

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE



TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

Founded in 1932

Vol. 579

N.A. Sozinov

**METALLIFEROUS
CARBONACEOUS DEPOSITS
OF THE PKHENNAM TROUGH
OF THE SINO-KOREAN SHIELD**

Moscow

GEOS

2008

2

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
Основаны в 1932 году
Вып. 579

Н.А. Созинов

**МЕТАЛЛОНОСНЫЕ
УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ПХЕННАМСКОГО ПРОГИБА
СИНО-КОРЕЙСКОГО ЩИТА**

МОСКВА
ГЕОС
2008

УДК 553.541(519)
ББК 26.823
С 57

Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. М.: Наука, 1964. – . – ISSN 0002-3272

Вып. 579: Металлоносные углеродистые отложения Пхеннамского прогиба Сино-Корейского щита / Н.А.Созинов – М.: ГЕОС, 2008, – 86 с. + вкл.

ISBN 975-5-89118-450-7

В работе приведены результаты исследований металлоносных углеродистых отложений нижнекембрийского возраста с резко аномальными концентрациями U, Mo, Ni, V, P, Ag и др. Дана характеристика их распространенности и условий образования на различных этапах формирования осадочного бассейна. Особое внимание уделено вопросам металлоносности углеродистых отложений в связи с палеофациальными условиями их формирования и степенью преобразованности вторичными процессами.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов-литологов, геохимиков и металлогенистов.

Табл. 12. Рис. 37. Библиогр. 51.

Ответственный редактор *Ю.О. Гаврилов*

Редакционная коллегия:

М.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов* (заместитель главного редактора), *К.Е. Дегтярев*, *Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:

В.И. Старостин, *О.В. Япаскурт*

Sozinov N.A. Metalliferous Carbonaceous Deposits of the Pkhennam Trough of the Sino-Korean Shield. – Moscow: GEOS, 2008, 86 p. + ill.

The paper presents the results of investigations on metalliferous carbonaceous Lower Cambrian deposits with markedly anomalous concentrations of U, Mo, Ni, V, P, Ag, etc. Their distribution and formation at various stages of the basin development have been discussed, with particular emphasis on issues pertaining to presence of metals in carbonaceous deposits. The relations of ore occurrence and paleofacies conditions of their formation and degree of their transformation by secondary processes have been shown.

The book is intended for specialists in lithology, geochemistry, and metallogeny.

Tables 12. Fig 37. References 51.

Responsible Editor *Y.O. Gavrilo*

Editorial Boar:

M.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilo* (Deputy Editor-in-Chif), *K.E. Degtyarev*, *Yu.V. Kariakin* (Executive Secretary), *Y.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoy*.

Reviewers:

V.I. Starostin, *O.V. Yapaskurt*.

© Н.А. Созинов, 2008 г.

© Геологический институт РАН, 2008 г.

© ГЕОС, 2008 г.

ВВЕДЕНИЕ

Высокоуглеродистые отложения (черные сланцы) в разрезе венда и нижнего кембрия привлекают внимание литологов и геохимиков прежде всего спецификой микроэлементного состава. В пределах Евразии эти отложения настолько широко распространены, что их существенная роль в глобальном геохимическом балансе представляется совершенно очевидной [Альтгаузен, 1956; Анкинович, Анкинович, 1973; Холодов, 1973; Неручев, 1982; Гецева и др., 1981; Гавшин, Созинов, 1991; Блешинский и др., 2001; Ермолаев, Созинов, 1986; Ермолаев и др., 1992; Юдович, Кетрис, 1988; 1994]. Говоря об эпохе формирования высокоуглеродистых осадков венда и (или) нижнего кембрия, необходимо акцентировать внимание на глобальных масштабах аккумуляции органического вещества, протекавших в этот период. Черные сланцы вендского или кембрийского возраста являются обязательной составной частью разрезов всех известных верхнерифейских, байкальских и нижнекаледонских образований, в отдельных случаях они соединяются в зоны общепланетарного масштаба (например, с востока на запад протягиваются через Китай, Корею, Монголию, Тянь-Шань, Кызылкумы). Такой "лениамент" (на уровне верхнепротерозойских- нижнепалеозойских отложений) имеет протяженность более 8 тыс. км.

В настоящей работе рассматривается один из районов Евразии, а именно Пхеннамский прогиб Сино-Корейского щита. Под Пхеннамским прогибом понимается обширная депрессия, занимающая центральную часть Корейского полуострова, выполненная верхнедокембрийскими, ниже- среднепалеозойскими и мезокайнозойскими отложениями.

Большая часть Северной Кореи принадлежит Китайской платформе. В начале позднего протерозоя на архейском и нижнепротерозойском складчатом основании был заложен крупный прогиб, расположенный в центральной части Корейского полуострова. Пхеннамский прогиб, имея широтную ориентировку, находится между Северо-Корейскими массивами Нанним и Кенги. Вблизи последнего располагается ось прогиба, определяя его ассиметричное строение. Мощность верхнего протерозоя в южной части прогиба достигает 8000–10000 м, уменьшаясь к северу до 3000–5000 м [Геология..., 1964; 1993].

В раннем кембрии произошли раскол фундамента, прогибание бассейна и локальные излияния спилитов. К раннему кембрию приурочена наи-

более крупная в геологической истории этой территории морская трансгрессия, продолжившаяся почти повсеместно от середины или конца ордовика до силура и девона. Пока неясной остается ситуация в южной части Пхеннамского прогиба в силуре и девоне. Не исключено, что эта зона отличалась большой подвижностью, здесь имели место и проявления основного магматизма, а, возможно, и излияние основных эффузивов [Геологическая..., 1994].

Важной особенностью геологического развития территории является процесс активизации Сино-Корейского щита. В течение триаса и юры имели место две фазы тектонических движений – среднетриасовая (сонним) и верхнеюрская (тэбо) [Геология..., 1964]. Во время первой фазы в Пхеннамском прогибе образовались крупные брахискладки субширотного простирания, во время второй в осадочном покрове возникли взбросы, надвиги, опрокинутые складки и чешуйчатые структуры. В ряде случаев создались условия для значительных горизонтальных перемещений материала, приводивших к образованию покровов с амплитудой смещения 10–12 км. Важной особенностью тектонической фазы сонним является метаморфизм осадочного чехла в Пхеннамском прогибе (биотит-хлоритовая и мусковит-хлоритовая субфации), усиливающийся в восточной части и особенно вблизи выступов архейского фундамента в связи с активизацией последнего.

После окончания тектонических движений произошло внедрение интрузий гранитов, граносиенитов, диоритов и сиенитов. Интрузии нефелиновых и щелочных сиенитов внедрились вдоль субширотной зоны глубинного разлома в южной части Пхеннамского прогиба и завершают индосинийские движения [Геология..., 1964].

Высокоуглеродистые горизонты черных сланцев в пределах прогиба встречаются на нескольких стратиграфических уровнях, но наиболее широко они развиты в верхнем докембрии и в подсвите Чунхва нижнего кембрия. Черные сланцы, залегающие в базальном горизонте этой подсвиты, содержат в резко повышенных концентрациях U, Mo, Ni, V, P, Ag и другие элементы. Мощность горизонта меняется от 0,3 до 20 м, протяженность его по простиранию составляет более 300 км.

Изучение литолого-геохимических особенностей подобного типа образований, обогащенных углеродистым веществом, представляет большой практический и теоретический интерес. Решение генетических проблем взаимосвязи накопления рудных концентраций элементов с органическим веществом в настоящее время является одной из важнейших задач литологии. Литолого-геохимической характеристике углеродсодержащих металлоносных отложений нижнекембрийского возраста и посвящена настоящая монография.

Глава 1

Характеристика осадочных толщ, вмещающих металлоносный горизонт

В центральной и южной части Пхеннамского прогиба во всех без исключения случаях металлоносный горизонт с размывом залегает на отложениях венда и согласно, с постепенными переходами, перекрывается фаунистически охарактеризованными осадками нижнего кембрия.

Венд (подрудная толща). Отложения, относимые к венду, пользуются широким распространением в центральной и южной части Пхеннамского прогиба и изучены в районе гг. Хыккери, Тхосан, Синге, к западу от г. Синпхен и в других местах, где они выделяются под названием свиты Кухен. Отложения свиты Кухен несогласно налегают на различные горизонты свиты Садану рифея (рис. 1).

Свита Кухен сложена преимущественно зеленовато-серыми, светло-зеленовато-серыми, фиолетово-серыми, желтовато-серыми и черными углеродистыми филлитами и филлитовидными глинистыми сланцами, а в южной части прогиба – хлорит-серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами, в подчиненном количестве присутствуют прослои и маломощные горизонты алевролитов. В нижней части свиты залегают один или два горизонта глинисто-известковистых сланцев (иногда глинистых известняков) с галькой доломитов, кварцитов и известняков рифея.

Полный разрез отложений свиты Кухен в северной части площади их распространения составлен в 20 км южнее г. Пхеньяна. Здесь на известняках рифея залегают (снизу вверх, м):

1. Темно-серые глинисто-серицитовые сланцы с обломками гранитов и кварцевого гравия	50
2. Сизовато-серые глинисто-известковистые сланцы, по простиранию переходящие в глинистые известняк с галькой кварцитов, мраморизованных известняков и доломитов; в средней части слоя содержится шестиметровый горизонт зеленоватых тонкослоистых алевролитов	30
3. Грубое (через 5–10 м) чередование красновато-темно-серых и светло-зеленых тонкослоистых филлитовидных глинистых сланцев	40
4. Зеленовато-желтые тонколистоватые филлитовидные глинистые сланцы	120
5. Темно-серые филлиты, содержащие конкреции пирита размером до 1,5-2,0 см	30
6. Темно-серые тонкослоистые алевролиты	20

7. Зеленовато-желтые тонкослоистые филлитовидные глинистые сланцы с редкими прослоями (0,5–1,0 м) мелкозернистых серых кварцитов 90
8. Черные тонкоплитчатые и тонкослоистые филлитовидные глинистые сланцы со следами ползания червей (в верхней части отмечаются конкреции пирита) 30

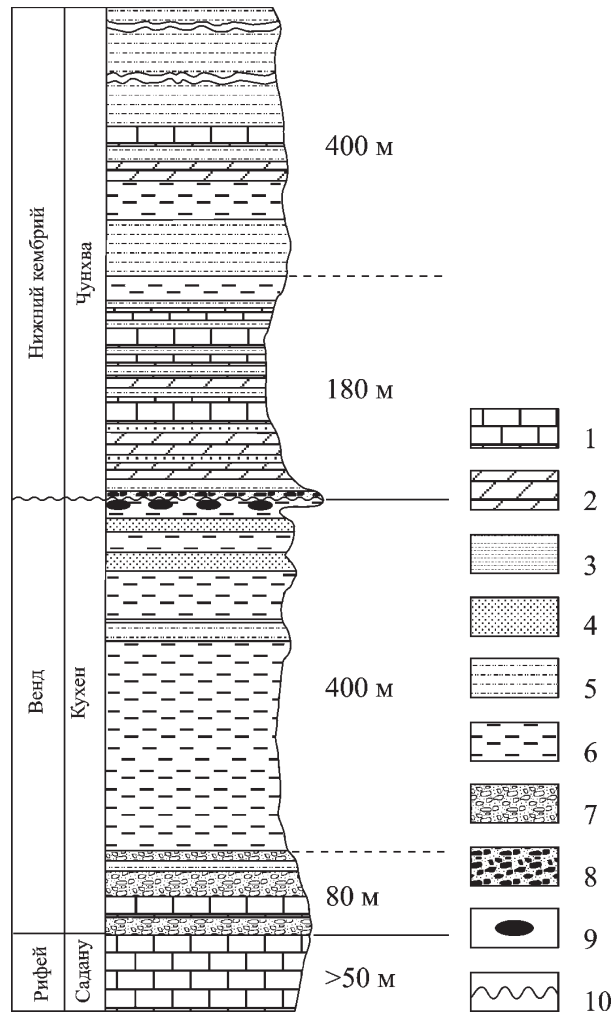


Рис. 1. Литолого-стратиграфическая колонка нижнекембрийских и верхне-докембрийских отложений центральной части прогиба района Хванчжу

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – песчаники; 4 – кварциты; 5 – алевролиты; 6 – филлиты; 7 – известняковые конгломераты; 8 – металлоносный горизонт; 9 – конкреции пирита; 10 – граница размыва между вендом и нижним кембрием

Общая мощность свиты в этом районе составляет 410 м.

Выше залегают кремнисто-фосфатные породы металлоносного горизонта свиты Яндок.

Более полный разрез свиты Кухен описан нами в южной части прогиба, в 8 км к северу от г. Кымчхон, где он вскрыт в долине ручья (снизу вверх, м):

1. Известковистые конгломераты темно-серого цвета. Галька представлена доломитами, известняками и кварцитами. Цемент известковистый, галька хорошо окатана, местами раздавлена	100–110
2. Хлорит-биотитовые сланцы, толстоплитчатые	20
3. Тонкоплитчатые филлиты темно-зеленого цвета	120
4. Филлиты черного и темно-серого цвета	90
5. Кварциты массивные, желтовато-серые и темно-серые, иногда полосчатые	20
6. Филлиты и филлитовидные глинистые сланцы зеленого цвета, местами интенсивно пиритизированы, содержат тонкие прослои кварцитов	100
7. Филлитовидные глинистые сланцы стально-серого цвета, тонкоплитчатые, участками пиритизирны	50
8. Филлиты зеленого цвета, включают горизонт кварцитов до 5 м мощности	25

Суммарная мощность свиты Кухен в этом районе местами достигает 900–950 м.

В западной части прогиба, на полуострове Хванхэ, мощность подрудной свиты Кухен резко сокращается до 300–350 м. Разрез свиты Кухен здесь следующий (снизу вверх, м):

1. Известковистые сланцы с прослоями известковистых конгломератов	50
2. Зеленовато-серые известковистые филлиты	30
3. Темно-серые, тонкоплитчатые филлитовидные глинистые сланцы	130

Выше залегают фосфатные алевролиты с фауной трилобитов и брахиопод нижнего кембрия.

В других районах Пхеннамского прогиба разрез свиты Кухен в общем аналогичен вышеописанным. Везде отчетливо можно выделить две пачки пород: нижнюю-карбонатную, с горизонтами известковистых конгломератов и верхнюю, наиболее мощную-сланцевую, с редкими горизонтами кварцитов, а местами с тонкими прослоями кварцевых конгломератов в верхней части. Для самой верхней части свиты характерно наличие в сланцах стяжений гематита и пирита и многочисленных следов роющих организмов. Особенностью подрудной свиты Кухен является также наличие в ней горизонтов черных высокоуглеродистых глинистых сланцев, обогащенных ванадием.

Нижний кембрий. Вмещающие металлоносный горизонт породы относятся к серии Чосон и распространены в Пхеннамском прогибе в пределах крупных, осложненных разломами синклинальных и антиклинальных структур. В центральной и южной частях прогиба отложения серии Чосон со стратиграфическим несогласием залегают на глинистых сланцах венда, а также известняках и доломитах рифея.

Впервые серия Чосон в Корее была выделена японским геологом К. Инодзи [Inoje, 1907]. В нижней части серия сложена преимущественно алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями доломитов и известняков, в верхней – главным образом известняками и доломитами. Она подразделена на три свиты, снизу вверх: Яндок, Чосан и Мандал. Между тремя этими свитами нет несогласий. Литологически наиболее четко выделяется нижняя свита – Яндок, сложенная преимущественно терригенными осадками. Верхние свиты Чосан и Мандал сложены, в основном, карбонатными осадками.

Свита Яндок в центральной и южной частях прогиба обнажается преимущественно на крыльях крупных синклинальных структур. В центральной части прогиба свиту Яндок подразделяют на две подсвиты – Чунхва и Хыкке [Геология..., 1964]. Нижняя подсвита Чунхва сложена, главным образом, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями известняков и доломитов. В строении верхней подсвиты Хыкке участвуют, помимо перечисленных выше пород, слюдястые песчаники. Кроме того, подсвиты Чунхва и Хыкке различаются по содержащейся в них фауне.

В ее основании подсвита Чунхва залегают металлоносный горизонт, сложенный кремнисто-фосфатными алевролитами, кремнистыми сланцами и сфероидальными кремнистыми фосфоритами; выше залегают пестроцветные алевролиты, глинистые, кремнисто-глинистые, глинисто-хлоритовые сланцы с прослоями мергелей и мелкозернистых оолитовых и водорослевых известняков и доломитов. Подсвита Чунхва залегают с размывом на глинистых сланцах свиты Кухен. При прослеживании их контакта по простиранию повсеместно наблюдается налегание металлоносного горизонта на различные горизонты свиты Кухен.

В центральной части прогиба (синклиналь Хванчжу) подсвита Чунхва (см. рис. 1) была детально изучена нами по керну скважин и по коренным обнажениям. На основании этого составлен ее полный разрез (снизу вверх, м):

- | | | |
|----|--|---------|
| 1. | Металлоносный горизонт. Кремнистые фосфориты темно-серые, сфероидальные | 0,4–1,5 |
| 2. | Алевролиты зеленые, плитчатые, кверху сменяющиеся вишневыми аргиллитами с тонкими прослоями белых аргиллитов | 1,5 |
| 3. | Алевролиты фосфатные, известковистые, пятнистые, пиритизированные, зеленовато-серые и красновато-вишневые. Содержат фауну трилобитов и брахиопод нижнего кембрия | 5,5 |

4.	Алевролиты зеленовато-серые и вишнево-красные, фосфатные	3,0
5.	Доломиты кремновые, вишнево-красные и розовые, пятнистые, с отдельными прослоями зеленых мергелей и аргиллитов	4,2–4,6
6.	Доломиты кремновые и серовато-зеленые пятнистые, пиритизированные	4,8–6,2
7.	Доломиты светло-желтого и темно-серого цвета, массивные, с прослоями известняков	10–11
8.	Песчаники желтовато-серые мелкозернистые, кварцевые, известковистые, пиритизированные, с прослоями серых и желтовато-серых песчаных доломитов	4,5
9.	Доломиты темно-серые глинистые, массивные	4,0
10.	Песчаники желтовато-серые кварцевые, известковистые	3,0
11.	Доломиты темно-серые массивные, песчаные с прослоями светло-серых глинистых известняков и темно-серых аргиллитов	1,6
12.	Известняки темно-серые и желтые, глинистые, массивные	8,8
13.	Известняки темно-серые, массивные	18,0
14.	Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые, серые, иногда черные	15–20
15.	Толща переслаивающихся алевролитов, глинистых сланцев и известняков	150–180
16.	Толща желтовато-коричневых тонкослоистых алевролитов, чередующихся с желтовато-зеленовато серыми алевролитами и редкими маломощными прослоями известняков	300

Общая мощность подсвиты Чунхва составляет 500–550 м.

В пределах восточной части синклинали Хванчжу, в районе с. Чанни отмечаются эффузивно-осадочные образования (снизу вверх, м):

1.	Кремнистые фосфориты сфероидальные	0,2
2.	Туфогенные алевролиты темно-серого цвета	0,5
3.	Баритовые туфы зеленого и темно-зеленого цвета	0,5
4.	Спилиты зеленые бобовидные и их туфы	0,5–1,5
5.	Фельзитовые спилиты зеленые и их туфы	1,5–2,5
6.	Фельзитовидные сидеритовые спилиты фиолетового цвета	2–5
7.	Фельзитовидные цеолитовые и липаритовые спилиты, зеленого цвета	0,5–1,5

В восточной части Пхеннамского прогиба строение нижней части разреза кембрийских отложений несколько отличается от вышеописанных. В базальных слоях подсвиты Чунхва наблюдались редкие обломки кремнистых фосфоритов. Разрез нижней части подсвиты Чунхва в районе г. Поптон выглядит следующим образом (снизу вверх, м):

1.	Алевролиты фосфатные черного цвета	0,3
2.	Брекчиевидные кварциты темно-серого цвета со сфероидами	4
3.	Алевролиты красно-фиолетовые и глинистые сланцы	5
4.	Доломиты серого цвета	10
5.	Известковистые алевролиты серо-зеленого цвета	80

Характерной особенностью отложений подсвиты Чунхва, особенно ее нижних частей (около 30–40 м), является повышенная фосфатность, что впервые было выявлено нами в 1959 г. в процессе детального изучения

разрезов. Содержание пятиокси фосфора в металлоносном горизонте колеблется в пределах от 0,5 до 25%, а в перекрывающих известковистых алевролитах оно составляет несколько процентов (до 3–5%).

Подсвита Хыкке залегает согласно на отложениях подсвиты Чунхва. Она сложена алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями мелкозернистых и оолитовых известняков.

