выполненным сопоставлениям, и в других регионах СССР.

Оруденение, развитое в углеродистых толщах региона, по отношению к мезозойскому гранитоидному магматизму подразделяется на две разновидности — палеозойское (?) догранит-

ное и мезозойское постгранитное. Догранитное оруденение наиболее широко распространено и на современном этапе изученности региона представляет наибольший интерес. Характерна зависимость состава его от геохимической специализации толщ: в породах с калиевым типом щелочности и исходным повышенным содержанием сульфидов оно представлено зонами конседиментационной рассеянной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в ассоциации с более поздними кварцевыми жилами и прожилками либо без них, в породах с натриевым типом щелочности — практически только новообразованными кварцевыми жилами и прожилками малосульфидной формации.

Важная отличительная особенность региона — резкое преобладание в нем пород с натриевым типом геохимической специализации. В связи с этим определяющим является кварцево-жильное оруденение малосульфидной формации. Кварц-сульфидное оруденение развито ограничено в связи со слабым распространением благоприятных для его развития тонкозернистых пелитовых пород с калиевым типом специализации.

Постгранитное мезозойское оруденение развивается без видимой зависимости от исходной геохимической специализации толщ, представлено кварцево-жильной и прожилково-вкрапленной минерализацией, в практическом отношении имеет подчиненное значение.

Существенное влияние на характер догранитного палеозойского оруденения оказывают также метаморфические преобразования толщ, степень их сегрегационно-метаморфической дифференциации и синхронных пликтивных и разрывных дислокаций. Основные показатели этого следующие:

1) устанавливается метаморфическая зональность в размещении оруденения. Основная продуктивная минерализация избирательно развивается в стильномелансодержащих зонах метаморфизма. Другие метаморфические зоны значительно менее благоприятны;

2) устанавливается изменение температуры формирования оруденения по мере изменения степени метаморфизма вмещающих пород. При этом более низкие (на 30—100°) температуры гомогенизации первичных газовой-жидких включений в рудных жилах, по сравнению с аналогичными включениями во вмещающих породах, свидетельствуют о формировании оруденения на регрессивной стадии метаморфизма. Высокотемпературная генерация газовой-жидких включений является наложенной и связана со становлением позднемезозойских гранитоидов;

3) наблюдается слабовыраженное изменение изотопного состава серы сульфидов по мере нарастания степени метаморфизма вмещающих пород: δS^{34} изменяется от —0,6‰ в наименее измененных породах (хлорит-гидрослюдистая зона) до —2,9‰ в биотитовой зоне;

4) состав и концентрация газовой-жидких включений в минеральных новообразованиях, в том числе из кварцевых жил, зависят не только от состава, но и степени метаморфизма вмещающих пород. Газово-жидкие включения в продуктивном кварце из наиболее метаморфизованных пород имеют максимальную степень минерализации, а из зон слабого метаморфизма — минимальную. По мере ослабления метаморфизма во включениях увеличивается величина отношения K/Na , уменьшается содержание серы и других рудогенных компонентов — вероятно, как следствие перехода их в состав твердой фазы рудных тел;

5) текстурно-структурные особенности рудных тел и характер рудолокализирующих структур также последовательно изменяются на фоне изменения степени метаморфизма вмещающих толщ. Для зоны слабого метаморфизма типоморфны линейно-скаччатые структуры, для биотитовой — сводово-купольные и для переходной зоны — складчато-купольные структуры. Субсогласные и секущие жилы, типоморфные для верхних горизонтов, сложенных слабометаморфизованными толщами, сменяются в зонах повышенного метаморфизма преимущественно секущими жилами. Одновременно изменяются текстуры этих жил: преимущественно брекчиевые, брекчиевидные, реже кокардовые и крустификационные — в наиболее слабо метаморфизованных толщах, полосчатые, реликтополосчатые и массивные — в областях повышенного метаморфизма. Ареалы развития метасоматитов, сопровождающих жилы, постепенно возрастают по мере усиления степени метаморфизма вмещающих пород, а контрастность проявления метасоматитов, наоборот, ослабевает. Изменяется и минеральный состав метасоматитов: для слабометаморфизованных пород характерны кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые фации, в том числе с адуляром и кальцитом, для зон повышенного метаморфизма — кварц-альбитовые, кварц-альбит-мусковитовые, альбитовые и альбит-мусковитовые метасоматиты, адуляр в них не установлен;