В районе г. Чунхва разрез подсвиты выглядит следующим образом (снизу вверх, м):

1.	Известняки пятнистые зеленовато-серые с прослоями темно-серых известняков	4,0–10
2.	Чередование пятнистых (буровато-зеленовато-серых) известняков с глинистыми известняками и известковистыми глинистыми сланцами	12,0
3.	Алевролиты зеленовато-серые	2,0
4.	Чередование слюдистых мелкозернистых песчаников и темно-коричневых и коричнево-серых алевролитов с фауной трилобитов	22,0
5.	Алевролиты слюдистые коричневатого-серые и зеленовато-серые	34,0
6.	Чередование светло-зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов с прослоями коричневатого-зеленовато-серых алевролитистых глинистых сланцев	24,0
7.	Чередование слюдистых алевролитов, зеленовато-серых, зеленовато-желтых алевролитистых глинистых сланцев	45,0
8.	Алевролиты и глинистые сланцы коричневого цвета	4,0
9.	Алевролиты слюдистые светло-зеленовато-желтые с прослоями глинистых сланцев	35,0
10.	Алевролиты желтые и зеленовато-желтые	5,0
11.	Песчаники мелкозернистые серовато-желтые и песчаные алевролиты с глыбовой отдельностью	55,0
12.	Алевролиты слюдистые коричневые	6,7
13.	Песчаники мелкозернистые коричневые	6,0
14.	Грубое чередование коричневатого-серых слюдистых песчаников и песчаников желтовато-серых с прослоями коричневых алевролитистых глинистых сланцев	45
15.	Известняки темно-серые оолитовые с агностидами	3,5–4,5
16.	Грубое чередование коричневатого-серых слюдистых песчаников и желтовато-серых песчаников с прослоями коричневых алевролитистых сланцев с агностидами	40
17.	Аргиллиты пятнистые темно-серые, почти черные, иногда желтовато-серые	35
18.	Песчаники желтые слюдистые, часто слабо сцементированные	3,0–10,0

Общая мощность подсвиты 385–400 м.

В южной части Пхеннамского прогиба свита Яндок не разделена на две подсвиты. В районе гг. Кымчхон, Пхенсан, Тхосан, Синге в основании свиты Яндок залегает металлоносный горизонт, отличающийся от горизонта центральных частей прогиба. В южной части прогиба горизонт представлен, главным образом, алевролитами, обогащенными фосфором и графитизированным органическим веществом в кремнисто-углеро-

дистых сланцах. Мощность металлоносного горизонта колеблется от 2 до 16–20 м.

Строение разреза нижней части свиты Яндок в районе г. Кымчхон, залегающей на филлитах и хлорит-серицитовых сланцах свиты Кухен, следующее (снизу вверх, м):

- | | |
|---|------|
| 1. Металлоносный горизонт – кварциты, кремнисто-углеродистые сланцы | 2–30 |
| 2. Доломиты стально-серые окремненные, массивные | 10,0 |
| 3. Кварциты и кварцевые песчаники светло-серого цвета массивные, мелкозернистые | 120 |

Из отложений свиты Яндок отобрано большое количество трилобитов, брахиопод, птеропод и др. В районе Чунхва разрез свиты Яндок в течение многих лет изучался японским геологом К. Сайто [Saito, 1933], на основании собранной им фауны отложения свиты отнесены к верхам нижнего кембрия. Об этом же свидетельствует фауна, отобранная в более позднее время [Геология..., 1964; 1993].

Глава 2

Геолого-структурное положение металлоносного горизонта

Металлоносный горизонт, залегающий в основании нижнекембрийских отложений, выходит на поверхность в центральной и южной частях Пхеннамского прогиба. Этот горизонт обнажается на крыльях синклинальных структур, сложенных породами венда и нижнего кембрия, которые вытянуты в виде цепочки с востока на запад (рис. 2).

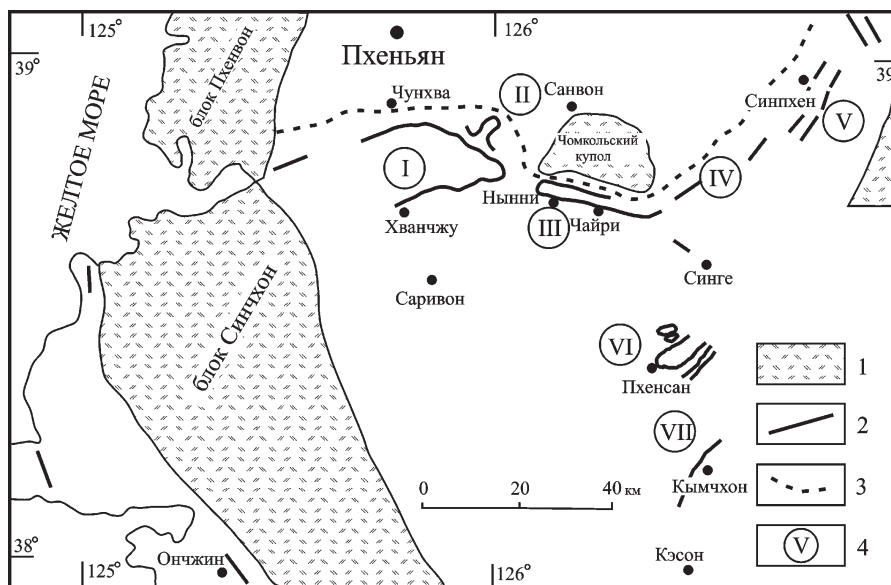


Рис. 2. Обзорная схема выходов металлоносного горизонта

1 – выступы кристаллического фундамента; 2 – прослеженные выходы металлоносного горизонта; 3 – северная граница распространения пород металлоносного горизонта; 4 – наименование синклиналей: I – Хванчжу; II – Чумактон; III – Нынни; IV – Яксудон; V – Манненсан; VI – группа синклиналей и зон чешуйчатых надвигов Пхенсан; VII – Кымчхон

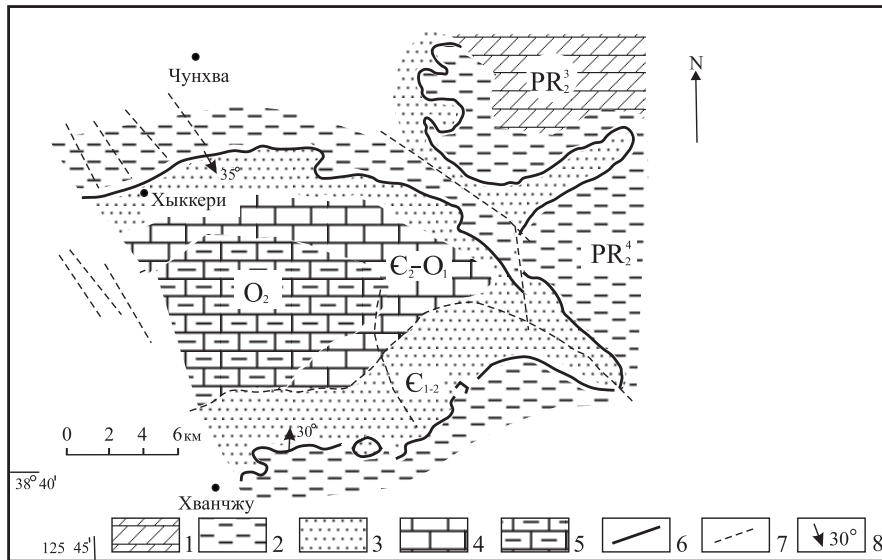


Рис. 3. Схема геологического строения синклиналей Хванчжу и Чумактон
 1 – карбонатные породы свиты Садану; 2 – филлиты и филлитовидные глинистые сланцы свиты Кухен; 3 – терригенно-карбонатные породы свиты Чунхва; 4 – карбонатные породы свиты Чосан; 5 – карбонатные породы свиты Мандал; 6 – металлогенный горизонт; 7 – тектонические нарушения; 8 – углы падения пород

Синклиналь Хванчжу. Эта структура расположена в центральной части Пхеннамского прогиба. Синклиналь вытянута в широтном направлении на 35 км, имеет в плане форму неправильного овала, расширяющегося к западу, и сложена, в основном, породами нижнего палеозоя (рис. 3). В строении ее крыльев принимают участие отложения верхнего докембрия. В восточном центриклинальном замыкании синклиналь резко сужается, и ось ее заворачивает к юго-востоку. Ядро синклинали сложено карбонатными породами нижнего и среднего ордовика. В западной части синклинали породы нижнего палеозоя перекрыты со структурным несогласием осадками нижнего триаса – верхнего мела. Крылья синклинали осложнены надвигами, падающими к югу. На северном крыле надвиги обращены своей выпуклой частью к северу. На южном крыле прослеживается надвиг, который на востоке дугообразно выгнут к северу, а далее на западе – к югу.

Северное крыло синклинали осложнено несколькими кулисообразно расположенными килевидными антиклинальными складками, оси которых погружаются к запад-юго-западу. Северные крылья этих складок опроки-

нуты к северу, углы падения составляют 50–70°. В целом же на северном крыле породы имеют нормальное залегание и падают в юго-западном и южном направлениях под углами 25–45°, лишь иногда углы падения превышают 50°. Южное крыло также осложнено несколькими антиклинальными складками, оси которых погружаются к северо-западу и запад-северо-западу. Это крыло южнее с. Чанни на протяжении 8 км опрокинута к северу и осложнено почти лежащей килевидной антиклинальной складкой. В нормальном крыле углы падения пород составляют 35–40°, а в опрокинутах – 15–20°. Размах крыльев осложняющей антиклинальной складки составляет 1,7–1,8 км. Далее к югу на фоне общего пологого (до 20°) падения крыла синклинали Хванчжу слагающие его породы смяты в мелкие куполовидные и сундучные складки с падением крыльев в 10–35°. В ядре породы залегают полого с углами падения 18–25°.

Металлоносный горизонт прослежен в синклинали Хванчжу на 80 км. Во многих местах он нарушен и смещен сбросами с амплитудой от 4 до 100 м. Кроме того, в ряде мест северного крыла по границе между филлитами венда и породами нижнего кембрия отмечается надвиг, в результате чего горизонт местами брекчирован.

Синклиналь Чумактон в виде узкого (2–5 км) желоба вытянута в северо-восточном направлении. Она сложена породами нижнего кембрия, крылья – породами верхнего докембрия. Падение крыльев пологое, до 30–35°. Металлоносный горизонт прослежен на расстояние до 15 км, мощность его равна 0,3–0,7 м.

Зона синклиналей Нынни-Синпхен имеет общее широтное простирание, отчетливая ундуляция шарнира приводит к образованию ряда брахисинклиналей, разделенных антиклинальными перегибами. В западной части, где развиты надвиги, эти синклинальные структуры приобретают кулисообразное расположение. В пределах зоны металлоносный горизонт обнажается в крыльях трех крупных синклиналей: Нынни, Яксудон и Манненсан.

Синклиналь Нынни расположена к югу от Чомкольского выступа кристаллического фундамента и вытянута в субширотном направлении. В плане она неправильно эллипсоидальной формы, длинная ось которой имеет длину 35–40 км (рис. 4). Ширина синклинали различная: на западном замыкании она не превышает 2–3 км, а в центральной части достигает 12–15 км. В строении синклинали участвуют породы свит Чунхва и Чосан, разрез которых хорошо сопоставляется с их разрезом в других структурах. Наиболее характерными складками более высоких порядков в этом районе являются обычно симметричные брахисинклинали и брахиантиклинали с углами падения крыльев от 30° до 60° и шириной до первых сотен метров.

Рис. 4



Рис. 5. Выход металлоносного горизонта в синклиальной структуре Нынни с. Чайри

Металлоносный горизонт обнажен на южном крыле синклинали, где он прослежен на расстоянии более 45 км. Вследствие наличия крутых сжатых складок горизонт на некоторых участках южного крыла имеет три параллельных выхода (участок Чайри). Кроме того, он смещен и разорван многочисленными сбросами, вследствие чего часто отмечается крутое и даже опрокинутое его залегание. В рельефе горизонт выступает в виде вертикальной стенки высотой от 2 до 5 м (рис. 5).

Синклиналь Яксудон представляет собой северо-восточное продолжение синклинали Нынни. Она вытянута в северо-восточном направлении (ширина до 15–20 км) и имеет сложное строение. Многочисленными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений синклиналь разбита на ряд блоков, смещенных относительно друг друга. Крылья также осложнены рядом кулисообразно расположенных антиклинальных и синклинальных складок второго порядка. Структуры второго порядка имеют здесь сравнительно небольшую ширину (2–4 км) при значительной протяженности до 15–20 км. Ядра антиклинальных складок сложены породами верхнего докембрия, а крылья – породами нижнего

палеозоя. Весьма характерным для структур второго порядка является их асимметрия, причем осевые плоскости этих складок падают обычно к востоку. Складки более высоких порядков осложняют крутые крылья структур второго порядка и имеют сложную морфологию.

Металлоносный горизонт в этой структуре был прослежен по простиранию на расстояние около 50 км.

Синклиналь Маннесан расположена к северо-западу от выступа Ичхон, в бассейне р. Намган. Она вытянута в северо-восточном направлении на 20 км при ширине 6 км. В этом же направлении ось структуры погружается. Юго-западное окончание синклинали перекрыто нижнечетвертичными базальтами и аллювиальными отложениями р. Коксанчхон. Углы падения крыльев крутые (70–80°), осложненные мелкими антиклинальными складками. В центральной части отмечаются три параллельных нарушения северо-западного простирания. Металлоносный горизонт прослежен в крыльях структуры с перерывами на расстояние около 40 км.

Группа синклиналей и зон чешуйчатых надвигов района Пхенсан расположена в южной части Пхеннамского прогиба и объединяет несколько брахисинклиналей (Китхалли, Пхенсан и др.), а также зоны чешуйчатых надвигов Чиктон–Тхосан (рис. 6).

Брахисинклиналь Пхенсан вытянута в широтном направлении на 8 км, при максимальной ширине 6 км. Она имеет овалообразную форму и сложена породами свиты Чунхва. В восточной части породы свиты Яндок перекрыты осадками верхнего мела. Крылья осложнены надвигами и складками высших порядков. Породы имеют нормальное залегание и падают к центру структуры под углами 35–40°, иногда до 60–70°. В ядре породы залегают полого с углами падения до 18–30°. Юго-западное центрисклинальное окончание нарушено сбросом-сдвигом северо-западного простирания. Амплитуда смещения около 350 м. Южное крыло прорвано гранитами танчхонского интрузивного комплекса верхнеюрского возраста.

К северу от синклинали Пхенсан располагаются две небольшие эллипсоидальной формы брахисинклинали, оси которых имеют также широтное простирание. Углы падения крыльев в них составляют 45–47°. Крылья структур разбиты мелкими нарушениями, ядерные части сложены породами нижней части свиты Чунхва.

К юго-востоку от синклинали Пхенсан располагаются зоны чешуйчатых надвигов северо-восточного простирания, вследствие чего металлоносный горизонт выведен на поверхность в виде трех параллельных выходов. Общая прослеженная суммарная длина горизонта в районе Пхенсан составляет около 60 км.

Синклиналь Кымчхон располагается в южной части Пхеннамского прогиба и представляет собой сложную Г-образную в плане, опрокинутую к югу структуру (рис. 7). Западное ее крыло осложнено большим ко-

Рис. 6

Рис. 7

личеством надвигов. Плоскости надвигов опрокинуты на юго-восток, выпуклой своей частью они обращены на северо-запад. Наиболее мощный надвиг проходит по металлоносному горизонту, в результате чего он во многих местах оказался интенсивно брекчирован и милонитизирован. Кроме того, на западном крыле синклинали Кымчхон отмечается большое количество даек сиенит-порфиров, которые иногда залегают согласно с породами горизонта. В результате неоднократных тектонических подвижек дайки сиенит-порфиров оказались раздробленными и смещенными. Металлоносный горизонт в синклинали Кымчхон прослежен на расстояние до 20 км и повсеместно залегает круто ($75-80^\circ$), чаще всего находится в опрокинутом залегании.

Глава 3

Литологический состав металлоносного горизонта

Металлоносный горизонт сложен кремнистыми фосфоритами, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми, кремнисто-углеродистыми сланцами и другими типами пород [Созинов 1969; 1997; Хан Тон Сик 1968а, б]. Для большинства пород характерны следующие признаки: небольшое количество терригенных зерен, представленных, в основном, кварцем; отсутствие новообразованных или обломочных зерен полевых шпатов; ничтожное количество или полное отсутствие карбонатов; наличие тонкослоистых или колломорфных текстур пород; наличие большого количества новообразованных минералов – пирита, халькопирита, сфена, рутила, хлорита, серицита, апатита и др.; для всех пород характерно также высокое содержание кремнезема.

Породы горизонта представлены в той или иной степени метаморфизованными образованиями, вследствие чего они не поддаются разделению на фракции. Под микроскопом отмечается, что кварцевые зерна, как правило, имеют между собой зубчатое сочленение, вызванное процессами перекристаллизации и растворения. Поэтому мы не можем охарактеризовать гранулометрический состав пород, который, безусловно, имеет большое значение для решения вопроса их образования. Все типы пород горизонта можно разделить на три группы: 1) кремнисто-фосфатные, 2) кремнисто-углеродистые, 3) кремнистые (силициты).

Кремнисто-фосфатные отложения

Кремнисто-фосфатные отложения представлены фосфоритами, алевролитами и аргиллитами. Кремнистые фосфориты широко распространены в центральной части прогиба, особенно в синклинальной структуре Хванчжу, где они залегают в нижней части разреза горизонта (рис. 8). Строение кремнисто-фосфатных отложений представлено на фототаблице (Фото Табл.).

Сфероидальные кремнистые фосфориты. Эти образования залегают в основании металлоносного горизонта в виде плотно сцементированной кремнисто-фосфатной "плиты". По простиранию такая "плита" прослеживается с небольшими перерывами на многие километры. Сфероидальные кремнисто-фосфатные отложения, представляют собой сферы или



Рис. 8. Выход базального металлоносного горизонта, состоящего из сфероидальных кремнистых фосфоритов

округлой формы образования разных размеров. Иногда они величиной с горошины или фасолины, но часто достигают 5–7 см в диаметре (см. фото 1–6). Они густо насыщают "плиту", иногда на 1 дм² площади приходится до 90–100 таких сфероидов. Из них более 20% имеют размер более 1 см. Сфероиды крайне неравномерно распределены в цементирующей массе. Цементирующая их масса плотная, с плоско раковистым изломом. Неизменные выветриванием сфероиды обычно темно-серые или черные с коричневым оттенком. На разных стадиях выветривания эти сфероиды становятся светло-серыми или красноватыми. Обесцвечивание происходит за счет окисления органического вещества, а тонко расплывенный гематит придает им красноватый оттенок.

Внутреннее строение кремнисто-фосфатных сфероидов сложное. Иногда оно концентрически слоистое, обусловленное наличием контракционных трещин отслаивания, чаще пятнистое или ооидное. Встречаются сфероиды, разбитые трещинами усыхания которые идут к центру в разных направлениях (септарии). Трещины залечены кремнисто-фосфатным веществом более светлой окраски или же в них скапливаются желваковые образования.

Концентрически слоистое строение сфероидов иногда подчеркивается различно окрашенными слоями: темно-серыми, коричнево-серыми, светло-серыми и т.п. Толщина концентрических слоев составляет 1–5 мм. Они состоят из кремнистых и фосфатных частиц размером менее 0,001 мм. Тонкодисперсная масса слоев изотропна и лишь отдельные

мелкие зерна кварца просвечивают в поляризованном свете. В тонкодисперсной массе рассеяны округлые или неправильной формы стяжения кремнисто-фосфатного вещества – ооиды различных размеров (до 0,05 мм).

В кремнисто-фосфатных сфероидеях отмечаются редкие терригенные частицы кварца, сфена, циркона, а также новообразования различных минералов (апатита, пирита, халькопирита, арсенопирита, коффинита, хлорита). Отмечаются сгустки графитизированного органического вещества, включающие мелкие кристаллы пирита. Обращает на себя внимание в целом ничтожное количество терригенного материала (фото 1–5).

В симбиозе с кремнисто-фосфатными сфероидеями округлой или неправильной формы отмечается большое количество кремнисто-фосфатных образований червеобразной формы (см. фото 6). Размеры их самые разнообразные – от 2–3 мм до 10–40 см. Состав кремнисто-фосфатный и мало чем отличается от сфероидов. Кроме сфероидов и образований червеобразной формы здесь отмечается значительное количество желваковых скоплений (см. фото 7). Все эти образования биоты представляют собой скопления микробиальных матов (см. фото 8–13) и представляют собой *металлоносную, бактериальную, кремнисто-фосфатную фацию*.

Химический состав кремнисто-фосфатной фации представлен в табл. 1.

Бактериальная кремнисто-фосфатная фация была перекрыта спилитами. Излияние спилитов изменил палеографический ландшафт бассейна. Появилось значительное количество терригенного материала, выброс баритовых туфов. Вместе с тем, вынос углеводов и термальных рассолов с микроэлементами в трогах интенсивно продолжался. Об этом свидетельствует обогащение отложений микроэлементами.

Массивные кремнистые фосфориты. Распространены на северном и южном крыле синклинали Хванчжу, а также в восточной части прогиба, близ сел Яксудон и Окчири. Массивные кремнистые фосфориты имеют черную или темно-серую окраску. Текстура пород массивная, неясно-лоистая, пятнистая; структура тонкозернистая, излом раковистый.

Под микроскопом видно, что массивные фосфориты состоят из аморфного изотропного фосфата, находящегося в тонком прорастании с мелкими хлопьевидными зернами кварца. Кремнистые фосфориты содержат разной формы включения и сгустки графитизированного органического вещества черного цвета в количестве до 2–3%. Иногда органическое вещество располагается неравномерно, что придает породе пятнистую окраску.

Макроскопически они выглядят как плотные, иногда слоистые породы желтой, чаще темно-серой или зеленовато-серой окраски. Они состоят из мелких обломочных зерен кварца (30–50%), сцементированных фосфатным цементом в смеси с пелитовым и туфовым материалом (иногда до 40–50%) (рис. 9). Цемент базальный, сгустковый. Текстура массивная, структура микрогранобластовая.