6) количество летучих, в том числе воды, и рудогенных элементов во вмещающих породах изменяется в зависимости от степени их метаморфического преобразования. При этом содержания подавляющего большинства элементов (Ni , Co , Cu и др.) изменяются незначительно;

7) кристалломорфологические свойства сульфидов, в том числе пирита и арсенопирита, изменяются в соответствии с метаморфической зональностью. Для кварцевых жил и минерализованных участков повышенных зон метаморфизма характерны уплощенные, явно угнетенные формы роста кристаллов арсенопирита и кубического пирита, для зон слабого метаморфизма — более изометричные кристаллы арсенопирита; появляется пирит в виде кристаллов пентагондодекаэдрического габитуса;

8) однонаправленно, в соответствии с усилением степени

метаморфизма вмещающих пород, в минералах рудных тел изменяется содержание и состав типоморфных элементов-примесей. Так, постепенно возрастает пробность самородного золота (за счет уменьшения главным образом примеси серебра), в пиритах и арсенопиритах уменьшается величина отношения Ni/Co и пр.

По своим фаціальным особенностям метаморфизм своеобразен. Он проявляется регионально и в то же время обнаруживает зональность по отношению к локально распространенным метаморфическим куполам. В связи с этим его предлагается относить к регионально-купольному типу. Купола слабо эродированы. На современном эрозионном срезе по мере перехода от периферии куполов к их ядерным частям выделяются четыре последовательно формирующиеся метаморфические зоны прогрессивной серии: хлорит-гидрослюдистая, стильпно-мелановая, биотит-стильпно-мелановая и биотитовая. Оруденение преимущественно развивается в стильпно-мелановой и биотит-стильпно-мелановой зонах.

В региональном плане метаморфические купола приурочены к Селемджино-Кербинскому геоантиклинальному поднятию, сформировавшемуся в этап позднепалеозойской (?) инверсии на месте одноименного геосинклинального палеопрогиба. Положение отдельных куполов контролируется узлами пересечения глубинных разрывов различных направлений, прежде всего субмеридионального, северо-восточного и северо-западного. Эти разломы (точнее, места их пересечений) выступали в роли проводников тепла и флюидов, приводящих к метаморфическим преобразованиям углеродистых толщ и последующему палингенезу. Развитие процессов метаморфизма завершилось в инверсионный позднескладчатый этап, о чем свидетельствует конформность в региональном плане изоград метаморфизма купольно-складчатым структурам и в то же время косесекущее положение изоград по отношению к простиранию складок и пластов в отдельных случаях.

Специфическая особенность режима метаморфизма — существенно водный состав флюидов, высокое содержание в них Na и Cl, и в то же время низкое содержание CO₂ и S, что хорошо коррелируется с химическим составом толщ и характером развитой в них минерализации. Давление флюидов значительно превышало литостатическое давление.

Генезис оруденения, развитого в рассматриваемых углеродистых толщах Приамурья, дискуссионен, как впрочем и в других районах распространения таких толщ. Применительно к оруденению, предшествующему мезозойскому гранитоидному магматизму и широко проявленному в регионе, наиболее приемлема, как представляется авторам (исходя из изложенных данных), концепция метаморфогенно-гидротермального рудообразования (Буряк, 1975, 1982). В соответствии с ней основная роль в фор-

мировании кварцевожильного оруденения отводится процессам метаморфизма и сопутствующего метасоматоза, завершившимся образованием метаморфических куполов, общей инверсией и внедрением палеозойских гранитоидов. Первоисточником серы, мышьяка, свинца, цинка и других рудогенных компонентов явилась вся толща метаморфизируемых углеродсодержащих вулканогенно-осадочных пород, в том числе развитых на уровне локализации рудных тел и на более глубоких горизонтах.