Таблица 1

**Химический состав пород базального горизонта
бактериальной кремнисто-фосфатной фации (синклиналь Хванчжу)**

Компоненты	Номер пробы				
	190	189	186	16	4 пробы ср.
SiO ₂	42,74	36,54	35,48	28,4	33,55
TiO ₂	0,59	0,61	0,06	0,11	-
Al ₂ O ₃	13,33	14,86	2,51	3,37	9,88
Fe ₂ O ₃	15,04	9,55	6,94	1,14	3,38
FeO	7,70	14,85	1,69	3,97	4,52
MnO	0,07	0,06	0,08	0,07	-
MgO	8,36	10,77	1,27	2,24	2,31
CaO	3,11	3,04	29,90	32,18	21,95
Na ₂ O	0,05	0,05	0,1	0,12	0,15
K ₂ O	0,20	0,16	0,23	0,20	0,90
P ₂ O ₅	2,24	2,19	23,54	25,46	14,93
п.п.п.	6,14	6,80	1,96	2,35	4,75
Сумма	99,5	99,5	99,95	99,95	
CO ₂	0,39	0,43	0,18	-	0,55
S _{общ}	0,1	0,16	0,28	0,37	0,50
C _{орг}	0,05	0,05	0,18	0,072	0,43
Ba	371	1461	490	-	-
Sr	77	40	863	-	-
Pb	37	54	85	-	-
Cr	148	196	62	-	-
Mo	11	43	130	200	1500
V	965	1140	462	5000	3000
Zn	330	53	68	-	-
Ni	2592	3250	414	4000	3300
Co	28	51	10	-	-
Cu	25	41	106	-	-
B	6	6	15	-	-
Ag	0,05	0,4	0,5	-	-
As	-	350	600	-	-
Au	-	-	-	-	-
Se	-	-	8,3	7,8	-
U	-	-	-	440	800
F	-	-	15000	20000	750

Примечание. SiO₂ – сумма в %, Ba – F – г/т; прочерк – элемент не определялся

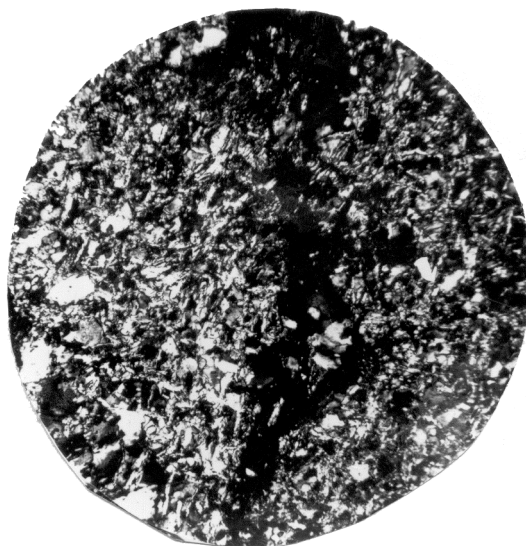


Рис. 9. Алевролиты с высоким содержанием баритовых туфов. Ув. 4, без анализатора

В массивных кремнистых фосфоритах, так же, как в сфероидальных, фосфатные минералы представлены бесструктурным изотропным веществом, который представляет собой продукт раскристаллизации кремнево-фосфатного геля. Он является, вероятно, основной минеральной формой фосфатов, характерной для участков со слабо выраженными процессами метаморфизма, особенно в центральной части прогиба (синклиналь Хванчжу), в кремнистых фосфоритах присутствует в виде изотропной массы глобулярного строения. Под большим увеличением видно, что фосфатное вещество состоит из большого количества мельчайших стяжений, что указывает на его бактериальное образование из кремнево-фосфатного геля. Нередко кремнистые фосфориты окрашены в темно-серый цвет из-за присутствия рассеянного графитизированного органического вещества. Иногда количество рассеянных частиц органического вещества увеличивается у краев стяжений, что свидетельствует о частичной его перегруппировке в процессе литификации осадка. Коллоидальная, бактериальная природа кремнистых фосфоритов доказывается также наличием в них колломорфных структур, которые представлены частым чередованием извилистых концентрических полос, где фосфатное вещество находится в тонкоагрегатном прорастании с кварцем.

Новообразованные минералы в массивных кремнистых фосфоритах представлены апатитом, пиритом, серицитом, хлоритом, иногда кальцитом.

В южных частях прогиба (синклинали Пхенсан, Кымчхон) на участках, подвергшихся относительно более интенсивному метаморфизму, почти все аморфные фосфаты раскристаллизованы в мелкие агрегаты зерен апатита. В этих случаях массивные кремнистые фосфориты состоят из тонких идиоморфных кристаллов апатита, беспорядочно ориентированных относительно друг друга. В промежутках между зернами кристаллического апатита присутствуют изотропные фосфаты в смеси с кремнистым веществом. Часто апатит развит в мелких жеодах, где апатит образует переплетающиеся пучки кристаллов, рост которых происходил от стенок к центру.

Фосфатные алевролиты. Среди пород металлоносного горизонта алевролиты пользуются широким распространением, особенно после излияния спилитов. Характерной особенностью этого типа пород является мономинеральность обломочных частиц, которые представлены почти исключительно кварцем (0,05–0,10 мм) и очень редкими зернами циркона и сфена. Отмечается большое количество туфов баритового состава и отсутствие обломочных зерен полевых шпатов.

Зерна кварца имеют размер от 0,01 до 0,1 мм, в среднем 0,05 мм, они хорошо окатаны. Кроме обломочных зерен в алевролитах встречаются частицы кварца неправильной, зубчатой формы, образовавшиеся, вероятно, при раскристаллизации кремневого геля. В промежутках между зернами кварца присутствует изотропное фосфатное вещество. Часто фосфаты образуют стяжения размером 0,2–0,3 мм неправильной изометричной формы. Структура их иногда концентрически-слоистая и ооидная.

В некоторых шлифах фосфатных алевролитов встречаются сгустки фосфата типа "желваков" размером 0,05 мм. Поверхность сгустков неровная, изрыта мелкими трещинами усыхания. По-видимому, такие сгустки фосфата представляют собой кокоидные бактериальные или сходные с ними образования. Наблюдаются также стяжения непрозрачного органического вещества в ассоциации с фосфатами, глинистыми частицами и туфами. Новообразования в фосфатных алевролитах представлены пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, халцедоном, серицитом, хлоритом, апатитом и др. Присутствуют крупные (до 4–5 мм) колломорфные зерна пирита, окруженные каймой кварца. Края зерен пирита корродированы, разобщены на отдельные обломки размером 0,5–1,0 мм, а промежутки между ними заполнены волокнистыми кристаллами кварца, ориентированного перпендикулярно к краям зерен пирита. Такие новообразования пирита раздвигают или даже пересекают слоистость алевролитов. Часто встречается большое количество мелких (0,1–0,2 мм) листочков серицита и кристаллов апатита размером 0,05 мм. Кроме серицита и апатита иногда можно встретить неправильные зерна хлорита густо-зеленой окраски.

Химический состав фосфатных алевролитов

Компоненты	№ пробы				
	364	372-1	372-С	373	368
SiO ₂	48,24	50,48	44,80	43,77	67,33
TiO ₂	0,59	0,54	0,48	0,42	0,35
Al ₂ O ₃	13,96	12,53	14,09	13,45	8,57
Fe ₂ O ₃	2,85	5,98	3,91	3,42	0,84
FeO	3,07	11,75	11,92	9,82	2,69
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	5,71	7,42	7,58	6,66	0,82
CaO	8,09	2,80	3,51	5,26	2,67
Na ₂ O	0,34	0,10	0,19	0,15	0,78
K ₂ O	7,79	0,81	1,93	3,08	3,14
P ₂ O ₅	5,58	2,19	2,79	3,99	2,30
CO ₂	0,48	0,04	0,04	0,04	0,066
S _{общ}	0,12	0,21	0,46	0,84	2,39
C _{орг}	0,04	0,063	0,06	0,15	0,065
п.п.п.	3,26	4,89	5,66	5,76	3,13
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	92,64
Ba	1600	1000	18400	25100	40400
Sr	1400	80	160	600	1300
Pb	68	88	62	300	–
Cr	41	65	59	50	–
Mo	4	9	9	1000	54
V	210	1200	1000	400	580
Zn	460	360	380	200	380
Ni	3300	3000	2200	500	1800
Co	30	30	30	100	13
Cu	680	22	77	150	–
B	15	18	18	5	–
Ag	0,6	1,6	0,7	3	0,1
As	300	–	91	300	96
Au	0,061	0,15	0,026	–	–
Se	9,8	16	8,3	–	4,4
U	129	465	282	1000	66
Th	13,9	9,1	10,3	–	12,9

Примечание. SiO₂–Сумма – в вес %; Ва–Th – в г/т; прочерк – нет данных.

Химический состав фосфатных алевролитов из синклинали Хванчжу и района Чайри приведен в табл. 2.

Среди фосфатных алевролитов встречаются разновидности, в которых наряду с обломочными зернами кварца в значительном количестве присутствуют бактериальные кремнисто-фосфатные и кремнистые сферoidalные образования разных размеров и форм.

Фосфатные аргиллиты. Распространены на северном и южном крыле синклинали Хванчжу, а также в синклинали Нынни и в некоторых частях синклинали Кымчхон.

Под микроскопом в фосфатных аргиллитах видна плотная, тонкочешуйчатая, пелитовая структура породы, состоящей из серицита, глинистых частиц, фосфата и хлорита. Фосфат присутствует в виде единичных округлых зерен, выделяющихся среди других минералов высоким рельефом. В небольших количествах в породе рассеяны мелкие обломочные зерна кварца размером 0,15 мм. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином и сфеном, новообразованные – кварцем, пиритом и апатитом.

Кремнисто-углеродистые отложения

Этот тип пород наиболее широко распространен в ряде мест прогиба в районе гг. Пхенсан, Кымчхон, Хэджу, и ряде других мест. Высокоуглеродистые (до 25–35% $C_{орг}$) отложения залегают в виде относительно узких (3–5 км) протяженных желобов – трогов. В настоящее время они представляют собой кремнисто-углеродистые сланцы, углеродистые алевролиты и углеродистые аргиллиты с графитизированным органическим веществом.

Кремнисто-углеродистые сланцы нередко переслаиваются с фосфатными и обогащенными органическим веществом алевролитами, кварцитами и другими типами пород металлоносного горизонта. Химический состав углеродистых сланцев района Синдери представлен в табл. 3, района Нынни – в табл. 4.

Кремнисто-углеродистые сланцы представляют собой плотные, обычно в той или иной степени рассланцованные породы. По внешнему виду они напоминают антрацит, но отличаются от него более высокой степенью метаморфизма, большей зольностью и интенсивным окремнением. Текстуры сланцев полосчатые, массивные, сланцеватые и брекчиевые. Структура микрогранобластовая. Нередко преимущественным распространением пользуются тонкодисперсные или хлопьевидные структуры, что обычно свойственно продуктам коллоидно-химического осаждения вещества.

Изучение кремнисто-углеродистых сланцев под микроскопом показывает, что в проходящем свете они непрозрачные, сложены черным веществом, состоящим, в основном, из раскристаллизованного кремнезема,

Таблица 3

Химический состав углеродистых отложений района Синдери

Компоненты	№ пробы						
	352-2	357	358	352-1	352-С	351-С	180
SiO ₂	39,26	33,29	56,47	–	–	16,54	35,94
TiO ₂	0,32	0,34	0,11	–	–	0,24	0,29
Al ₂ O ₃	7,05	5,44	0,82	–	–	6,51	6,57
Fe ₂ O ₃	7,20	13,99	1,73	–	–	44,23	5,51
FeO	0,87	0,92	0,88	–	–	0,45	0,96
MnO	0,02	0,02	0,02	–	–	0,02	0,02
MgO	0,88	0,83	0,20	–	–	0,65	0,64
CaO	2,15	1,53	0,30	–	–	0,26	1,41
Na ₂ O	0,07	0,11	0,11	–	–	0,11	0,05
K ₂ O	2,46	2,09	0,31	–	–	1,49	2,03
P ₂ O ₅	1,99	1,44	0,18	–	–	0,73	1,02
CO ₂	0,40	0,40	0,40	0,40	–	0,04	1,21
S _{общ}	5,59	10,83	6,93	4,36	–	36,39	5,19
C _{орг}	29,52	22,13	25,72	19,45	–	5,52	37,90
п.п.п.	37,25	39,56	38,48	–	–	28,30	44,17
Сумма	99,52	99,52	99,61	–	–	99,50	99,50
Ba	1300	950	900	1300	1300	750	310
Sr	700	480	700	750	750	500	88
Pb	210	320	270	23	210	140	163
Mo	780	1000	1000	150	780	180	1300
V	2900	2000	2200	540	3000	610	1596
Zn	510	810	1000	300	460	350	970
Ni	1300	2100	2000	800	1700	450	960
Co	45	50	50	3	45	12	20
Ag	3,4	3,6	3,5	0,9	3,2	2	3
Sc	210	90	120	10	220	–	–
As	390	850	530	2,81	350	200	500
Se	8,4	4,7	7,6	8,9	8,8	7,3	–
Sb	20	22	20	18	18	14	–
U	357	251	360	429	408	78,5	–
Th	5,8	4,5	4,2	7,0	7,8	4,4	–

Примечание. В пробах 352-1,352-С, 351-С отмечается наличие тонких (1–2 см) прослоев или стяжений пирита; остальное см. табл. 2.

Таблица 4

Химический состав углеродистых отложений района Нынни

Компоненты	№ пробы					
	175	177	180	182	183	184
SiO ₂	40,54	48,07	35,94	37,82	40,62	24,36
TiO ₂	0,54	0,30	0,29	0,73	0,50	0,14
Al ₂ O ₃	13,63	6,59	6,57	13,28	10,70	3,39
Fe ₂ O ₃	11,01	4,18	5,51	6,76	9,04	29,76
FeO	2,25	0,62	0,96	0,29	0,39	3,71
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
MgO	1,06	0,73	0,64	1,37	1,07	0,6
CaO	0,45	0,89	1,41	0,53	0,23	0,18
Na ₂ O	0,14	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
K ₂ O	3,69	2,88	2,03	4,30	3,56	0,69
P ₂ O ₅	2,22	0,70	1,02	0,23	0,13	0,04
S _{общ}	5,79	2,89	5,19	5,70	8,15	22,76
CO ₂	3,60	0,70	1,21	1,23	2,87	1,17
C _{орг}	14,81	28,96	37,90	26,30	22,87	16,59
H ₂ O	5,17	2,57	1,92	2,89	3,28	5,70
п.п.п.	21,89	33,43	44,17	34,10	33,27	36,67
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
Ba	730	690	310	940	490	44
Sr	42	57	88	36	18	16
Pb	78	46	163	59	133	158
Mo	825	1100	1300	515	675	205
V	20800	17100	1596	2290	4650	433
Zn	675	800	970	115	305	600
Ni	570	451	960	736	730	992
Co	25	20	20	25	21	9
Ag	15	3	3	2	3	4
As	500	200	500	300	500	1500

Примечание. SiO₂–Сумма – в %; Ba–As – в г/т.

обильно насыщенного углеродистым веществом. Количество кремнистого материала в сланцах достигает 40–45%. В сланцах часто присутствуют новообразованные минералы: серицит, апатит, пирит и др.

Органическое вещество в сланцах распределено неравномерно. Во многих случаях количество органического вещества настолько велико, что оно преобладает в породе. В этих случаях поле шлифа становится совершенно черным; прозрачными остаются лишь мелкие выделения и прожилки кварца. Располагается оно в виде паутинообразных полосок, создающих полосчатость, а в ряде случаев и сланцеватость. В отраженном свете органическое вещество сланцев характеризуется высокой отражательной способностью и анизотропией. Этим свойством оно напоминает графит, но отличается отсутствием чешуйчатой структуры. По характеру органического вещества кремнисто-углеродистые сланцы относятся к высококарбонизованным углеродистым сланцам. Кремнисто-углеродистые сланцы неравномерно пиритизированы. Выделения пирита нередко образуют идиоморфные зерна размером до 0,1–0,2 мм, чаще же это тонкорассеянная вкрапленность, расположенная преимущественно в графитизированном органическом веществе, часто встречаются тонкокристаллические и коллоидные стяжения (конкреции) пирита размером в 5–6 см, которые иногда окружены каймой халцедона, причем отчетливо видно замещение им пирита. Края зерен пирита корродированны.

Кремнистые отложения (силициты)

В эту группу пород объединены различные группы кремнистых пород, состоящие в основном из кварца с размером зерен 0,01–0,1 мм и небольшой примесью фосфатов и органического вещества. Структура их гранобластовая, иногда бластопелитовая или мозаичная. Широким развитием кварцевые алевролиты пользуются в восточных, южных и юго-западных частях прогиба, а также в северных его частях вблизи с. Чайри и в ряде других мест.

Внешне силициты выглядят как плотные породы темно-серого или зеленовато-серого цвета, пересеченные большим количеством кварцевых прожилков. По текстурным особенностям они разделяются на массивные и полосчатые. Под микроскопом видно, что массивные силициты сложены тонкокристаллическим кварцем. Количество кварцевого материала составляет 70–80%. Размер зерен кварца 0,1 мм (до 20%), чаще всего – 0,05–0,06 мм. На отдельных участках отмечаются более крупные зерна. Формы зерен лапчатые, зубчатые, сложно переплетающиеся между собой, нередко хлопьевидные. Края зерен расплывчатые, неровные с многочисленными "бухточками". Отмечаются тонкие прожилки, выполненные кристаллами кварца, ориентированными перпендикулярно к стенкам трещин.

Кроме кварца в массивных силицитах присутствуют фосфатные минералы, которые встречаются в двух разновидностях: неправильной формы

аморфные образования и кристаллический апатит. Аморфные фосфатные минералы яблочно-зеленого, желтовато-зеленого и темно-зеленого цвета. Они слагают хлопьевидные агрегаты, в центральных частях которых присутствуют зерна кварца лапчатой формы. Иногда фосфатные минералы замутнены тонкорассеянным органическим веществом. Чаще всего аморфные фосфаты в силицитах располагаются в промежутках между кварцевыми зернами. Нередко в силицитах присутствует изотропный фосфатный минерал бурого цвета. Он образует глобулярные бактериальные стяжения удлиненной неправильной формы размером до 2 мм.

Кристаллические фосфаты сложены мелкими (0,1 мм) кристаллами апатита, беспорядочно рассеянными в массе породы. Увеличение зерен кристаллического апатита в силицитах отмечается на участках, подвергшихся относительно более интенсивному метаморфизму.

Особый тип силицитов образуют полосчатые разновидности, встречающиеся в центральной части прогиба, а также в ряде мест его южной части. Макроскопически полосчатые силициты выглядят как плотные, массивные породы полосчатой текстуры. Полосчатость их обусловлена наличием различно окрашенных слоев светло-серого и темно-серого цвета, образующих ритмичную слоистость. Толщина слоев составляет 1–3 мм, иногда больше. Под микроскопом видно, что полосчатые силициты состоят преимущественно из кварца (90%), фосфата, обогащенного органическим веществом (5%) и слюды (3%).

Слои светло-серой окраски сложены кварцем, тонкокристаллические зерна которого сгруппированы в отдельные участки. Форма участков самая разнообразная, размеры их – 1–2 мм, иногда до 3,5 мм. Промежутки между участками заполнены слабо раскристаллизованной массой кремнезема, в которой встречаются кристаллы апатита бледно-зеленого цвета, размером от 0,1 до 0,04 мм. Иногда кристаллы апатита группируются по периферии зерен кварца. Кроме апатита присутствуют многочисленные пластинки серицита размером 0,01–0,03 мм. Темноокрашенные слои обычно состоят из кварца, апатита, хлорита, серицита и графитизированного органического вещества. Количество последнего достигает 3–5%, что и обуславливает их более темную окраску.

По поводу происхождения этой группы пород можно высказать соображение, что часть из них является продуктом раскристаллизации геля кремнезема, поступившего в бассейн седиментации в составе гидротерм. Часть из них имеет смешанный терригенно-хемогенный характер. К таким образованиям можно отнести кварцевые алевролиты, сложенные кварцем алевритовой размерности, в которых часто отмечается большое количество стяжений и желваков (типа сфероидов) кремней.

Конкреции и стяжения

В отложениях металлоносного горизонта часто встречаются стяжения и конкреции. По составу они разделяются на кремнистые, кремнисто-сульфидные и сульфидные.

Кремнистые стяжения имеют округлую, эллипсоидальную, лепешкообразную, сигарообразную и неправильно изометрическую форму и представляют собой, разновидности кремнисто-фосфатных сфероидов, описанных выше (рис. 10). Внутреннее строение стяжений часто одновременно концентрически-слоистое и радиальное. Размеры стяжений – от 1–2 см до первых метров. Поверхность их неровная, как бы сморщенная, с многочисленными валиками, вытянутыми по длинной оси. Цвет стяжений светло- и темно-серый, иногда розовый. Нередко окраска бывает симметрично-полосчатой из-за чередования различно окрашенных слоев.