Главную же роль в обогащении исходных толщ рудогенными компонентами и формировании прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения сыграли, вероятнее всего, гидротермально-осадочные и эксгальационные процессы, синхронные осадконакоплению, влияние которых ощущается в минеральном и химическом составе углеродистых толщ, прежде всего в нижней части разреза, где отмечаются пластовые тела эффузивов основного состава, пласты гидротермально-осадочных кварцитов, «зеленые» туфосланцы и туффиты. В пользу влияния вулканогенных процессов на формирование состава углеродистых толщ этой части разреза свидетельствует также несколько повышенное содержание в них Mn, Fe и пониженное Ti и Al, что выражается в большой величине $(Fe + Mn)/Ti$ -модуля (по Н. М. Страхову, 1976). Показательна также повышенная концентрация P, As, Co, Ni, Cu, Mo, Th, пониженная Li, Rb, Be.

Генезис мезозойского оруденения наиболее согласуется с концепцией магматогенно-гидротермального рудообразования, разработанной применительно к региону В. Г. Моисеенко (1977). Исходя из этих представлений, для такого оруденения основным источником рудогенных компонентов послужил магматический расплав либо вмещающие толщи.

Как неоднократно подчеркивалось (Буряк, 1975, 1982) и как следует из вышеизложенного, закономерности размещения и методы поисков и оценки этих генетически разнотипных видов оруденения существенно различны. При ведении дальнейших работ в регионе на это важное обстоятельство следует обратить особое внимание.

Сопоставление приведенных данных с ранее отмеченными особенностями золотого оруденения, развитого в углеродистых «черносланцевых» толщах (Буряк, 1982), позволило установить следующие наиболее важные особенности этого оруденения, типоморфные для различных регионов.

1. Имеющее практическое значение золото-сульфидное оруденение характерно только для специфичных отложений: углеродсодержащих тонкозернистых пелитовых, реже кремнистых и кремнисто-известковистых, с калиевым типом геохимической специализации и содержащих в повышенных количествах слабо-золотоносные осадочно-диагенетические и высокозолотоносные осадочно-гидротермальные сульфиды. В генетическом отношении такое оруденение принадлежит к колчеданному типу, т. е. его

следует рассматривать как первично-вулканогенное гидротермально-осадочное конседиментационное, частично регенерированное и переотложенное при последующих процессах литогенеза и метаморфизма. Встречающиеся среди рудных тел этого состава кварцевые и кварц-сульфидные жилы и прожилки являются более поздними и обусловлены наложенными процессами метаморфизма или магматизма.

2. Кварцевожилное и кварцевопрожилковое оруденение (в том числе в породах с калиевой специализацией) является более поздним, накладывается на золото-сульфидное оруденение и формируется в породах разного состава, преимущественно среди отложений с натровым типом геохимической специализации и отложений, обогащенных свободным кремнеземом. В отличие от оруденения золото-сульфидного типа, оно отмечается в толщах хотя и с повышенной, но необязательно высокой первичной золотоносностью, при различном исходном содержании сульфидов. Основные факторы, обуславливающие концентрирование металлов и рудообразование,— процессы метаморфизма (собственно метаморфогенно-гидротермальный тип оруденения) либо интрузивного магматизма (плутоногенный генетический тип).

В особо благоприятных условиях (при наложении плутоногенных процессов на повышенную метаморфогенную золото-сульфидную минерализацию или оруденение) формируется метаморфогенно-плутоногенное (полигенное) оруденение.