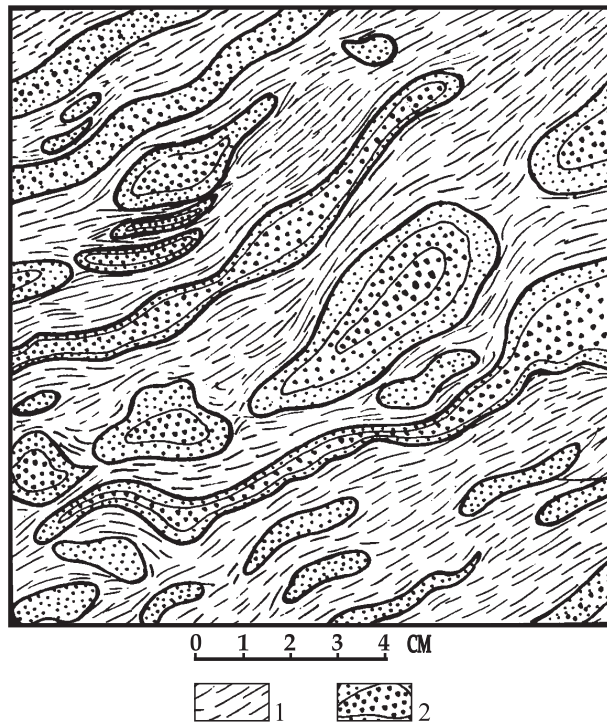


Рис. 10. Форма кремнистых бактериальных образований в кремнисто-фосфатных алевролитах.

1 – кремнисто-фосфатные алевролиты; 2 – стяжения кремней

Таблица 5

Химический состав бактериальных кремнистых сфероидов

Компонент	№ пробы						
	160	162	164	165	359	360	361
SiO ₂	89,01	94,46	77,11	92,44	91,84	95,04	94,48
TiO ₂	0,15	0,02	0,27	0,06	0,19	0,16	0,06
Al ₂ O ₃	4,41	0,63	6,47	2,13	1,53	1,05	1,36
Fe ₂ O ₃	0,72	0,54	1,96	0,97	2,78	0,56	0,36
FeO	0,70	2,84	2,24	1,23	0,90	1,18	1,75
MnO	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,72	0,20	3,86	0,68	0,20	0,20	0,26
CaO	0,69	0,16	1,83	0,33	0,41	0,37	0,19
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	–	–	0,07
K ₂ O	1,50	0,17	1,93	0,67	0,53	0,43	0,36
P ₂ O ₅	0,51	0,13	1,28	0,23	0,20	0,25	0,14
S _{общ}	0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,11	0,10
CO ₂	0,3	0,33	0,34	0,21	0,04	0,04	0,04
C _{орг}	0,05	0,05	0,05	0,05	0,27	0,41	0,08
H ₂ O ⁺	1,06	0,25	2,51	0,74	–	–	–
п.п.п.	1,06	0,55	2,51	0,74	0,66	0,50	0,50
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
Li	477	4	112	28	–	–	–
Sr	90	30	110	30	110	100	50
Ba	350	160	440	220	220	80	130
V	256	28	1457	325	1100	960	230
Ni	160	250	1440	301	290	70	130
Cu	39	72	73	41	170	230	240
Zn	27	22	210	42	140	120	70
Pb	22	10	58	25	35	33	64
Mo	–	–	–	–	210	120	16
As	20	–	–	–	500	300	300
Ag	0,4	–	–	–	0,9	1,2	1,3
Sc	–	–	–	–	40	20	–
Au	–	–	–	–	0,017	0,011	0,010
Se	–	–	–	–	5,5	3,9	4,6

Примечание. Пробы: 160 – розовый кремнь Чайри; 162, 164, 165 – кремнь Чайри; 359, 360 – серый кремнь, Чайри; 361 – розовый кремнь, Чайри; SiO₂–Сумма – в %; Li–Se – в г/т; прочерк – нет данных.

В кремнистых стяжениях отмечается высокое, до 2–3%, содержание пылевидных частиц магнетита или гематита.

Стяжения кремнистого состава встречаются в различных породах – фосфатных алевролитах, углеродистых сланцах и силицитах. Слоистость вмещающих пород огибает стяжения. Они состоят из микрозернистого агрегата халцедона и кварца с размером зерен менее 0,01 мм. В массе кремней часто встречаются звездчатые и линзовидные участки, заполненные перекристаллизованным кварцем с зубчатым сочленением зерен, размер которых достигает 0,1 мм. Иногда в них встречаются мелкие идиоморфные кристаллы апатита, пирита, хлорита и др. Химический состав стяжений приведен в табл. 5.

Кремнисто-сульфидные стяжения также широко распространены в отложениях металлоносного горизонта. По химическому составу, внутреннему строению и условиям залегания эти стяжения имеют много общего со стяжениями кремнистого состава, но отличаются от последних наличием сульфидов. Как правило, сульфидные минералы располагаются в центральной части стяжений или неравномерно рассеяны по определенным концентрическим слоям. Сульфиды представлены пиритом, в меньшей степени халькопиритом, иногда никелистым пиритом. Кроме сульфидов в стяжениях встречаются новообразования хлорита и апатита, размеры кристаллов которых обычно не превышают 0,01 мм.

Сульфидные конкреции характерны для углеродистых сланцев. Чаще всего они встречаются в нижних частях металлоносного горизонта, на границе с филлитовидными сланцами венда, нередко образуя целые плиты, состоящие из большого числа сцементированных конкреций. Сульфидные конкреции сложены пиритом. Границы с вмещающими породами всегда четкие, резкие. Конкреции пересекают слоистость. Пирит в конкрециях всегда хорошо раскристаллизован и встречается в виде кристаллов кубической формы. Химический состав обогащенных сульфидами сланцев и сульфидной конкреции приведен в табл. 6 (обр. 351).

Описанные выше конкреционные образования по условиям формирования можно разделить на следующие группы: ранне-, позднедиагенетические и катагенетические. Отнесение стяжений и конкреций к разным стадиям изменения пород базируется на взаимоотношении их со слоистостью, внутреннем строении и составе.

К стяжениям, образовавшимся в раннем диагенезе, относятся кремнистые и частично кремнисто-сульфидные. Все они обладают рядом общих черт, которые позволяют высказать предположение о начале их образования в еще не затвердевшем осадке. Стяжения не пересекают слоистость, а последняя всегда огибает их. Длинные оси их вытянуты по слоистости. Концентрически-слоистое строение, иногда септариевое, может служить указанием на то, что формирование конкреций происходило в массе бактериального полужидкого кремневого и кремнево-фосфатного геля.

Таблица 6

Химический состав сульфидных конкреций в углеродистых сланцах

Компоненты	№ пробы			
	182	183	184	351
SiO ₂	37,82	40,62	24,36	16,54
TiO ₂	0,73	0,50	0,14	0,24
Al ₂ O ₃	13,28	10,70	3,39	6,51
Fe ₂ O ₃	6,76	9,04	29,76	44,23
FeO	0,29	0,39	3,71	0,45
MnO	0,03	0,02	0,02	0,02
MgO	1,37	1,07	0,60	0,65
CaO	0,53	0,23	0,18	0,26
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,11
K ₂ O	4,30	3,56	0,69	1,49
P ₂ O ₅	0,23	0,13	0,04	0,73
S _{общ}	5,70	8,15	22,76	36,39
CO ₂	1,23	2,87	1,17	0,04
C _{орг}	24,70	19,07	7,46	5,52
H ₂ O	2,89	3,28	5,70	–
п.п.п.	34,00	33,27	36,67	28,30
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50
Li	67	42	13	–
Sr	36	18	16	500
Ba	940	490	44	750
V	2290	4650	433	610
Ni	736	736	992	450
Cu	72	75	218	260
Zn	115	305	93	350
Pb	59	133	158	140
Mo	515	675	205	180
As	300	500	1500	300
Ag	2	3	4	2
Sc	5	6	4	–
Au	–	–	–	0,034
Se	–	–	–	7,3

Примечание. Пробы: 182, 183, 184 – высокоуглеродистые сланцы, насыщенные сульфидными конкрециями; 351 – сульфидная уплотненная конкреция; SiO₂–Сумма – в %; Li–Se – в г/т; прочерк – нет данных.

В первые моменты своего образования стяжения и сфероиды представляли собой, очевидно, бактериальные сгустки кремниевого, кремнево-фосфатного и кремниевого-сульфидного жидкого геля, которые вследствие дегидратации постепенно уплотнялись. В процессе синерезиса и собирательной кристаллизации происходила частичная внутренняя самоочистка стяжений, в результате которой некоторое количество микроэлементов было вытеснено к их краям.

На стадии катагенеза и раннего метаморфизма произошло внутреннее изменение и перекристаллизация слагающих стяжений компонентов. Кремнезем был перекристаллизован в агрегат мелкокристаллического кварца с зубчатым сочленением зерен. Фосфаты частично перегруппировались, часть из них раскристаллизовалась в тонкокристаллический агрегат апатита.

Сульфидные конкреции металлоносного горизонта возникали на стадии катагенеза, хотя первичное их зарождение, по-видимому, началось еще в позднем диагенезе. Об эпигенетическом характере этой группы конкреций свидетельствует несогласное их соотношение со слоистостью. Они обычно всегда пересекают слоистость. Внутреннее строение конкреций обычно более сложное, часто встречаются кристаллические формы минералов. Очевидно, в процессе уплотнения пород на стадии позднего диагенеза и, главным образом, катагенеза, начинают циркулировать термальные поровые сульфатные растворы, обогащенные ионами кремния, железа, серы, натрия, калия и др. элементов. В процессе циркуляции в породах зарождались центры кристаллизации, где в процессе сульфат-редукции происходило формирование сульфидных стяжений. По мере уплотнения пород, повышения температуры и давления происходило преобразование зарождающихся конкреций. Формирование сульфидных конкреций происходило на всем протяжении существования пород металлоносного горизонта.

Глава 4

Строение разрезов и фациальные изменения отложений

На основании детального изучения разрезов в естественных и искусственных обнажениях охарактеризуем фациальные изменения отложений металлоносного горизонта. По направлению от центральной части Пхеннамского прогиба к южной мощность горизонта увеличивается от 0,3 до 20 м, при этом отложения испытывают значительные фациальные изменения. Можно наметить следующий ряд: красноцветные песчаники – осадочные железные руды – фосфориты – кремнистые сланцы – кремнисто-углеродистые сланцы, соответствующий изменению палеогеографических и физико-химических условий седиментации при движении от области сноса в глубь бассейна.

К северу от г. Санвон на филлитовидных сланцах венда залегают красноцветные алевролиты и мелкозернистые песчаники, которые по ряду признаков можно отнести к континентальным образованиям; выше залегают алевролиты и переслаивающиеся с ними пласты осадочных железных руд суммарной мощностью от 3–4 до 20–25 м. Горизонты алевролитов и переслаивающиеся с ними пласты осадочных железных руд в основании нижнего кембрия встречаются в западной и юго-западной частях прогиба между гг. Иллюл и Чаньен. В качестве примера можно привести описание разреза в районе г. Ыллюл, на полуострове Хванхве (снизу вверх, м):

1. Глинистые сланцы темно-серого и черного цвета (венд)	100
2. Кремнистые сланцы с прослоями и линзами глинистых сланцев, обогащенных фосфатным веществом	12
3. Магнетит-гематитовые руды с прослоями и линзами кварцитов	5
4. Переслаивающиеся алевролиты и кремнистые сланцы красноцветные, фосфатные	8
5. Кварцевые алевролиты темно- и светло-серого цвета с фауной трилобитов нижнего кембрия	30

В районе с. Сохери уезд Иллюл разрез горизонта следующий (снизу вверх, м):

1. Кварциты массивные со слоями кремнистых сланцев	10
2. Магнетитовые кремнистые сланцы	8

3. Фосфатные глинистые сланцы	1,5
4. Филлитовидные кремнистые сланцы серо-желтого цвета	20
5. Переслаивающиеся полосчатые кремнистые сланцы с кварцитами	10
6. Алевролиты фиолетового цвета, в верхней части слоя мелкогалечные конгломераты	10

Описанный тип разреза относится к металлоносному горизонту. Пласты алевролитов и осадочных железных руд несогласно залегают на глинистых сланцах и филлитах венда и согласно перекрыты алевролитами и известняками с фауной нижнего кембрия. Более того, породы содержат в повышенных концентрациях фосфор (до 3–5%) и некоторые другие элементы, характерные для пород металлоносного горизонта.

К югу от линии между гг. Чунхва, Санвон и Синпхен отмечается резкое изменение мощности и состава горизонта, который характеризуется здесь рядом особенностей: а) небольшой мощностью от 0,2 до 0,8 м (в некоторых случаях до 1,2–1,4 м); б) наличием следов течений и перемыва; в) высоким содержанием фосфора и других элементов. В качестве примера можно привести полный разрез металлоносного горизонта на северном крыле синклинали Хванчжу (снизу вверх, м):

1. Сфероидальные кремнисто-фосфатные фосфориты темно-серого цвета	0,2
2. Алевролиты фосфатные, темно-серого цвета, плотные	0,2
3. Кварцевые алевролиты стально-серого цвета, массивные. Содержат большое количество кремнистых сфероидов	0,4

Выше залегают известковистые алевролиты с фауной трилобитов нижнего кембрия. На других участках северного крыла синклинали Хванчжу строение металлоносного горизонта несколько иное. Как правило, в нижней части залегают кремнисто-фосфоритовая "плита" (0,2–0,3 м), состоящая из плотно сцементированных сфероидальных кремнистых фосфоритов, в верхней – фосфатные алевролиты или аргиллиты мощностью 0,3–0,4 м. Литологический разрез отложений северного крыла синклинали Хванчжу приведен на рис. 11. На южном крыле синклинали Хванчжу мощность, строение разреза и литологический состав горизонта не отличаются от такового северного крыла.

Несколько иная картина отмечается при движении на восток (рис. 12). Здесь, в пределах синклинали Нынни (р-н с. Чайри–Нынни) мощность горизонта составляет 2,5–3,0 м. Металлоносный горизонт часто состоит из четырех слоев. На некоторых участках южного крыла синклинали Нынни в основании горизонта залегают линзы сфероидальных кремнистых фосфоритов. Сфероиды имеют уплощенную форму, размер их колеблется от 0,5 до 1,5 см. Выше залегают волнистослоистые окремненные фосфатные аргиллиты темно-серого цвета, неравномерно обогащенные графитизированным органическим веществом. Мощность слоя от 0,5 до 1,2 м.

Рис. 11

Рис. 12

На многих участках нижний слой отсутствует. В этом случае горизонт начинается сразу же с волнистых фосфатных кремнистых сланцев со следами подводных течений и тонкими прослоями фосфатных алевролитов. В фосфатных кремнистых сланцах встречаются стяжения сфероидов кремней разных размеров, от 1 до 15 см.

На фосфатных кремнистых сланцах залегают кварцевые алевролиты светло- и темно-серого цвета мощностью от 1,5 до 2,0 м, они содержат в большом количестве сфероидальные стяжения и желваки кремней светло-серого и розовато-серого цвета. Выше залегают тонкослоистые фосфатные алевролиты темно-серого цвета мощностью 0,5–1,2 м, а еще выше – известковистые фосфатные алевролиты с фауной брахиопод и трилобитов нижнего кембрия.

Еще далее к северо-востоку, в районе гг. Синпхен и Манненсан, металлоносный горизонт представлен кварцевыми алевролитами и метаморфизованными их разновидностями – кварцитами, среди которых встречаются тонкие линзовидные прослои фосфатных алевролитов и кремнисто-углеродистых сланцев с туфами, в которых встречаются стяжения фосфатов. Мощность горизонта изменяется от 1,7 до 10,0 м.

В самой восточной части прогиба в районе г. Вонсана у села Пэкирли разрез горизонта следующий (снизу вверх, м):

- | | |
|---|---------|
| 1. Желтовато-коричневые кремнистые сланцы со сфероидальными кремнистыми фосфатами | 3,0 |
| 2. Кремнистые известняки белого цвета | 2,0–5,0 |

В том же районе вблизи пос. Рюльтон отмечается следующий разрез горизонта (снизу вверх, м):

- | | |
|--|------|
| 1. Сфероидальные фосфатные кремнистые сланцы желтого цвета | 3,0 |
| 2. Сланцы кремнистые, темно-серые | 6,0 |
| 3. Серицитовые кварциты белые | 10,0 |

Выше было охарактеризовано изменение строения разрезов металлоносного горизонта в полосе субширотного простирания, расположенной между гг. Чунхва, Хванчжу, Синпхен, Поптон и Вонсан. Как видно из приведенного описания, в указанной полосе происходит достаточно плавное изменение мощности и состава горизонта. Гораздо резче это изменение происходит в меридиональном направлении. Так, к югу от описанных выше областей в районе гг. Синге, Пхенсан, Тхосан и Кымчхон основной фон разреза составляют кремнистые и кремнисто-углеродистые сланцы с прослоями алевролитов, обогащенных графитизированным органическим веществом, и полосчатые кварцевые алевролиты. Мощность горизонта также увеличивается от 3–10 до 20 м. В указанных районах нередко металлоносный горизонт начинается с алевролитов, обогащенных

органическим веществом, которые сверху постепенно переходят в кремнистые и кремнисто-углеродистые сланцы черного цвета (0,5–8,0 м) с тонкими прослоями алевролитов.

Примером этого типа разреза может служить строение горизонта к северу г. Пхенсан (снизу вверх, м):

- | | |
|--|------|
| 1. Кремнистые фосфориты, состоящие из большого количества сцементированных кремнисто-фосфатных сфероидов размером от 0,5 до 3–4 см. Форма сфероидов эллипсоидальная, реже неправильная. Местами отмечается интенсивная пиритизация | 0,1 |
| 2. Кремнистые сланцы тонкоплитчатые, параллельно-слоистые, темно-серого цвета, однородные по составу. Переход к выше- и нижележащим слоям постепенный. Встречаются стяжения кремнисто-сульфидного состава | 1,6 |
| 3. Алевролиты серого цвета, обогащенные органическим веществом | 1,1 |
| 4. Кварцевые алевролиты светло-серого цвета, массивные, содержат большое количество стяжений сфероидальных кремней разных размеров и форм | 15,0 |

Выше залегают известковистые алевролиты с обильной фауной трилобитов и брахиопод нижнего кембрия.

К юго-востоку от г. Пхенсан строение металлоносного горизонта в целом сохраняется, но в его нижней части появляются кремнисто-углеродистые сланцы мощностью до 10–12 м. В некоторых местах из разреза выпадают два нижних слоя, в этом случае горизонт сложен кварцевыми алевролитами. Примером относительно более резких фациальных изменений отложений горизонта может служить литологический профиль через синклиналь Пхенсан в районе с. Чиктон, изображенный на рис. 13.

В самых южных частях Пхеннамского прогиба, в районе гг. Кымчхон и Тхосан, строение и состав металлоносного горизонта меняется. Как правило, он характеризуется невыдержанной мощностью как отдельных слагающих слоев, так и всего разреза в целом (от 2 до 10 м). Слагающие горизонт слои часто на коротких расстояниях фациально замещают друг друга.

Литологический состав горизонта изменчив, иногда в нем можно встретить почти все петрографические типы пород – от фосфоритов до кремнисто-углеродистых сланцев. Отмечается также и резкое изменение текстур пород. Наряду с неясно и тонкослоистыми текстурами присутствуют также и колломорфные. В отложениях горизонта можно наблюдать знаки течений, отпечатки роющих животных и другие признаки, свидетельствующие о накоплении осадков в условиях мелководья.

Важной особенностью фациальных изменений горизонта является наличие в ряде его мест относительно узких (3–5 км) и протяженных желобов – трогов, выполненных высокоуглеродистыми отложениями ($C_{орг}$ до 25–40%). Мощность этих отложений колеблется от 5 до 20 м. Иногда в трогах отмечаются так называемые "графитовые зоны", состоящие из высокоуглеродистых сланцев, содержащих до 40–45% $C_{орг}$. Так, один из таких желобов с перерывами проходит в центральной части прогиба от

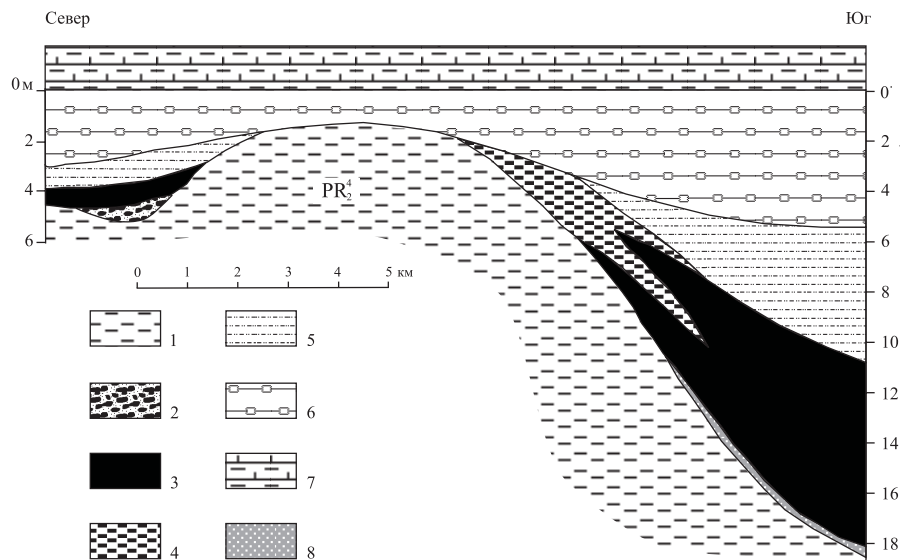


Рис. 13. Литолого-фациальный профиль через зону чешуйчатых надвигов и синклиналей Пхенсан

1 – филлиты свиты Кухен; 2 – кремнистые фосфориты; 3 – углеродистые сланцы; 4 – углеродистые кремнистые сланцы; 5 – углеродистые алевролиты; 6 – кварцевые алевролиты со стяжениями кремнисто-фосфатных сфероидов; 7 – терригенно-карбонатные алевролиты; 8 – слой пирита

с. Нынни до гг. Пхенсан и Кымчхон. Аналогичные трогги встречаются в районе г. Хэчжу и в районе с. Поптон.

Строение металлоносного горизонта в южных частях прогиба сложное, составить полный его разрез часто очень трудно из-за наличия зон брекчирования и милонитизации. Кроме того, породы горизонта прорваны дайками сиенит-порфиров, что также осложняет составление его полного разреза.

Глава 5

Вторичные изменения пород

В отложениях металлоносного горизонта в горизонтальном направлении наблюдается постепенная смена от слабо метаморфизованных пород до пород, для которых степень метаморфизма достигает кварц-хлорит-серицитовый и кварц-серицитовый субфаций начального метаморфизма [Тернер, Ферхуген, 1961]. Глинистые сланцы в центральной части прогиба метаморфизованы до филлитов, а в южной его части до кварц-хлорит-серицитовых и кварц-серицитовых сланцев. Алевролиты перекристаллизованы в кварциты, аморфные фосфатные минералы раскристаллизованы в агрегат фтор-апатита и т.д. По-видимому, это объясняется тем, что породы претерпели воздействие не только регионального, но также и дислокационного метаморфизма, неодинаково проявившегося в различных районах прогиба.

В пределах площади распространения пород металлоносного горизонта достаточно отчетливо выделяются две зоны метаморфизма, характеризующие различные его стадии. Граница между зонами несколько условна, она проведена по наличию в породах новообразованных "минералов-индикаторов" – хлорита, серицита и биотита.

В первой зоне метаморфизма, пространственно совпадающей с центральной частью прогиба (синклинали Хванчжу и Нынни), изменения пород выражены относительно слабо. Подстилающие горизонт породы венда представлены, в основном, филлитовидными глинистыми сланцами. В породах металлоносного горизонта метаморфогенные преобразования выражены в частичной перекристаллизации аморфного фосфата в апатит, карбонизации органического вещества в суперантрацит, регенерации кварцевых зерен, образовании различных секущих жил и прожилков кварца альпийского типа и др. На некоторых участках указанной зоны метаморфизма отмечается развитие в породах большого количества новообразованных минералов: оттрелита, серицита, хлорита, сфена, пирита, халькопирита, молибденита и др. Слоистые породы подвержены метаморфогенному изменению сильнее, чем массивные. Так, например, в районе Нынни кремнисто-углеродистые сланцы, имеющие здесь локальное распространение, изменены и превращены в метаморфизованные и рассланцованные породы кварц-хлорит-серицитового состава. Под микроскопом видно, что это мелкозернистая (0,01–0,05 мм) плотная однородная

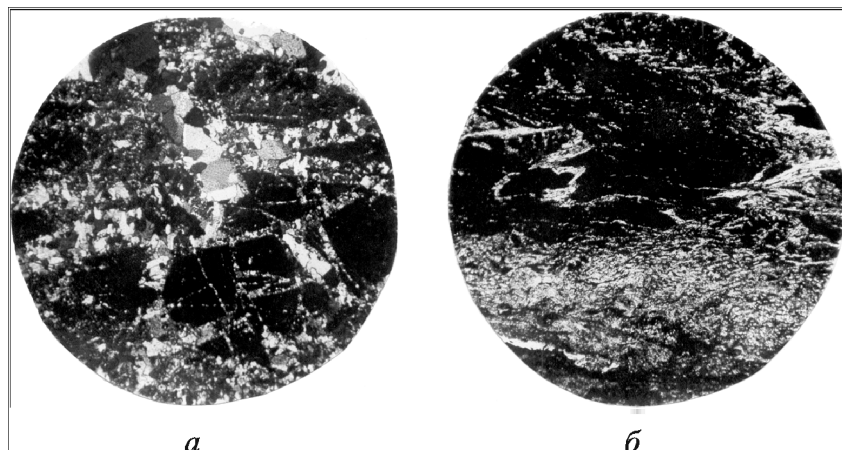


Рис. 14. Брекчированные (а) и катаклазированные (б) кремнисто-углеродистые сланцы (синклиналь Кымчхон). Ув. 18, без анализатора

порода аллотриоморфной структуры, состоящая из хлорита, серицита, кварца, сфена, редких чешуек мусковита и зерен пирита размером 1–2 мм. Сланцы всегда сильно раздроблены, перемяты, рассланцованы и окварцованы, причем окварцевание всегда более позднее (рис. 14). Отмечаются многочисленные микротрещины, по которым и проникает более поздний кварц. Кварц крупнокристаллический, в свою очередь сильно катаклазирован, что свидетельствует о неоднократно проявлявшихся процессах дислокационного метаморфизма (рис. 15). Более поздний катаклиз проявлен сильнее. Микротрещины в кварце "залечены" тонкоперетертым агрегатом кварца. Углеродистое вещество сланцев метаморфизовано и сгруппировано в виде отдельных редких, крупных (до 2 мм) скоплений, которые ориентированы согласно сланцеватости. На плоскостях сланцеватости наблюдаются чешуйки графита.

В породах массивного сложения (фосфориты, алевролиты) метаморфогенные изменения выражены в перекристаллизации кварцевых зерен, в результате чего они имеют зубчатое сочленение. Одним из распространенных новообразованных минералов в первой зоне является хлорит, который встречается во всех типах пород, все другие новообразованные минералы – серицит, оттрелит и др. имеют подчиненное значение.

Во второй зоне метаморфизма (южная часть прогиба) изменения пород выражены сильнее, чем в предыдущей. Подстилающие горизонт породы венда превращены здесь в кварц-хлорит-серицитовые и на отдельных участках в кварц-серицитовые сланцы. Перекрывающие породы нижнего кембрия частично перекристаллизованы, в них часто встречаются

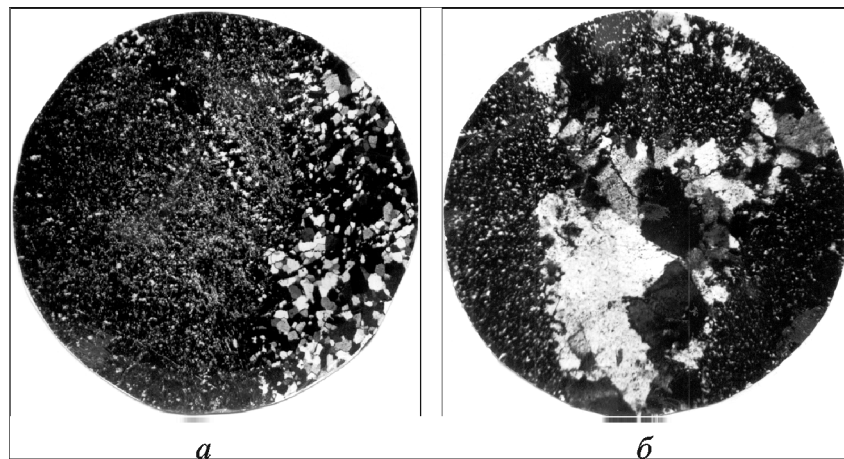


Рис. 15. Крупнокристаллический кварц, выполняющий микротрещины в кремнистых сланцах
a – ув. 18, *б* – ув. 72, с анализатором

новообразованные минералы – оттрелит, хлорит, серицит, актинолит, рутил и др. Широким распространением пользуются гранобластовые и лепидогранобластовые структуры.

В пределах рассматриваемой зоны метаморфизм пород горизонта проявлен неравномерно, пятнисто, хотя в целом он усиливается в южном и юго-восточном направлении. Это вызвано, вероятно, дислокационным метаморфизмом, связанным с поднятием кристаллического фундамента массива Кенги в мезозое в стадию активизации края Китайской платформы. Кроме того, по субширотному региональному разлому, отделяющему массив Кенги от пород чехла прогиба, проходит полоса щелочного метасоматоза, обусловленная внедрением интрузий нефелиновых и щелочных сиенитов, а также даек сиенит-порфиров. В ряде случаев внедрение этих даек проходило по металлоносному горизонту. Явления метаморфизма на контакте с дайками сиенит-порфиров выражены слабо и не превышают по толщине первых сантиметров.

Наиболее характерным и широко распространенным в породах горизонта указанной зоны является процесс серицитизации, интенсивность которого наиболее значительна на тех участках, где породы претерпели рассланцевание. Сильно рассланцованные участки, вероятно, оказались наиболее подвижными, что обусловило проникновение вдоль них термальных растворов, под воздействием которых и происходил процесс серицитизации глинистого вещества пород.



Рис. 16. Крупные брекчии сиенит-порфиров (белое) в углеродистых сланцах района Пхенсан

Породы массивного сложения превращены здесь в монолитные, сливные, пересеченные большим количеством жил и прожилков кварца. Кварцевые алевролиты перекристаллизованы и превращены в кварциты. Весь аморфный фосфат в фосфоритах преобразован в агрегат мелкокристаллического апатита.

Более сильно изменению подвержены слоистые породы. Кремнисто-углеродистые сланцы превращены в высокоуглеродистые кварц-серицитовые сланцы. Основная масса таких пород сложена кварцем и серицитом, которые более или менее равномерно распределены в сланцах. Чешуйки серицита мелкие – 0,05–0,2 мм в длину, они располагаются на границе между аллотриоморфными зернами кварца и ориентированы параллельно, что и придает породе сланцеватую текстуру.

Еще одной характерной особенностью этого типа пород является интенсивная брекчированность и милонитизация (рис. 16). Зоны брекчирования, катаклаза и рассланцевания развиты согласно простиранию горизонта и обычно не выходят за его пределы. Очевидно, основные срывы пород происходили по контакту двух литологических толщ – филлитов венда и известково-терригенных пород нижнего кембрия, вследствие чего на некоторых участках породы металлоносного горизонта оказались интенсивно раздробленными и перемятыми. Обломки пород в зонах брекчирования имеют разные размеры – от 0,5 до 10 см и более. Цементом обычно служит кварц, гидроксиды железа и железистые фосфаты.

В породах металлоносного горизонта широко распространены жилы и прожилки кварца с редкой вкрапленностью сульфидов, апатита и хлорита, развиты по трещинам скалывания, растяжения и отслаивания. В массивных породах (алевролиты, фосфориты, кварциты) жилы приурочены к трещинам скалывания и растяжения, в слоистых породах (кремнисто-углеродистые и кремнистые сланцы) – к трещинам растяжения и полосам отслаивания.

Жилы, выполняющие трещины скалывания, имеют прямолинейные контакты, толщина их колеблется от 0,2 до 7 см. при длине до 3 м. Сложены они полупрозрачным кварцем с редкими единичными зернами пирита, иногда апатита.

Жилы, выполняющие трещины растяжения, имеют линзовидную, иногда неправильную форму с пережимами, раздувами или расщеплениями вблизи секущих горизонт зон разломов. Сложены они, как правило, полупрозрачным или молочно-белым кварцем, часто крустификационного строения. В них отмечаются зерна пирита, апатита, арсенопирита. Жилы в трещинах растяжения часто ориентированы вкрест простирания горизонта, образуя параллельные ряды.

Иногда отмечаются три генерации жил и прожилков. К более ранней генерации относится образование линзовидных прожилков, выполненных криптокристаллическим кварцем. Жилки второй генерации секут первые и содержат в своем составе, кроме кварца, пирит, халькопирит, апатит и хлорит. Жилы третьей генерации пересекают описанные и имеют наибольшую мощность и длину, сложены они мономинеральным кварцем.

Жилы в плоскостях отслаивания чаще всего встречаются в ядерных частях микроантиклинальных складок в кремнисто-углеродистых сланцах, имеют максимальную толщину до 5–10 см в ядерных частях микро-складок и быстро выклиниваются на их крыльях. Сложены они кварцем с редкими зернами пирита.

Изменения вмещающих пород вокруг жил и прожилков кварца не отмечается, кроме незначительного окварцевания. Спектральные анализы жил и вмещающих пород показывают полную аналогию их состава. Тождественность состава жил и вмещающих пород подтверждается также минералогическими анализами. При пересечении жил кремнисто-фосфатных пород в них отмечаются апатит, пирит, арсенопирит, хлорит, т.е. все те минералы, которые характерны и для вмещающих пород. При переходе жил в перекрывающие карбонатные породы нижнего кембрия их состав резко меняется на карбонатный. Все перечисленные особенности характерны для жил альпийского типа.

Жилы и прожилки кварца альпийского типа развиты повсеместно и не обнаруживают связи с интрузивными породами. Их количество обычно

прямо зависит от степени дислоцированности и метаморфизма пород металлоносного горизонта. Как указывалось выше, степень метаморфизма пород горизонта соответствует начальным стадиям серицит-хлоритовой субфации, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену [1961], для которой, очевидно, характерны перекристаллизация пород и образование жил альпийского типа за счет мобилизации вещества из вмещающих пород.

Глава 6

Геохимические особенности и металлоносность углеродистых отложений

Углеродистые отложения по содержанию ряда микроэлементов выделяются в уникальный тип металлоносных образований. Концентрации ряда микроэлементов в них, иногда в 100 и более раз превышают кларковые содержания [Юдович, Кетрис, 1988; 1994; Неручев, 1982; Ермолаев, Созинов, 1986; Vine, Tourtelot, 1970].

Подобные отложения становятся в ряд не только потенциальных, но и реальных рудных месторождений. Наличие повышенных концентраций U, Mo, Ni, P, Ag, Zn и др. в углеродистых отложениях ставит на повестку дня необходимость детальных исследований их геохимических особенностей [Ким Ен Хен и др., 1991; Ли Сон Бом, Пак Гван Хун, 1990; Ом Хе Ен и др., 1991; Созинов, 1969; 1997; Гавшин, Созинов, 1991].

Методы исследования

Содержание петрогенных элементов определялось в химико-аналитических лабораториях классическим методом полного силикатного анализа. Для определения микроэлементов использовались рентгено-флюоресцентный, нейтронно-активационный, спектральный количественный и атомно-абсорбционный методы анализа. Содержание углерода определено на анализаторах АН-7529 и Перкин-Элмер модели 240 С. Для некоторых проб (без карбонатов и серы) количество $C_{орг}$ оценивалось по потерям при прокаливании.

Распределение элементов в вертикальном разрезе пород, подстилающих и перекрывающих металлоносный горизонт

Для определения содержания элементов в подстилающих породах венда и перекрывающих отложениях нижнего кембрия изучались разрезы в центральной и южной частях (рис. 17). Анализ распределения элементов позволяет выделить две группы, резко отличные по своему поведению.

рис. 17

К первой группе относятся U, Mo, Ni, V, As, а также Zn и Ag, присутствующие в повышенных концентрациях в подстилающих породах венда. Все элементы этой группы присутствуют в породах нижней части разреза нижнего кембрия и содержатся в ничтожных количествах в верхних его частях.

Вторую группу составляют P, Ca, Mn, которые практически отсутствуют в подстилающих отложениях и достигают максимальных концентраций в породах металлоносного горизонта. Эти элементы встречаются и в более высоких частях разреза нижнего кембрия. На рисунке 17 можно видеть, что породы венда, металлоносного горизонта и перекрывающие отложения четко различаются по геохимическим характеристикам. При этом граница резкого изменения геохимических особенностей пород разреза располагается несколько выше геологической границы между вендом и нижним кембрием, примерно на 20 м. Из этого, очевидно, можно сделать вывод, что в условиях начавшейся трансгрессии осадконакопление в нижнекембрийском бассейне в значительной степени зависело от питающих областей сноса, сложенных отложениями венда. Нижнекембрийское море в начальные моменты унаследовало геохимические черты бассейна венда, но имело сообщение с открытым водоемом. Об этом свидетельствует появление в осадках Ca и P. Все другие элементы были заимствованы из глинистых пород подстилающей толщи венда при их перемыве и, в основном, при выщелачивании и экстракции углеводородами и термальными рассолами в период формирования отложений металлоносного горизонта.

Состав органического вещества и методы его исследования

Для определения условий образования металлоносных углеродистых отложений необходимо, прежде всего, изучение вещественного состава, природы и геохимических особенностей углеродистого вещества, а также анализ его связи с целым рядом рудных компонентов. Углеродистое вещество играет активную роль в процессах протекания метаморфических реакций, существенно влияя на окислительно-восстановительный потенциал системы и состав метаморфических флюидов, участвующих в переносе рудных компонентов.

Содержание органического углерода в отложениях различных частей рассматриваемого бассейна достигает 38%, например, в районах Нынни, Пхенсан, Кымчхон и др. Органическое вещество в синклинали Пхенсан изучал В.А. Успенский. По его данным, оно не содержит карбонатов, проводит электрический ток, не окрашивает 2% раствор NaOH. Влажность ОВ – 1,33%, зольность – 65,18%, содержание $S_{\text{общ}}$ – 2,43%, $S_{\text{пир}}$ –

следы. Выход нерастворимого остатка после обработки плавиковой кислотой для удаления силикатов составляет 35%, влажность нерастворимого остатка – 4,17%, зольность – 1,31%.

Результаты анализа элементного состава органического вещества и его сухой перегонки приведены в табл. 7 и 8. Анализ углеродисто-кремнистых сланцев дал следующие результаты (средние данные из 10 проб, %): влага – 1,1; зольность – 56,9; летучие – 3,5; углерод – 32,1; калорийность – 2840 ккал/кг.

Таблица 7

Результат сухой перегонки углеродистых сланцев ускоренным методом в стеклянной трубке, %

Компоненты	В лабораторной пробе	В горючей массе
Газ	1,20	3,55
Вода	2,11	2,32
Деготь	нет	нет
Кокс	96,69	94,13
Сумма	100	100

Таблица 8

Результаты элементного состава

Компоненты	В лабораторной пробе	В нерастворимом остатке	В горючей массе
Углерод (С)	30,27	90,46	95,71
Водород (Н)	0,86	1,86	1,93
Кислород+азот+сера (О-N-S)	–	–	2,36

Все органическое вещество является дисперсно-рассеянным, метаморфизованным, типа субантрацита, Располагается оно в породах в виде паутинообразных полосок, создающих иногда полосчатость. В отраженном свете $S_{орг}$ характеризуется высокой отражательной способностью и анизотропией, Этим свойством оно напоминает графит, но отличается чешуйчатой структурой.

Основная масса углеродистого материала пород и руд представлена высококарбонизированным веществом типа антраксолитов. Подчиненная часть (проценты и доли процентов от общего количества ОВ) представлена растворимой составляющей – битумоидом. Битумоид, благодаря особенностям своего химического строения, наиболее чутко реагирует на

изменение условий среды рудообразования. При этом изменяется как общее соотношение наиболее распространенных в битумоиде функциональных групп, так и соотношение индивидуальных соединений в нем.

Битумоиды из исследуемых пород извлекали в аппарате Сокслета смесью этанола и бензола в соотношении 1:9 в течение 48 часов. Полученный битумоид очищали металлической ртутью от серы, после чего на анализаторе фирмы Перкин-Элмер, модели 240 С определяли элементный состав – С, Н, N. Содержание О и S в битумоиде определяли по разности: остатки за вычетом С, Н, N и зольности. Параллельно снимали инфракрасные спектры поглощения (спектрометр UR-75). Битумоиды, растворенные в хлороформе, переводили на пластины KBr, высушивали до полного удаления растворителя и с полученных пленок снимали ИК-спектры поглощения. По инфракрасным спектрам поглощения суммарных битумоидов можно судить о соотношении в их структуре функциональных групп.

Для получения информации о химическом составе на молекулярном уровне битумоиды разделяли на отдельные фракции: 1) метаново-нафтенновые углеводороды; 2) ароматические углеводороды; 3) смолы; 4) асфальтены. Растворенные в 0,5 л хлороформа битумоиды разбавляли 40-кратным количеством пентана. При этом асфальтены выпадали в осадок. При отделении асфальтенов остаток переводили в стеклянную колонку (диаметром 10 мм, длиной 150 мм) с активированным силикогелем и последовательно элюировали пентаном, пентан-метилен-хлоридом (1:9), пентан-метилен-хлоридом (1:1) и спиртобензолом (1:1). В первой фракции концентрируются алифатические углеводороды, во второй – моно- и бициклические ароматические углеводороды, в третьей – полициклические ароматические углеводороды и в последней – смолы.

Алифатические углеводороды анализировали методом газожидкостной капиллярной хроматографии. Анализ проводили на газовых хроматографах ЛХМ-8МД и "3700", переоборудованных для работы с капиллярными колонками. Применяли кварцевую капиллярную колонку с полимерным внешним покрытием и высокоселективными неподвижными диметил-силиконовыми жидкими фазами SE-30 и OV-101. Неподвижные диметил-силиконовые фазы были подвергнуты сшивке перекисью бензола (3% от веса фазы). Сшивка фазы позволяет закрепить ее на стенках колонки и предотвратить улетучивание. Анализ проводили в режиме программирования температуры от 150 до 300°C со скоростью 6° в мин. Детектор – ионизационно-плазменный, газ-носитель – азот. Идентификация алканов производилась с использованием эталонной смеси и индекса удерживания.