- Авченко О. В.** Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Алешин С. М., Другов Г. М., Карпов И. К.** Химический состав метапелитов как геотермометр//Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, № 1. С. 204—206.
- Барт Т. Ф.** Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах//Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 424—428.
- Беус А. А.** Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.
- Буряк В. А.** О химизме оклорудных изменений на месторождении золота (Ленский золотоносный район)//Докл. АН СССР. 1972. Т. 202, № 3. С. 685—688.
- Буряк В. А.** Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения//Геология руд. месторождений. 1975. Т. 18, № 2. С. 15—26.
- Буряк В. А.** Рудоносные метасоматиты Приамурья//Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток, 1978. С. 54—66.
- Буряк В. А.** Кварцевожильная и сопутствующая золото-сульфидная минерализация, развитая в углеродистых толщах Приамурья//Металлогения Приамурья. Владивосток, 1981. С. 11—23.
- Буряк В. А.** Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Буряк В. А.** Условия образования метаморфогенных гидротермальных месторождений//Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск: Наука, 1985. С. 14—22.
- Буряк В. А., Парада С. Г.** Геологическая позиция и рудоносность докембрийских углеродсодержащих комплексов//Литология и осадочная геология докембрия: (Тез. докл. V всесоюз. совещ. «Литология и осадочная геология докембрия»). Алма-Ата: Наука, 1981а. С. 99—100.
- Буряк В. А., Парада С. Г.** Литолого-геохимическая основа классификации метаморфогенно-гидротермального золотого оруденения//Проблемы петрологии Дальнего Востока (Метаморфические комплексы и метаморфогенное рудообразование). Хабаровск, 1981 б. С. 127—129.
- Винклер Г.** Генезис метаморфических пород/Пер. с англ. Кондрашова Е. Н.; Под ред. Петрова В. П. М.: Недра, 1979. 327 с.
- Волярович Г. П.** Сочленение Тихоокеанских и Монгольских структур и особенности размещения золотоносных районов в пределах южной части Дальнего Востока//Материалы к I всесоюз. конф. по геологии и минералогии Тихоокеан. руд. пояса. Владивосток, 1960. Вып. 2. С. 32—37.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.** Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 386 с.
- Геологическая карта региона БАМа масштаба 1:1 500 000/Гл. ред. Красный Л. И. М.: Мингео СССР, 1978. 4 л.
- Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область, ч. 1. М.: Недра, 1966. 736 с.
- Гриненко В. А., Мигдисов А. А., Ронов А. Б.** Геохимия серы в осадочной оболочке и земной коре//I междунар. геохим. конгресс. М.: Наука, 1973. Т. 4: Осадочные процессы, кн. 1. С. 141—157.
- Гросс Дж., Скотт В.** Осаждение золота и серебра из цианистых растворов древесным углем. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 71 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.** Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 287 с.
- Закруткин В. Е.** О геохимической специализации седиментогенных бассейнов//Докл. АН СССР, 1980. Т. 253, № 1. С. 236—239.
- Закруткин В. Е., Парада С. Г.** О поведении органического углерода в процессе регионального метаморфизма осадочных пород//Проблемы геологии, ресурсы полезных ископаемых и охрана недр. Ростов н/Д, 1980. С. 47—48.

Измайлов Л. И. Пирротиновая минерализация металлоносных зон бассейна р. Колымы. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.

Клемин В. П., Пашков Л. А. Золото в углеродсодержащих сланцевых толщах Башкирии//Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, № 3. С. 686—689.

Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979.

Краткий справочник по геохимии/Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. М.: Недра, 1977. 184 с.

Леймлен Г. Г., Клевцов Н. В. Соотношение термодинамических параметров $P-T-V$ для воды и 30%-х водных растворов NaCl и KCl//Зап. ВМО. 1956. Ч. 85, № 4.

Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах//Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1971. С. 38—43.

Макрыгина В. А., Ширяев В. А. Влияние давления на состав метаморфических гранатов разных фациальных серий//Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 4. С. 959—963.

Матвеев В. Т. Региональные закономерности образования во времени и размещения в пространстве золотого оруденения северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса//Закономерности размещения ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. 10. С. 213—229.

Мельников В. Д. Структурные и литолого-геохимические условия формирования жильных золоторудных месторождений в песчаносланцевых толщах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1970. 23 с.

Мельников В. Д., Овчарек Э. С. О возрасте золотого оруденения Джагдинского поднятия//Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969. С. 53—55.

Мельников В. Д., Сверкунова Т. В. Мобилизация золота из вмещающих пород при формировании золото-кварцевых жил Токурского рудного поля (Приамурье)//Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 31—42.

Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах//Геохимия. 1960. № 2. С. 149—163.

Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов//Геотектоника. 1973. № 5. С. 83—93.

Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск: Кн. изд-во, 1965. 127 с.

Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.

Моисеенко В. Г., Неронский Г. И. Связь золотоносности с региональным метаморфизмом//Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968. С. 113—115.

Моисеенко В. Г., Фатьянов И. И. Геохимия золота//Международ. геол. конгресс. 24 сессия: Докл. сов. геологов. Проблема 10. Геохимия. М.: Наука, 1972. С. 50—59.

Моисеенко В. Г., Неронский Г. И. О приуроченности золотого оруденения к метаморфическим комплексам//Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973. С. 219—225.

Неелов А. Н. Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия//Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 66—105.

Неменман И. С. Структурно-петрологические особенности и вероятный механизм формирования метаморфогенных куполов в «черносланцевых» толщах Приамурья//Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Наука, 1981а. С. 217—218.

Неменман И. С. Тектонофизические особенности формирования структуры рудного узла в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма Среднего Приамурья//Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981б. С. 85—95.

Неменман И. С., Авченко О. В. Особенности состава минералов апопелитовых альбит-порфиروبластических кристаллосланцев Правобуреинского купола//Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 58—68.

Неронский Г. И. Золоторудная минерализация Верхнеселемджинского района: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1968. 24 с.

Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей//Материалы по геологии полезных ископаемых и минералогии южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1960. С. 3—52.

Парада С. Г., Ручкина Ю. Р., Мирзеханов Г. С. Условия локализации золотого оруденения в углеродистых толщах Дальнего Востока//Тихоокеан. геология. 1986. № 2. С. 46—50.

Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского края. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 344 с.

Петровская Н. В. Характер золотоносности минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР//Генетические проблемы руд. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 86—102.

Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке//Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1966. С. 5—38.

Радкевич Е. А., Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурным элементам юга Дальнего Востока//Геология и геофизика. 1965. № 3. С. 25—38.

Роганов Г. В., Шишкина Г. Р., Зубков В. Ф. О девонских отложениях Верхнеселемджинского района//Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 79—85.

Розен О. М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы//Сов. геология. 1970. № 7. С. 31—44.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры//Геохимия. 1967. № 11. С. 1285—1310.

Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия//Тр./ГИН АН СССР. 1975. Вып. 277. 115 с.

Сидоров Ю. Ф., Кириллова Г. А. Новые данные о возрасте метаморфических толщ Сихотэ-Алинской складчатой системы//Тихоокеан. геология. 1982. № 3. С. 110—112.

Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

Сухов В. И. Тектоно-магматические системы мезозоя юга Дальнего Востока и сопредельных регионов Востока СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1981. 48 с.

Чайка В. М. К методике изучения метаморфических пород по циркону/Геология и геофизика. 1962. № 12. С. 71—78.

Шенгелия Д. М., Ахвледиани Р. А., Кецховели Д. Н. Графитовый термометр//Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 6. С. 1407—1409.

Эйриш Л. В. О зоне ослюденения в Кербинском золотоносном районе//Геоморфология, палеогеография, полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1964. С. 63—70.

Эйриш Л. В. Куполовидные структуры в Монголо-Охотской складчатой области//Геотектоника. 1968. № 2. С. 128—132.

Эйриш Л. В. Куполовидные структуры Селемджино-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения (Дальний Восток): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1972. 23 с.

Эйриш Л. В. Селемджино-Кербинское поднятие и его положение в тектонической структуре Дальнего Востока//Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 32—39.

Эл-Векил С. К., Райли Дж. П. Химические и минералогические исследования глубоководных осадков//Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., 1965. С. 111—120.

Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

Янов Э. Н. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе//Сов. геология. 1980. № 1. С. 61—75.

Brown E. H. The grushist Lacies in part eastern Otago, New Zealand//Contribs Mineral. and Petrol. 1967. Vol. 14, N 4.

Green T. H., Hellman P. L. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer//Lithos. 1982. Vol. 15. P. 253—266.

Horn M. K. Acomputer method the elements. Huston, Texas, 1964.