Ниже рассматриваются геохимические данные о поведении битумоидной составляющей углеродистого вещества пород при рудообразовании.

Таблица 9

Элементный состав битумоидов из углеродистых сланцев

Местоположение	№ пробы	Содержание в породе				Элементный состав битумоидов				С/Н
		C _{орг}	U	Ni	Mo	C	N	H	O+S	
Хвьян	411	14,7	–	20	32	93,4	2,81	1,9	1,89	49,16
Мукчхон	424	16,2	–	120	65	67,9	1,79	2,1	28,21	32,33
Мукчхон	425	16,9	–	200	100	71,9	1,86	2,5	24,57	28,4
Синдери	352	29,52	352	1300	780	81,80	3,44	11,25	4,56	7,27
Синдери	358	25,72	360	2000	1000	77,48	4,97	11,31	6,21	6,83

Примечание. Сорг и битумоиды – в %; U, Ni, Mo – в г/т; прочерк – нет данных.

В табл. 9 приведен элементный состав битумоидов пород. Отношение С/Н в битумоиде в общем указывает на степень его карбонизации и, в частности, на степень ароматизации вещества. Величина этого отношения меняется от 6,83 до 49,16. Из данных таблицы видно, что отношение С/Н в битумоиде растет в основном за счет уменьшения содержания Н, то есть происходит карбонизация вещества в процессе его метаморфизма. При этом состав ОВ изменяется от центральной части прогиба к южным его частям. Прежде всего, происходит интенсивное отщепление Н от органической матрицы и, в частности, от нормальных алканов, что приводит к образованию олефинов, углеводородов, нафтенов и, в конечном счете, ароматических углеводородов, то есть в процессе дегидрогенезации приводят к циклизации ОВ. Одновременно с потерей водорода в битумоид внедряются гетероэлементы, главным образом S. Происходит разрушение, деструкция первичных сложно построенных эфирных группировок с образованием низкомолекулярных миграционноспособных соединений. Изменения ОВ происходят последовательно, нарастая при подходе к кварц-хлоритовым и кварц-серицитовым углеродистым сланцам.

При изучении ОВ на молекулярном уровне было рассмотрено поведение метаново-нафтеновых углеводородов в различных зонах – от слабо измененных вмещающих пород (Синдери) до кварц-серицитовых сланцев (Мукчхон) (табл. 10).

На рис. 18. показано характерное распределение п-алканов (парафинов) в породах районов Мукчхон (обр. 330) и Синдери (обр. 380). Максимум алканов приходится на углерод под № 17 (обр. 330). В породах района Синдери (обр. 380) наблюдается нафтеново-ароматический горб, с его высокомолекулярной частью, что говорит о процессах циклизации и ароматизации. В сумме углеводородов высокомолекулярных группировок больше, чем низкомолекулярных:

Фракционный состав битумоидов углеродистых сланцев, %

Местоположение, № пробы	Вес битумоида	Вес парафиннов	Ароматика + смолы	Асфальтены	Вес асфальтенов в % от сухого веса
Мукчхон, проба 330	$43,5 \cdot 10^{-4}$	38,3	43,6	18,1	$9,2 \cdot 10^{-4}$
Синдери, проба 380	$201,6 \cdot 10^{-4}$	25,5	51,1	25,4	$44,8 \cdot 10^{-4}$

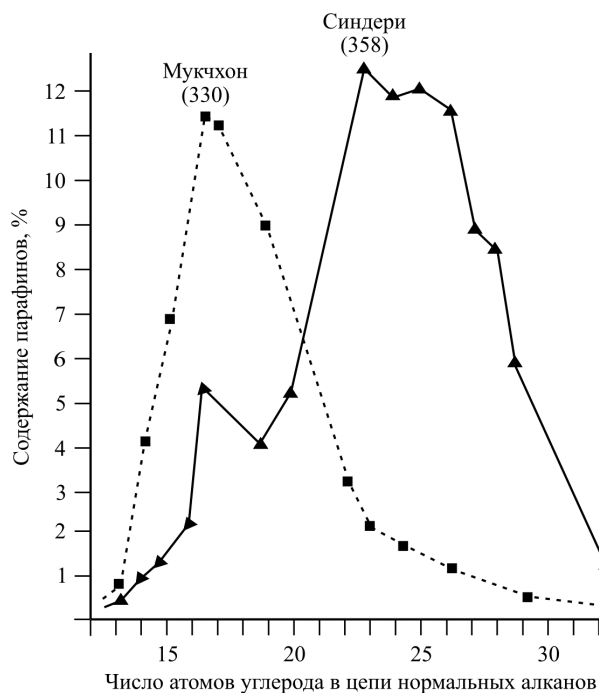


Рис. 18 Распределение нормальных алканов в органическом веществе пород района Синдери

$$H/L = 2,1, \text{ где } H/L = \frac{C_{25} + C_{26} + C_{28}}{C_{17} + C_{18} + C_{19} + C_{20}}$$

В образце района Мукчхон отмечена противоположная тенденция — $H/L = 0,1$. Таким образом, в этих районах степень метаморфизма пород различна и различна природа ОВ. Изменение состава ОВ в районе Синде-

ри в сторону образования тяжелых высокомолекулярных компонентов, скорее всего, говорит о меньших изменениях пород, чем в районе Мукчхон, парафиновый спектр которых свидетельствует о новообразовании структур с длинной цепью, равной 17 атомам углерода.

Наиболее важная качественная информация об изменении структур битумоидов была получена по спектрам поглощения в инфракрасной области. Интерпретация ИК – спектров выполнялась по характеристикам полос поглощения, содержащим информацию о соотношении главных структурных группировок в битумоиде (парафиновых, ароматических, кислородных и т.д.), с использованием литературных данных, главным образом Л. Беллами [1954] и Е.А. Глебовской [1971].

ИК-спектрометрия изученных образцов углеродистых сланцев показывает их небольшое различие. Образец 330 содержит большое количество серы, что затрудняет его определение. В образце 380 наблюдается некоторое увеличение доли ароматических структур (полосы поглощения 1600 см^{-1} ; 1500 см^{-1}). При этом увеличивается степень замещенности ароматических соединений от моно- до пятизамещенных, определяемых по деформации колебаний С-Н. Кислородосодержащие соединения в этих образцах изменяются мало. Сдвига полос поглощения 1740 см^{-1} к 1700 см^{-1} и 1260 см^{-1} к 1200 см^{-1} не наблюдается. Нет усиления широкой полосы поглощения от валентных колебаний группы ОН в спиртах, фенолах и т.д. (3500 см^{-1}), т.е. изменения касаются главным образом ароматических структур. Эти данные подтверждают фракционный состав выделенных битумов (см. табл. 10) и показывают изменение в сторону образования ароматических структур. При этом содержание ароматических соединений увеличивается за счет высокомолекулярных полимерных образований.

Геохимические особенности отложений

Стратиформная минерализация металлоносного горизонта геохимически уникальна. Содержание рудных компонентов в нем местами весьма высокое и превышает Кларк в десятки и сотни раз. Ассоциации элементов в металлоносном горизонте предполагает, что рудообразующие металлы были первоначально связаны с углеводородами и фосфатами, образовавшимися за счет бактериальной биоты.

Уран. Во всех породах металлоносного горизонта содержание урана повышенное. Распределение его неравномерное и изменяется даже в пределах небольшого участка в десятки и сотни раз. Углеродисто-кремнистые и кремнистые сланцы обычно характеризуются относительно равномерным и сравнительно низким (100–150 г/т) содержанием урана, за исключением ряда участков в углеродисто-кремнистых сланцах, имеющих резко повышенные его концентрации (до 0,1–0,2% и более). В этих слу-

чаях почти всегда наблюдается зависимость оруденения от структурных факторов (зон брекчирования и милонитизации, складчатости и т.п.), что, очевидно, является результатом наложенных вторичных процессов, усложнивших картину первичного распределения урана в этап мезозойской активизации региона.

В северной части бассейна отмечается большое количество ураноносных кремнисто-фосфатных сфероидов, которые залегают в основании металлоносного горизонта. Уран в кремнисто-фосфатных сфероидах находится в рассеянной, сгустковой и прожилковой формах. Рассеянная форма характеризуется более или менее равномерным распределением на микрорадиографиях следов альфа-частиц. В концентрически-слоистых сфероидах большому количеству треков соответствуют темноокрашенные слойки, которые по периферии обрамляют кремнисто-фосфатные сфероиды. Рассеянная форма распределения, по-видимому, свидетельствует о вхождении урана в кристаллическую решетку фторапатита [Ченцов, 1956; Краускопф, 1958].

Чаще встречаются сгустковые и глобулярные выделения оксидов урана размером от 0,001 до 5 мм. На микрорадиографиях эти формы фиксируются в виде звездообразных пучков треков. Мельчайшие скопления настурана (или коффинита) неравномерно рассеяны в желваковых скоплениях бактериального мата, но наибольшее их количество встречается в трещинах усыхания кремнисто-фосфатных сфероидов. Разновидность сгустковой формы распределения уран – это выделения настурана и коффинита на сульфидах, где они обычно в виде венчика окаймляют новообразованные зерна пирита и халькопирита (рис. 19). Иногда встречаются

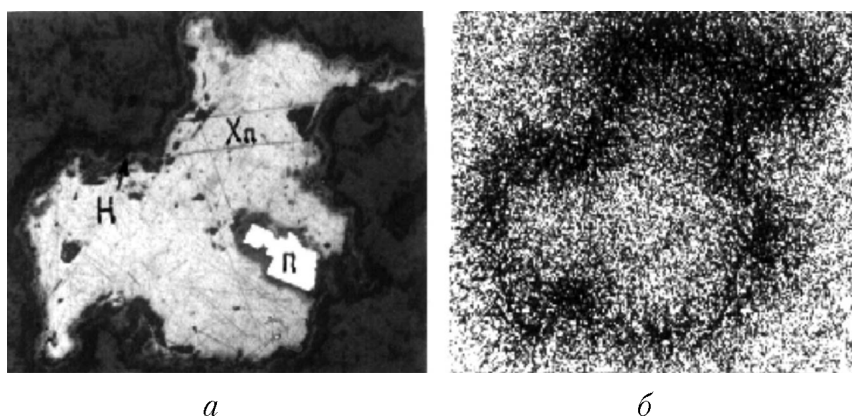


Рис. 19. Венчиковое выделение настурана (Н) в кремнистом фосфорите вокруг новообразований халькопирита (Хп) и пирита (П)
a – шлиф, *б* – микрорадиография, ув. 160, экспозиция 20 суток.

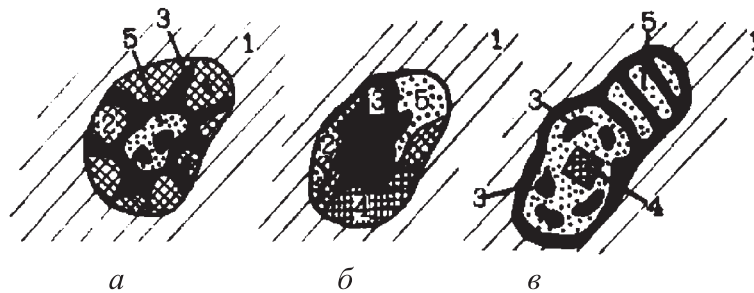


Рис. 20. Внутреннее строение стяжений коффинит-кварц-сульфидного состава

1 – фосфатные алевролиты и аргиллиты; 2 – урановые черни; 3 – коффинит; 4 – пирит; 5 – кварц (зарисовка) а – ув. 4, б – ув. 3, в – ув. 2,5

весьма своеобразные стяжения размером до 2–5 мм настуран-кварц-сульфидного состава (рис. 20).

Прожилковые выделения настурана и коффинита обычно так же, как и сгустковые, располагаются в септариевых трещинах усыхания внутри сфероидов. Тонкие прожилки, выполненные настураном, не выходят за пределы сфероидов. Очевидно, последние две формы распределения урана характеризуют более поздние стадии формирования сфероидов, связанные уже с перекристаллизацией слагающих компонентов.

Уран в кремнистых сфероидах, так же как и в кремнисто-фосфатных, находится, главным образом, в рассеянной и сгустковой формах. Минеральная форма рассеянного урана не выяснена. На микрорадиографиях обычно фиксируются отдельные треки альфа-частиц, более или менее равномерно распределенные в сфероидах. Так же, как и в кремнисто-фосфатных сфероидах, темноокрашенным слойкам кремнистых стяжений соответствует большее количество треков, чем светло-серым. Это, по-видимому, указывает на связь урана с органическим веществом и фосфатами, содержание которых в темноокрашенных слойках соответственно составляет 0,6 и 0,95%, против 0,2 и 0,45 % в светло-серых.

Сгустковая форма распределения урана характеризуется неравномерным скоплением коффинита как внутри сфероидов, так и по их периферии. В полированных образцах отчетливо видны участки размером до 0,1–0,2 мм со скоплениями сгустков коффинита, количество таких участков несколько увеличивается к внешнему краю сфероидов. Чаще всего сгустковые выделения коффинита ассоциируют с новообразованными кристаллами пирита.

Описанные урансодержащие бактериальные сфероиды можно отнести к раннедиагенетическим образованиям на основании соотношения их слоистостью [Рухин, 1961; Твенхофел, 1936]. Кроме того, они обладают

рядом черт, позволяющих допустить начало их возникновения в еще не затвердевшем осадке. Концентрически слоистое строение сфероидов, присутствие в них иногда окатанных обломочных зерен указывают на начало их образования в массе полужидкого бактериального кремневого и кремнево-фосфатного геля, который позже, вследствие явлений синерезиса, постепенно уплотняется. В процессе синерезиса и собирательной кристаллизации происходила внутренняя самоочистка сфероидов, в результате которой некоторое количество урана вытеснялось как к краям, так и во внутренние их части, с формированием бактериальных желваковых матов. Такое неравномерное распределение содержаний урана в сфероидах (повышенное содержание во внешних, а иногда в центральных частях) может служить указанием на то, что его перераспределение началось на стадии диагенеза.

На стадиях позднего диагенеза, катагенеза (главным образом) и раннего метаморфизма, по мере повышения температуры и давления происходило изменение и перекристаллизация вещества, слагающего сфероиды. Кремнезем был раскристаллизован в агрегат мелкокристаллического кварца с зубчатым сочленением зерен. Фосфаты частично перегруппировались, часть из них раскристаллизовалась в тонкокристаллический агрегат апатита. Связь урана с фосфатами и органическим веществом была нарушена. В результате диффузии ионов в процессе кристаллизации внутри сфероидов началась дифференциация слагающих их компонентов, вызвавшая пространственное разобшение кремнезема, сульфидов и настурана с коффинитом, что и обусловило неравномерное их распределение.

Анализ связи урана с органическим веществом показывает, что максимальные содержания урана отмечаются в породах как с высоким, так и низким содержанием ОВ. Это, вероятно, также может служить указанием на то, что в углеродистых сланцах после их образования связь урана была нарушена вторичными процессами. Во всех типах пород металлоносного горизонта уран обнаруживает устойчивые корреляционные связи с Р, V, Cr, Ni, Ba и Pb.

По особенностям распределения урановой минерализации выделяются пятнистые, прожилковые и полосчатые типы руд. Рассеянные формы распределения урана встречаются на участках, где процессы метаморфизма проявились слабее всего. На микрорадиографиях рудных образцов фиксируются следы альфа-частиц, беспорядочно рассеянных в массе породы. Отмечается сгущение треков над кремнисто-фосфатными желваковыми образованиями. Рассеянные треки альфа- частиц встречаются также и над кристаллами апатита.

Наиболее часто встречаются руды с неравномерным, пятнистым замещением пород настураном, образующим разнообразные по форме сгустки размером от 0,01 до 2 см. Иногда сгустки настурана группируются в

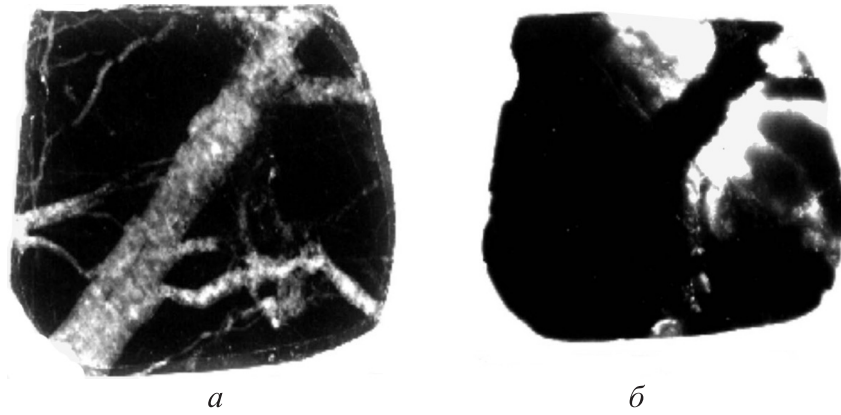


Рис. 21. Распределение урановой минерализации в кремнисто-углеродистых сланцах с пострудными прожилками кварца (натуральная величина)
a – аншлиф, *б* – радиография, экспозиция 20 суток

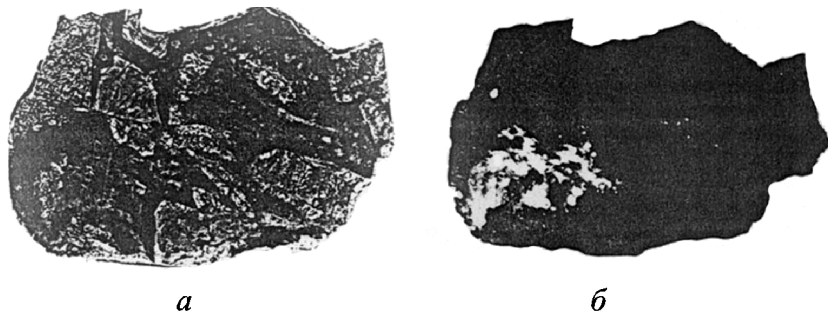


Рис. 22. Распределение урановой минерализации в сфероидальных кремнистых фосфоритах (натуральная величина)
a – аншлиф, *б* – радиография, экспозиция 20 суток

извилистые линии, секущие слоистость. В рудах массивного сложения встречаются стяжения кремнисто-настуранового и кремнисто-коффинитового сульфидного состава размером от 0,2 до 3 см, пересекающие слоистость. Прожилковые формы распределения урана характерны для руд массивного сложения. Состав и строение прожилков разнообразное. Обычно это сеть прямолинейных параллельных волосовидных прожилков (0,01–0,1 см) настуранового и настуран-сульфидного состав. О характере распределения урановой минерализации можно судить по радиографиям рудных образцов, представленных на рис. 21, 22.

Молибден. Среднее содержание молибдена в осадочных породах в среднем составляет 2 г/т, в глинах – 2,6 г/т [Turekian, Wedepole, 1961]. Концентрация молибдена в углеродистых отложениях рассматриваемого горизонта превышает кларковое в несколько раз, распределение его по профилю осадков крайне неравномерное.

Среднее содержание молибдена колеблется на отдельных участках от 200 до 3400 г/т, в единичных пробах оно достигает 6000–9000 г/т. Молибден находится преимущественно в сульфидной форме, в виде молибденита. Анализ содержания молибдена достаточно отчетливо показывает его тяготение к высокоуглеродистым отложениям. Молибден очень отчетливо коррелирует ($r=0,94-0,98$) с С, Li, Cu, P, Sb.

Поведение молибдена в процессах морского и океанского литогенеза в настоящее время изучено недостаточно. Это объясняется аналитическими трудностями определения молибдена, содержание которого, как правило, находится на грани чувствительности метода (0,5–1 г/т). Молибден, так же как и целый ряд других микроэлементов – Co, В, Cu, Zn, является функционально важным в процессах жизнедеятельности организмов. Минимальное содержание молибдена, при котором происходит нормальное развитие водорослей, составляет 0,04 мг/л. При концентрации его в 0,4 мг/л продуктивность водорослей возрастает на 54% [Горюнова и др., 1969]. В зоне развития планктона постоянно обнаруживаются значительные количества этого метода. Исследования в Черном море показали, что с глубиной концентрация молибдена в морской воде уменьшается, что связано с выпадением его в осадок в виде MoS_2 или MoS_3 [Волков, 1973]. Однако дальнейшее его поведение в осадках неясно.

Аномально высокие содержания никеля и молибдена в черных сланцах с содержанием $S_{орг}$ от 7,7 до 18,7% выявлены в нижнем кембрии Южного Китая [Fan Delian, 1983]. Полиэлементная никель-молибденовая минерализация Южного Китая всегда приурочена к породам, богатым сапропелевым органическим веществом, что прослеживается на расстоянии около 2000 км. В этих отложениях молибден входит в состав коллоидных агрегатов, состоящих на 50–60% из MoS_2 , на 25% из органического углерода и глинистого материала [Fan Delian, 1983]. В этих отложениях были установлены такие экзотические фазы, как полидемит, герсдорфит, виалорит, миллерит, сульванит, пентландит или теннантит. Корреляция между элементами-примесями в образцах из Южного Китая и в углеродистых отложениях горизонта Пхеннамского прогиба показывает во многом их большое сходство и свидетельствует, что эта территория является частью общего бассейна Китайской платформы.

Фосфор. Среднее содержание фосфора в породах металлоносного горизонта колеблется от 0,5 до 5%, достигая на отдельных участках 10–15% и более.

Фосфаты в, основном, накапливались вблизи береговой линии бассейна и участков островной суши, где и сформировалась специфическая металлоносная бактериальная кремнисто-фосфатная фация. Во внутренних частях бассейна, где преобладали глинисто – кремнистые осадки, обогащенные органическим веществом трогов, содержание фосфора невелико и обычно составляет 0,2–0,5%, редко до 1–1,5%. В отложениях бассейна намечается зависимость между содержанием фосфора и железа.

Зоны максимального накопления фосфатов вытянуты в виде полос вдоль береговой линии бассейна. Ширина их различная и зависит, вероятно, от рельефа дна. В северной части бассейна ширина полосы максимального фосфатонакопления достигает местами 10–30 км. Берег здесь характеризовался весьма слабым наклоном внутрь бассейна, а в южной части имел более крутой наклон и был более расчлененным. Зоны, обогащенные фосфатами, в этой части значительно уже и в виде прерывистых пятен окаймляют участки островной суши.

Никель. Никель присутствует, главным образом, в составе хлорита (тюрингита) и в значительно меньшей степени в сульфидной форме – никелистом пирите. Распределение никеля крайне неравномерное, его содержание в пробах колеблется от 0,03 до 0,6%, иногда до 0,8%. Превышение максимальных содержаний над минимальными даже в пределах небольших участков составляет 16–20 раз (кларк никеля – 0,008 г/т, по [Виноградов, 1962]). В пределах площади бассейна отложения с повышенным средним содержанием никеля приурочены к наиболее мелководным зонам в его северной части. В отложениях южной части бассейна концентрации никеля несколько падают.

Зоны максимальных накоплений никеля и фосфора, в общем, совпадают, хотя участки интенсивного фосфатонакопления занимают более обширные площади. Никель имеет отчетливую корреляционную связь с фосфором (коэффициент корреляции составляет до 0,98). Сходство в распределении на площади бассейна никеля и фосфора свидетельствует об общих условиях их осаждения. Необходимо отметить, что никель отчетливо коррелирует и с другими элементами, такими как Li, Mg, Hf, V, Co. В высокоуглеродистых отложениях никель коррелирует с Zn (+0,98), P (+0,93), V (+0,89). По всей вероятности, большую роль в осаждении Ni играли процессы сорбции на бактериальных коллоидных частицах.

Цинк. В изученных углеродистых отложениях горизонта среднее содержание цинка изменяется от 300 до 1000 г/т (см. табл. 2), что существенно превышает его кларк – 80 г/т [Виноградов, 1962]. Высокие содержания цинка отмечаются в подстилающих отложениях венда – до 360–530 г/т. Анализ распределения цинка по фациальному профилю осадков показывает тенденцию к обогащению им углеродистых сланцев (до 1300 г/т) и резкому снижению его содержания в кремнистых силицитах

(41–140 г/т). Наиболее высокая концентрация цинка (до 1500 г/т) отмечается в кремнисто-фосфатных сфероидах. Пелиты, содержащие хлорит (тюрингит) также характеризуются низкими содержаниями цинка – 190 г/т, тем не менее они почти в 10 раз превышают кларк – 20 г/т [Turekian, Wedepole, 1961].

Повышенное накопление цинка в отложениях горизонта объясняется, прежде всего, его способностью образовывать металлоорганические комплексы [Галимов, Кодина, 1982]. Современные биохимические исследования океана показали, что концентрация цинка в планктоне в $37 \cdot 10^{-4}$ раз превышает его содержание в морской воде, причем интенсивность накопления цинка в фитопланктоне на порядок выше, чем в зоопланктоне. Цинк является жизненно необходимым элементом и непременной составной частью некоторых металлоорганических ферментов [Горюнова и др., 1969]. Кроме того, повышенное содержание цинка в тонкозернистых фракциях обусловлено тем, что они состоят, в основном, из глинистых минералов, оксигидроксидов, коллоидных частиц ОВ, т.е. из образований с повышенной сорбционной емкостью. Изучение характера распределения цинка и его корреляционных взаимоотношений с породообразующими компонентами и ОВ показало, что в породах кремнисто-углеродистых отложений цинк концентрируется в фосфатно-органической кремнистой ассоциации. В кремнисто-фосфатно-углеродистых отложениях цинк входит в группу микроэлементов, включающую Ni, V, P ($r = 0,96$), имеющих положительную корреляцию с $S_{орг}$.

Серебро. Кремнисто-углеродистые сланцы в целом характеризуются повышенным содержанием серебра – до 3 г/т (по данным 40 анализов). На участке Чиктон синклинали Пхенсан в единичных пробах были зафиксированы резко повышенные содержания серебра – до 200 г/т.

Связь серебра с высокоуглеродистым веществом отмечалась многими исследователями. Положительные корреляционные связи содержаний $S_{орг}$ и серебра в углеродистых породах отмечены Дж. Вайном. В работе [Brumsack, Law., 1982] коэффициент корреляции между этими компонентами в черных сланцах составляет +0,96. К наиболее ранним исследованиям химической связи серебра с углеродистым веществом относятся работы Гр. Ескенази [1973], показавшие возможность возникновения в углях прочных комплексных соединений этого металла с органическими лигандами. Наиболее полный ответ на вопрос о природе металлоорганических соединений серебра дала Г.П. Бондаренко с соавторами [1989], которые установили, что условия, благоприятные для осаждения больших количеств серебра с гуминовыми кислотами, могут реализоваться в морских бассейнах в диапазоне pH 6–8. Наиболее действенным фактором осаждения серебра из морской воды является коагуляция гуминовых кислот, зависящая не только от ионной силы раствора, но и от типа гумино-

вых кислот. Гуминовые кислоты планктонного происхождения более растворимы и стабильны во времени, чем терригенные. Форма фиксации серебра в осадках – трудно растворимые гуматы.

Благородные металлы. В последние годы было выявлено, что с углеродистыми отложениями могут быть связаны крупнейшие по запасам месторождения благородных металлов, в том числе золота и платиноидов. Обогащенные платиноидами углеродистые отложения выявлены на территории, сопредельной с Кореей – в южном Китае на стратиграфическом уровне, соответствующем описываемому металлоносному горизонту. Наиболее высокие содержания платиноидов, в 40–60 раз превышающие кларк, отмечаются в отложениях формации Ниутитанг (нижний кембрий), они приурочены к тонким (от 1 до 11 см) прослоям сульфидов (Ni-Mo руды) в фосфатных углеродистых сланцах [Fan Delian, 1983].

Отложения описываемого металлоносного горизонта были предварительно изучены на содержание золота и платиноидов спектральным методом с величиной навески от 25 до 50 гр. (табл. 11). Наиболее высокие значения как платиноидов, так и золота фиксируются в фосфатно-углеродисто-кремнистых отложениях. Максимальные значения для платины в 10 раз, а для золота в 45 раз превышают кларк. Характерно, что платина и золото коррелируют друг с другом, в то время как палладий отрицательно коррелирует с платиной. В целом платиноиды и золото приурочены к высокоуглеродистым (до 30% C_{орг}) и сульфидным фациям металлоносного горизонта, как правило, обогащенным V, Mo, Ni и др.

Таблица 11

Содержание платиноидов и золота в отложениях металлоносного горизонта, мг/т

Породы, местоположение	Pt	Pd	Au
Кремнистый фосфорит, с. Хыккери	48	–	180
То же	15	–	2,4
Высокоуглеродистые сланцы, с. Нынни	22	15	27
Кремнисто-фосфатные сланцы, с. Чайри	–	96	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Сера. Для большинства проанализированных высокоуглеродистых пород горизонта содержание серы составляет 5–10%, но в некоторых участках с большим количеством сульфидных конкреций достигает 10–15%. Очень тесная ассоциация сульфидов и углеродистого вещества свидетельствует о возможном продолжительном бактериальном восстановле-

нии сульфатов. Вполне вероятно, что поступающие из подстилающих толщ углеводороды выносились также и сульфат – содержащими рассолами. Тесная ассоциация сульфидов и органического вещества связана со специфическими условиями преобразования ОВ в осадке. В условиях аномально высокого его содержания создавались резко восстановительные условия среды, как в слое ила, так и в придонных водах. Известно, что при отрицательных значениях Eh активность сульфат-иона возрастает. Факт обогащения углеродистых сланцев серой общеизвестен. Наиболее высокие концентрации серы, например, отмечаются для шунгитсодержащих сланцах Заонежской серии – от десятых долей до 7,93% [Голубев и др., 1984]. Содержание серы в углеродистых сланцах Оскольской серии составляет от 1–5% до 15,4% [Созинов и др., 1988].

В осадках металлоносного горизонта отмечена положительная корреляция серы с рядом элементов – As, Mo, Cu, Ag, Pb, Zn, V.

Мышьяк. Среднее содержание мышьяка в металлоносном горизонте, по данным количественного анализа, составляет 0,015%, что в 80 раз превышает его кларк в земной коре. Повышенным содержанием мышьяка (до 1500 г/т) обладают высокоуглеродистые сланцы с большим количеством конкреций пирита, в которых его концентрация достигает 4000 г/т. В таких конкрециях отмечается арсенопирит с повышенным содержанием U, Mo, Co, а местами и Ag.

Барий. В целом по всему горизонту содержание бария повышенное. Особенно высокие его концентрации (до 3–5%) характерны для фосфатно-углеродистых алевролитах вблизи очагов вулканической деятельности, где развиты баритовые туфы. Минимальные содержания бария отмечаются в кремнистых сфероидах (80–220 г/т).

Литий. Среднее содержание лития в углеродистых сланцах составляет 13–40 г/т, точно такое же количество лития отмечается и в силицитах. Высокое содержание лития характерно для кремнисто-фосфатных алевролитов – от 10 до 235 г/т. Аномальные концентрации лития коррелируют с высокими содержаниями Ba в баритовых туфах. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что литий совместно с барием выносился в составе гидротерм.

Редкоземельные элементы. В углеродистых отложениях рудоносного горизонта содержания РЗЭ варьируют в весьма широких пределах в зависимости от условий их формирования и вещественного состава пород.

В отложениях горизонта в составе редкоземельных элементов в основном преобладают элементы цериевой группы. Величина отношения суммы легких РЗЭ к сумме тяжелых обычно больше единицы. Отношение церия к лантану колеблется от 1,06 до 2,2 (табл. 12).

Распределение лантаноидов во всех разновидностях терригенных отложений в точности соответствует данным Ю.А. Балашова [1973] для

Содержание РЗЭ в отложениях металлоносного горизонта, г/т

Породы, местоположение	Число проб	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Ce/La
Высокоуглеродистые сланцы, с. Синдери	6	42	75,67	7,0	1,6	1,05	2,67	0,42	1,8
Фосфатные алевролиты, с. Хыккери	4	52	104,25	11,10	1,21	1,6	3,10	0,51	2,0
Кремнисто-фосфатные сферониды, с. Чайри	3	59	62,3	3	0,34	0,27	1,07	0,24	1,06
Сульфидная конкреция, с. Синдери	1	20	45	3,4	0,81	0,63	1,2	0,20	2,2
Филлиты, венда с. Хыккери	3	47	82	7,2	0,41	0,63	1,2	0,16	1,74

платформенных глин. Это единообразие убедительно свидетельствует о гомогенизации терригенного материала, отражающего средний химический состав пород в обширных питающих провинциях. Кремнезем и сульфиды по отношению к редким землям выступают, в основном, как разбавители, хотя цериевый минимум в сульфидных конкрециях, возможно, не является случайностью. Специфическое распределение лантаноидов наблюдается лишь в фосфорите и тюрингитсодержащей породе.

В породах, наиболее обогащенных фосфатным веществом, отмечается обычно более высокое содержание суммы РЗЭ. Однако, в отличие от большинства месторождений фосфоритов, среднее содержание редких земель в породах металлоносного горизонта близко к Кларку.

Представляется весьма интересным сравнить распределение группового и индивидуального состава РЗЭ углеродистых и фосфатно-углеродистых отложений широкого фациального ряда – от мелководноморских фосфатных до высокоуглеродистых фаций. Практически все углеродистые отложения, обогащенные РЗЭ, обладают повышенной фосфатностью и, по-видимому, главным носителем РЗЭ в углеродистых осадочных толщах являются фосфаты.

Собственно углеродистые нефосфатные отложения (сапропелиты), как правило, обеднены РЗЭ по сравнению с вмещающими и ассоциирующими с ними терригенными породами. Это подтверждает выводы В.М. Гавшина с соавторами [1988] о терригенной природе РЗЭ в сапропелитах.

Распределение РЗЭ в углеродисто-кремнистых сланцах выявляет характерный тренд с резко пониженными по отношению к средним сланцам

значениями средних и части тяжелых лантаноидов (Sm-Er отрицательная аномалия). Это может быть связано с процессами перераспределения РЗЭ при диагенезе, так как фосфаты, присутствующие в этих толщах, обогащены именно этой группой РЗЭ.

Наиболее сильно обогащены средними и тяжелыми РЗЭ конкреционные фосфориты рифтогенных континентальных окраин (Срединный Тянь-Шань). Это отражает повышенную роль в их формировании аквагенного (глубоководного) источника тяжелых лантаноидов. По типу распределения РЗЭ они наиболее близки к морским биогенным фосфоритам.

По-видимому, аналогичными свойствами должны обладать фосфориты черносланцевых поясов рифтогенного обрамления юго-восточной Евразии, субсинхронные по времени формирования черным сланцам Срединного Тянь-Шаня (нижний кембрий). Действительно, по данным китайских геологов, конкреционные фосфориты из черносланцевых формаций обрамления Южно-Китайской платформы (провинция Юнань) обладают повышенным содержанием иттрия (200 г/т) и иттербия (62 г/т). Ванاديеносные фосфатные черные сланцы ($P_2O_5 - 5,6\%$) содержат до 100 г/т иттрия.

Поскольку накопление фосфатов этого типа, по-видимому, протекает по модели апвеллинга, можно предположить, что специфика состава РЗЭ в них связана с поступлением тяжелых лантаноидов с глубинными водами, обогащенными этими элементами. Отсутствие перемиыва фосфатов гемипелагических фаций также способствует относительной концентрации тяжелых лантаноидов, поскольку перемиыв фосфатов в условиях мелководья приводит к потере наиболее подвижных (тяжелых) РЗЭ. Пониженное содержание тяжелых лантаноидов в шельфовых фосфоритах (Каратау, Хубсугул и др.) может объясняться именно этим механизмом.

Наиболее близки к среднему составу РЗЭ в сланцах фосфатные породы металлоносного горизонта. Сходство в распределении РЗЭ в фосфатных кремнях, сапропелитах (углях) и углеродистых сланцах нижнего кембрия подтверждает близость фациальных условий их формирования и единый терригенный источник РЗЭ.

Таким образом, наличие двух основных тенденций в распределении РЗЭ в фосфатах углеродистых формаций (терригенной – в мелководных и аквагенной – в глубоководных) позволяет подойти к вопросу о возможности использования механизма распределения РЗЭ в фосфатах для целей палеорекопструкций.

Учитывая, что с определенными формационными и генетическими типами черных сланцев могут быть связаны различные типы полезных ископаемых (Au, Fe, Mn – для мелководных терригенных фаций; Mo, V, Ag, Ni и др. – для морских глубоководных фаций), спектры РЗЭ могут быть использованы как косвенный признак при прогнозной оценке конкретных черносланцевых толщ.

Глава 7

Условия формирования металлоносного горизонта

Приведенные выше данные по составу, строению разрезов, фаціальным изменениям, а также металлоносности отложений рассматриваемого горизонта позволяют сделать некоторые выводы об условиях его образования. Но прежде чем перейти к реконструкции этих условий, необходимо составить представление о физико-географической обстановке, господствовавшей в пределах Пхеннамского прогиба во время, предшествовавшее накоплению осадков. Породы горизонта на всей территории прогиба подстилаются глинистыми сланцами и филлитами венда. Накопление позднекембрийских осадков происходило в условиях мелководного регрессирующего бассейна. Большая часть территории прогиба в это время представляла собой пенепплен.

Между отложениями венда и нижнего кембрия устанавливается континентальный перерыв. Но вполне вероятно, что морской бассейн на ограниченной площади продолжал существовать в южной части прогиба вплоть до начала нижнекембрийской трансгрессии. Крупная морская трансгрессия, начавшаяся в верхней половине раннего кембрия, вначале залила южную часть прогиба. Наступление моря происходило с востока и, вероятно, с юго-востока. Отсюда, по мере погружения всей территории прогиба, шло расширение морского бассейна к периферийным участкам.

К моменту накопления осадков металлоносного горизонта на территории прогиба образовался обширный шельф крупного, возможно, заливообразного морского бассейна. Рельеф дна был неровный, на отдельных его участках существовали небольшие впадины и выступы, сформировались также и трещиноватые трюги. В целом, это был неглубокий, местами обмеленный шельф, общая площадь которого превышала 20 тыс. км². В эпоху накопления осадков суша представляла собой низменную равнину, с которой выносились в морской бассейн преимущественно химические продукты выветривания. Об этом свидетельствует наличие осадочных железных руд, накапливавшихся по северной периферии бассейна, а также характер осадков, в которых главную роль играют продукты химического осаждения при подчиненном значении терригенного материала, который представлен почти исключительно кварцем. Обращает на себя внимание отсутствие полевых шпатов, что также говорит о глубоком разложении материала в области сноса.

Береговая линия бассейна вырисовывается достаточно отчетливо по положению залежей осадочных железных руд, которые с внешней стороны оконтурены континентальными красноцветными алевритами и песчаниками. Одной из характерных особенностей кремнистых железо-фосфатных осадков является также то, что содержание в них обломочных частиц незначительно. По-видимому, накопление кремнисто-железистых осадков происходило, главным образом, хемогенным путем. Накопление кремнистых железо- и фосфорсодержащих осадков происходило вблизи береговой линии, в пределах хорошо аэрируемой полосы. Не исключена возможность их образования в отшнурованных бухтах типа лагун. Мелководно-прибрежные условия формирования железистых осадков доказываются также и тем, что в ряде случаев вместе с массивными и полосчатыми текстурами отмечаются и конглобрекчиевые текстуры железных руд. Очевидно, что образование железистых осадков происходило в изменчивых условиях. В некоторые моменты происходил перемыв ранее отложенных осадков в процессе кратковременных поднятий территории. Литолого-фациальная схема эпохи накопления осадков горизонта представлена на рис. 23.

Рельеф шельфа был неровный, на его отдельных участках существовали протяженные узкие желоба – трогги, в которых, вероятно, происходило интенсивное излияние гидротермальных растворов, содержащих микроэлементы, углеводороды и кремнезем, возможно, заимствованные из подстилающих отложений. Так, например, такой трог прослеживается в центральной части прогиба в субмеридиональном направлении от района Нынни на севере до г. Кымчхон на юге. Протяженность такого трога с перерывами составляет примерно 200 км, ширина – 3–5 км. Компоненты, поступающие в составе термальных вод, выполняли желоба трогов и поступали в донные осадки на всей акватории бассейна.

В зоне желобов трогов происходило накопление глинистых, органогенных и кремнистых илов с небольшой примесью фосфатов. В результате медленного осаждения взвеси, а также коагуляции коллоидов формировались микрослоистые и колломорфные структуры. Отложения металлоносного горизонта во внутренних частях трогов характеризуются рядом особенностей: а) большой мощностью – до 15, а местами до 20 и более метров; б) резко повышенными содержаниями органического углерода – до 35% и кремнезема – до 30–60% и пониженным содержанием фосфатов; в) полным отсутствием карбонатов; г) наличием большого количества конкреций сульфидов железа; д) наличием микрослоистых текстур. Все эти признаки, вероятно, могут служить доказательством относительно большой глубокости накопления осадков металлоносного горизонта.

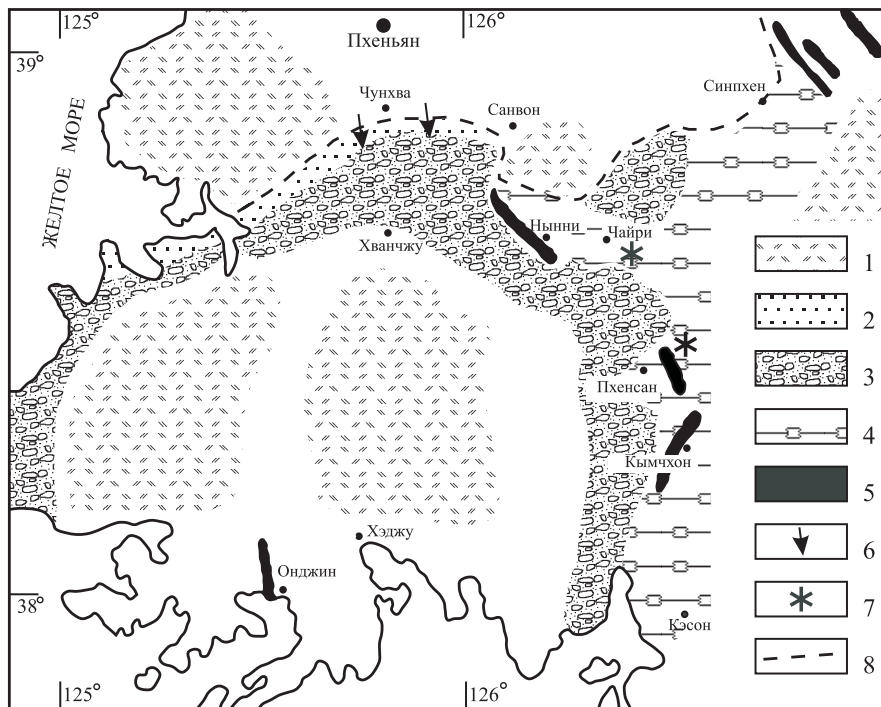


Рис. 23 Литолого-фациальная схема эпохи накопления осадков металлогенного горизонта

1 – области, в настоящее время уничтоженные эрозией; 2 – песчаные и алевритовые осадки прибрежного мелководья; 3 – кремнисто-фосфатная фациальная зона; 4 – алевритовые осадки со стяжениями сфероидов; 5 – высокоуглеродистые алевритовые и пелитовые илы в трогах; 6 – направление сноса обломочного материала; 7 – возможные места развития подводного синхронного вулканизма; 8 – северная береговая линия границ бассейна

В пределах площади бассейна можно выделить две разновозрастные фациальные зоны, сформированные до излияния спилитов и после. В первой зоне накапливались образования биогенной кремнисто-фосфатной фации, которая характеризуется небольшой мощностью (0,1–0,4 м). Она содержит большое количество кремнисто-фосфатных сфероидов, червеобразных и желваковых скоплений. В накоплении осадков большую роль играли биогенные процессы явно бактериального происхождения, привнос терригенных частиц играл резко подчиненную роль.