Landis C. A. Graphitization of dispersed cardonaceous material in metamorphis rocks//Contribs Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 30, N 3.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	6
ГЛАВА I. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕГИОНА	8
Стратиграфическая корреляция углеродистых толщ	8
Формационные типы и возраст оруденения	17
Характер распределения оруденения в стратиграфическом разрезе	19
ГЛАВА II. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ, ИХ ВЛИЯНИЕ НА ОРУДЕНЕНИЕ	21
Региональная геохимическая специализация толщ	23
Фациальные условия накопления углеродистых толщ	34
Влияние литолого-геохимических особенностей пород на оруденение	36
Состав газово-жидких включений в рудоносном кварце	47
Особенности состава углеродистых толщ различных регионов СССР	47
Выводы	52
ГЛАВА III. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД	54
Метаморфическая зональность	54
Типоморфные метаморфические минералы	58
Термобарогеохимия метаморфизма	62
РТХ-условия метаморфизма	65
Соотношение интрузивного магматизма и метаморфизма	69
Выводы	72
ГЛАВА IV. ХИМИЗМ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА	74
Региональный метаморфизм	74
Контактовый метаморфизм	78
Выводы	79
ГЛАВА V. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ	80
Структурно-метаморфическая зональность и положение в ней оруденения	80
Зависимость оруденения от степени метаморфизма вмещающих пород	86
Роль органического вещества	94
ГЛАВА VI. КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ОРУДЕНЕНИЯ	97
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	105
ЛИТЕРАТУРА	111

C O N T E N T S

PREFACE	5
INTRODUCTION	6
CHAPTER I. CHARACTERISTICS OF GEOLOGICAL STRUCTURE AND METALLOGENY OF THE REGION	8
Stratigraphic correlation of black shale series	8
Formation types and mineralization age	17
Character of mineralization distribution in stratigraphic section	19
CHAPTER II. LITHOLOGIC-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF BLACK SHALE SERIES, THEIR INFLUENCE ON MINERALIZATION	21
Regional geochemical specialization of strata	23
Facial conditions of black shale series	34
Influence of lithologic-geochemical characteristics of rocks on mineralization	36
Composition of gas-liquid inclusions in ore-bearing quartz	47

Characteristics of black shale series composition in different regions of the USSR	47
Conclusions	52
CHAPTER III. METAMORPHIC ALTERATION OF ROCKS	56
Metamorphic zoning	54
Typomorphic metamorphic minerals	58
Therobarogeochemistry of metamorphism	62
PTX-conditions of metamorphism	65
Correlation fo intrusive magmatism and metamorphism	69
Conclusions	72
CHAPTER IV. CHEMISM OF METAMORPHISM PROCESSES	74
Regional metamorphism	74
Contact metamorphism	78
Conclusions	79
CHAPTER V. MINERALIZATION LOCATION RELATIONSHIPS	80
Structural-metamorphogenetic zoning and mineralization position in it	80
Mineralization — host rock metamorphic grade relation	86
The role of organic matter	94
CHAPTER VI. THE CRITERIA OF PROSPECTING AND MINERALI- ZATION ESTIMATION	97
CONCLUSION	105
REFERENCES	111

Владимир Афанасьевич БУРЯК
Исак Самойлович НЕМЕНМАН
Сергей Григорьевич ПАРАДА

МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ ПРИАМУРЬЯ

Утверждено к печати Ученым советом
Института тектоники и геофизики ДВО АН СССР

Сводный темплан ДВО АН СССР 1988 г.
(монографии), поз. 16

Редактор Т. А. Третьякова, художник Г. П. Писарева,
техн. редактор О. З. Ефремкина, корректор А. Т. Кудрявцева

Сдано в набор 19.05.87 г. Подписано к печати 6.06.88 г. ВД 05125. Формат 60×90/16. Гарнитура литературная. Печать офсетная. Усл. п. л. 7,25. Уч.-изд. л. 7,10. Тираж 600 экз. Заказ 8500. Цена 1 р. 10 к.

Редакционно-издательский отдел
Дальневосточного отделения Академии наук СССР
690600, Владивосток, Ленинская, 50

Полиграфический комбинат управления издательств,
полиграфии и книжной торговли Приморского крайисполкома
690600, Владивосток, Океанский проспект, 69