После излияния спилитов, когда изменился палеографический ландшафт бассейна, состав осадков также изменился. Осадки, слагающие горизонт, представлены в основном кварцевыми алевролитами, переслаивающимися с фосфатными алевролитами, аргиллитами, кремнистыми

сланцами и туфами. В результате поствулканической деятельности в трюгах в бассейн седиментации поступали углеводороды, микроэлементы, газы и кремнезем.

Реконструкция условий формирования отложений горизонта наталкивается на ряд проблем, связанных с типом минерализации. С одной стороны, взятые в целом рудопроявления горизонта обладают рядом литолого-геохимических признаков, характерных для сингенетических и диагенетических процессов. С другой – особенности оруденения какого-либо отдельно взятого участка, структурно-текстурные признаки и минералого-геохимические особенности руд свидетельствуют в пользу эпигенетического происхождения, обусловленного действием термальных растворов. По-видимому, генезис рудных образований сложный. Первичное обогащение отложений металлами происходило в ходе осадконакопления и диагенеза, в дальнейшем они были преобразованы процессами эпигенеза и метаморфизма с участием термальных вод. Образование рудоносных участков происходило, по крайней мере, в несколько этапов, совпадавших с послепалеозойской историей развития региона.

Как уже отмечалось, в начальный период становления бассейна в ряде мест происходило излияние спилитов и образование баритовых туфов. Наличие спилитов свидетельствует об аномальных геотермальных условиях в подстилающих бассейн отложениях венда и, как следствие, о возникновении термальных растворов. Логично предположить, что в этих условиях происходила экстракция жидких углеводородов из высокоуглеродистых толщ венда и рифея. Начался интенсивный процесс нефтегазогенерации с выносом нефти, газа, битумоидов и поступление их в донные осадки. Предполагаемая схема накопления и формирования осадков металлоносного горизонта в момент излияния спилитов представлена на рис. 24.

В подстилающих отложениях верхнего докембрия отмечаются горизонты углеродистых черных сланцев [Гавшин, Созинов, 1991], которые могли служить источником углеводородов. Углеводороды и коллоидные частицы кремнезема, обогащенные микроэлементами, поступали в желоба трюгов и распространялись по латерали бассейна, подобно тому, как это показано в работе [Hulbert et al., 1992].

Современные подобные образования отмечаются в ряде мест земного шара. Наличие пиробитумов и обогащение вмещающих пород органическим веществом предполагает присутствие в них гидрофобных углеводородов. Нефтяные флюидные включения были открыты в минералах гидротермальных жил и бугров в южном трюге бассейна Гуаямас в центральной части Калифорнийского залива [Peter et al., 1990]. Обогащенные метаном гидротермальные растворы обнаружены в Красном море, Мексиканском заливе, на Галапагосском хребте [Lilley et al., 1982] и в других районах Мирового океана.

Рис. 24

Как уже отмечалось, наиболее вероятным источником металлов в отложениях рассматриваемого горизонта являются подстилающие слои верхнего докембрия, в составе которых присутствуют горизонты черных сланцев. Так, например, в свите Мукчхон отмечается четыре горизонта высокоуглеродистых сланцев, которые широко используются местным населением в качестве низкосортного топлива ($C_{\text{орг}}$ – 14–16%). Эти отложения содержат повышенные количества (г/т): Mo – 78–150; V – 150–1800; Ni – 200–350; Co – 23–82; As – 63–220; U – 8,7–11,9.

В свите Кухен, непосредственно подстилающей породы металлоносного горизонта, присутствует толща черных сланцев мощностью до 90 м, содержащая повышенные количества U, Mo, ванадий, Ni, Ag, Zn, даже несмотря на то, что эти отложения метаморфизованы до кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев. Можно полагать, что в неизмененных осадках содержание $C_{\text{орг}}$ и малых элементов было гораздо выше, чем в сохранившихся породах. Содержание микроэлементов в породах этой свиты составляет в среднем (г/т): U – 11,7; Mo – 12; V – 200; Ni – 160; Cu – 56; Se – 22; Au – 0,018.

Металлоносные углеродистые отложения нижнекембрийского возраста содержат резко повышенные концентрации U, Mo, Ni, V, P, Ag и др. элементы. Их источниками, по-видимому, были также гидротермальные растворы. Поступление этих гидротерм в сочетании с наличием фосфатов в зоне апвеллинга способствовало бактериальной активности в осадках бассейна.

В базальной части разреза шло формирование кремнисто-фосфатных осадков, содержащих многочисленные сфероиды, которые буйно разрастались и формировали специфическую металлоносную микробиальную кремнисто-фосфатную фацию. В промежутках между сфероидами отмечается большое количество бактериальных образований в виде червеобразных и желваковых скоплений. Очевидно, что для такого большого количества размножавшейся биоты должна существовать достаточно мощная и сбалансированная пищевая цепь. Источником энергии для ее формирования были термальные растворы, содержащие углеводороды, газы и микроэлементы.

Изучение роли микробиологических процессов в формировании U, Mo, Ni, V, P, Ag минерализации раскрывает механизм формирования оруденения и объясняет многие особенности геологического строения бассейна. Углеводороды, нефти и битумы в микробиологических процессах являются энергетическим материалом в первой цепи формирования оруденения. В бассейне изобиловали растворимые соединения микроэлементов, органического вещества, фосфатов, водного геля кремнезема. Все они являлись важным источником питательных компонентов для биологической активности. В это время размножаются различные представите-

ли фауны илоедов или их видов, питающихся различными видами бактерий. Как полагает К. Болин [1972], бактерии, особенно хемогетеротрофы, получают энергию из органических соединений, не нуждаясь для этого в свете. Организм может быть аэробным или анаэробным независимо от того, какие источники углерода или энергии он использует. В данном случае все питательные компоненты и микроэлементы в биоте присутствовали в изобилии.

На стадии позднего диагенеза в результате процессов синерезиса связи металлов с фосфатами и органическим веществом частично нарушались и происходило перераспределение металлов. Особенно интенсивно этот процесс протекал на стадии начального метаморфизма, когда создавались благоприятные условия для формирования рудных концентраций промышленного значения.

Следующий крупный этап формирования бассейна по времени охватывает весь мезозой и совпадает с активизацией края Китайской платформы. В это время происходило значительное изменение условий залегания пород, их вещественного состава, структур и текстур руд. В мезозое в породах чехла началось формирование брахискладок, взбросов, надвигов, опрокинутых складок, произошло внедрение интрузий, даек щелочного и кислого состава и регенерация фундамента. С этим этапом связан основной процесс вторичных преобразований пород и руд, их дегидратация и перекристаллизация. В период интенсивных тектонических подвижек органическое вещество было карбонизировано и превращено в суперантрацит.

Особенности состава пород на начальной стадии метаморфизма, их минеральные ассоциации (хлорит–серицит–кварц) указывают на то, что в целом температурные условия были несколько ниже условий, при которых образуются фации зеленых сланцев. Метаморфизм пород совпадает с этапом активизации края Китайской платформы и связан, вероятно, с мощным тепловым потоком из глубин и воздействием термальных растворов, источником которых были, вероятно, воды, заключенные в самих породах и освобождаемые в процессе их уплотнения и метаморфизма. Нельзя, конечно, отрицать и возможность глубинного источника гидротерм.

Учитывая состав новообразованных минералов, минеральный парагенезис жил и прожилков альпийского типа, можно попытаться с известной долей вероятности реставрировать физико-химические особенности термальных вод.

Исключительно низкая карбонатность пород позволяет предполагать, что воды не содержали ионов HCO^{-3} , скорее всего, в них преобладали анионы Cl^{-} ; в составе катионов, по-видимому, преобладали Na^{+} и K^{+} . Растворы содержали в повышенных концентрациях H_2SiO_3 , H_2SO_4 , H_2S . Из ионов тяжелых металлов присутствовали Fe, Ni, Mo, Pb, Cu. Воды обла-

дали щелочной реакцией (перенос кремнезема, серицитизация глинистого вещества). Приведенные данные не позволяют считать, что перенос, например, урана мог осуществляться в окислительной обстановке в виде уранил-иона, воды, вероятно, обладали низким окислительно-восстановительным потенциалом. Незначительные концентрации ионов HCO_3^- не могли обеспечивать перенос урана в виде карбонатных комплексов. Наиболее вероятной формой переноса урана являлись хлоридные комплексы.

В очагах разгрузки, по зонам брекчирования, трещиноватости и рассланцевания, а также в ядерных частях антиклинальных складок высших порядков, в осевых частях которых отмечаются тектонические нарушения, в связи с резким изменением физико-химических условий рудные элементы выпадали из раствора в основном в виде сульфидов или оксидов. Перераспределение вещества происходило лишь в пределах литологических границ горизонта и не выходило во вмещающие породы. Это объясняется следующими причинами: подстилающие глинистые сланцы представляют собой водоупор, а перекрывающие известковистые алевролиты, известняки и доломиты – геохимический барьер.

Наконец последний этап развития прогиба охватывает промежуток времени от мезозоя до наших дней. В это время происходит затухание тектонических движений. В миоцене на территории прогиба шло формирование кор выветривания и создавались благоприятные условия для широкого развития гипергенных процессов. Происходило выщелачивание и перераспределение урана и других элементов в пределах зоны окисления сульфидов. Высокая трещиноватость пород была благоприятна для инфильтрации урана вдоль зон брекчирования, катаклаза и рассланцевания и переотложения его в виде регенерированных урановых черней ниже зоны окисления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Охарактеризованный металлоносный район Пхеннамского прогиба по своему стратиграфическому положению и литолого-геохимическим особенностям, отложений очень близок к нижнекембрийским бассейнам Китайской платформы и, вероятно, является частью общего супербассейна Евразийского континента. Высокие содержания рудных элементов, наряду с большими площадями развития металлоносного горизонта, свидетельствуют о весьма крупных масштабах накопления рудного вещества, сконцентрированного в относительно узком стратиграфическом интервале. Это позволяет рассматривать Евразийский континент как уникальную рудную провинцию, где развиты стратиформные месторождения редких и благородных металлов, связанные с углеродистыми отложениями.

Приводимый материал показывает, что на территории прогиба в нижнем кембрии сформировался обширный морской шельфовый бассейн. В условиях развивающейся трансгрессии с постоянным подтоком океанических вод в зоне апвеллинга происходило осаждение фосфатов. В начальный период становления бассейна произошло излияние спилитов. Наличие спилитов свидетельствует об аномальных геотермальных условиях в подстилающих бассейн отложениях верхнего докембрия. На отдельных участках бассейна существовали протяженные трещиноватые узкие желоба – трюги, в которых происходило излияние термальных растворов, содержащих углеводороды, кремнезем и микроэлементы, вероятно, извлекаемые из подстилающих отложений*.

Поступление и одновременно латеральное распространение в донные осадки металлоносных термальных растворов и органических веществ может объяснить широкое распространение стратиформных рудных образований. Разгрузка металлоносных гидротерм в сочетании с наличием фосфатов способствовало хемогетеротрофной бактериальной активности в отложениях бассейна.

На стадии позднего диагенеза в результате процессов синерезиса связи металлов с фосфатами, кремнеземом и органическим веществом частично

* *Примечание редактора.* Проблема источников вещества в процессах рудообразования является чрезвычайно сложной и дискуссионной. В данной работе она детально не анализируется и некоторые положения и генезис рудных компонентов в изучаемом объекте носят предположительный характер.

нарушались, и происходило перераспределение металлов. Особенно интенсивно процесс протекал на стадии начального метаморфизма, когда создавались благоприятные условия для формирования рудных концентраций промышленного значения.

Приведенный в работе материал свидетельствует о ступенчатом характере рудообразующего процесса. Первая ступень отвечает по времени седиментации и диагенезу осадков бассейна. Вторая – времени тектонической активизации в мезозое, когда создавались благоприятные условия для формирования рудообразующих гидротерм и разгрузки в структурных ловушках.

Закончить книгу автор хочет словами благодарности в адрес корейских коллег, кто помогал нашей работе в полевых и камеральных условиях. Большую помощь в работе над рукописью и в ее обсуждении оказывали в разное время Н.П. Ермолаев, О.В. Горбачев, В.М. Гавшин, В.Л. Масайтис, которым автор также выражает благодарность.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума РАН "Генетические особенности и условия формирования крупных и суперкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного освоения", Программы ОНЗ-2 и Минобрнауки РНП 2.1.1.1374 "Эндогенный и экзогенный рудогенез и его эволюция в истории Земли".

ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен М.Н.* Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.
- Анкинович С.Г., Анкинович Е.А.* Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане. В кн: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 354–374.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1973. 267 с.
- Беллами Л.* Инфракрасные спектры молекул. М.: Изд-во ин. лит-ры, 1957. 272 с.
- Блешинский С.В., Давлетов М.А., Осамбетов К.О. и др.* Прогнозирование и оценка комплексных руд в черных сланцах. Бишкек, 2001. 90 с.
- Болин К.* Круговорот углерода. Биосфера М.: Мир, 1972. С. 91–104.
- Бондаренко Г.П., Нечипоренко Г.О., Гулько Н.И. и др.* Роль гуминовых кислот (морских и континентальных) в миграции и накоплении серебра в черных сланцах (по экспериментальным данным) // Геохимия. 1989. № 2. С. 227–231.
- Виноградов А.П.* Распределение элементов по основным типам пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Волков И.И.* Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 3–22.
- Гавшин В.М., Лапухов А.С., Сараев С.В. и др.* Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения. Новосибирск: Наука, 1988. 194 с.
- Гавшин В.М., Созинов Н.А.* Геохимия черных сланцев верхнего докембрия и нижнего кембрия Пхеннамского прогиба. Новосибирск: Наука, 1991. С. 47–51.
- Галимов Э.М.* Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
- Галимов Э.М., Кодина Л.А.* Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. М.: Наука, 1982. 228 с.
- Геологическая карта Корейского полуострова и прилегающих территорий (объяснительная записка). СПб. 1994. 110 с.
- Геология Кореи. Под ред. В.Л. Масайтиса. М.: Недра, 1964. 265 с.
- Геология Кореи. Пхеньян: ГИН КНДР, 1993. 664 с.
- Гецева Р.В., Дерягин А.А., Созинов Н.А., Сидоренко Св.А.* Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев. М.: Наука, 1981. 120 с.
- Глебовская Е.А.* Применение инфракрасной спектроскопии в нефтяной геохимии. Л.: Недра, 1971. 140 с.
- Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П.* Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 192 с.
- Горюнова С.В., Ржанова Г.Н., Орлеанский В.К.* Синезеленые водоросли (биохимия, физиология, роль в практике). М.: Наука, 1969. 228 с.
- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А.* Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 172 с.
- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Флициян Е.С. и др.* Новые вещественные типы руд благородных и редких элементов. М.: Наука, 1992. 188 с.

- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Котина Р.П. и др.* Механизмы концентрирования благородных и редких элементов в терригенно-углеродистых отложениях. М.: Научный мир, 1999. 124 с.
- Ескенази Гр.* Экспериментальные исследования формы связи серебра в углях // Годник Софийского ун-та. 1973/74. Т. 66. № 1. С. 279–284.
- Ким Ен Хен, Ли Сок Рюр, Чон Сон Гиль.* Геохимия и металлоносность углеродистых пород свиты Чунхва и Мукчхон // Геол. наука. 1991. № 4. С. 14–18 (на корейском языке).
- Краускоф К.* Осадочные месторождения редких металлов. В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во ин. лит-ры, 1958. С. 18–23.
- Ли Сон Бом, Пак Гван Хун.* Исследования условий образования и особенности распределения ценных элементов самой нижней рудоносной толщи Чунхванской свиты в Пхеннамском прогибе // Геолог. Наука. 1990. № 4. С. 35–39 (на корейском языке).
- Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
- Ом Хе Ен, Ли Сон Бом, Хве Хак Гын.* Условия образования и особенности распределения ценных элементов нижнего рудоносного горизонта Чунхванской свиты в Пхеннамском прогибе. // Геол. наука. 1991. С. 41–48 (на корейском языке).
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 353 с.
- Твенхофел Ч.Х.* Учение об образовании осадков. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 430 с.
- Созинов Н.А.* О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 1. С. 78–92.
- Созинов Н.А.* Металлоносные черные сланцы Пхеннамского прогиба на Сино-Корейском щите // Геология и разведка. 1997. № 6. С. 74–83.
- Созинов Н.А., Чистякова Н.Н., Казанцев В.А.* Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1988. 152 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во ин. лит-ры, 1961. 280 с.
- Хан Тон Сик.* Общность литофаций верхов кукена и низов яндокской свиты // Вестн. АН КНДР. 1968а. № 2. С. 35–37 (на корейском языке).
- Хан Тон Сик.* Общность геохимических литофаций верхов кукенской и низов яндокской свит // Геология. 1968б. № 4. С. 16–19 (на корейском языке).
- Ченцов И.Г.* К вопросу о форме нахождения урана в фосфоритах // Атомэнергия. 1956. № 5. С. 12–17.
- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.
- Brumsack H., Lew M.* Inorganic geochemistry of Atlantic Ocean. Sediments with special Reference to cretaceous black shales. 1982. 686 p.
- Hulbert L.J., Gregoire D.C., Paktunc D., Carne R.C.* Sedimentary Nickel, Zinc and Platinum-group-element Mineralization in Devonian Black Shales at the Nick Property, Yukon, Canada, A New Deposit Type // Explor. Mining Geol. 1992. V. 1. P. 39–62.
- Fan Delian.* Polyelements in the Lower Cambrian black shale series in Southern China. The significance of trace elements in solving petrogenetic problems and Controversies. Athons. Theoprastus pub. Catiou S.-A. 1983. P. 447–474.
- Fan Delian.* The Lower Cambrian black shale series and the iridium anomaly of South China. Development in Geoscience. Contribution to 27th International Geol. Congr. 1984. Beijing. P. 17.
- Inouye K.* Geology and Mineral Resource of Korea // Bull. Jpn. Geol. Surv. Japan. 1907. V. 20. N 1. P. 5–9.

- Lilley M.D., De Angelis M.A., Gordon L.J.* CH₄, H₂, CO and N₂O in submarine hydrothermal vent waters // *Nature*. 1982. V. 300. P. 48–50.
- Peter J.M., Simoneit B.R.T., Kawka O.E., Scott S.D.* Liquid hydrocarbon-bearing inclusions in modern hydrothermal chimneys and mounds from the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California. Geological Survey of Canada, Current Activities. Forum 90. Abstracts. 1990. P. 30.
- Saito K.* The occurrence of Protolenus in Cambrian rocks of North Korea // *Japan J. Geol. Geogr.* 1933. V. 10. N 3–4. P. 9–10.
- Turekian K.K., Wedepole H.* Distribution of the elements in some major units of the earth // *Crust. Bull. Geol. Soc. of Amer.* 1961. V. 72. N 2. P. 175–190.
- Vine J.D., Tourtelot E.B.* Geochemistry of black shale deposits—summary report // *Econ. Geol.* 1970. V. 65. N 3. P. 253–272.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. Характеристика осадочных толщ, вмещающих металлоносный горизонт	7
Глава 2. Геолого-структурное положение металлоносного горизонта	14
Глава 3. Литологический состав металлоносного горизонта:	23
Глава 4. Строение разрезов и фациальные изменения отложений	40
Глава 5. Вторичные изменения пород	47
Глава 6. Геохимические особенности и металлоносность углеродистых отложений	53
Глава 7. Условия формирования металлоносного горизонта	71
Заключение	79
Литература	82

Научное издание

Никодим Алексеевич Созинов

**МЕТАЛЛОНОСНЫЕ
УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ПХЕННАМСКОГО ПРОГИБА
СИНО-КОРЕЙСКОГО ЩИТА**

Редактор *Г.Ю. Бутузова*

Макет *Ю. Грачева*

Подписано к печати 28.04.2008.
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м².
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 8,0 п.л.
Тираж 300 экз.
Тип. ВТИИ. Москва, зак. № .

ООО “Издательство ГЕОС”
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92.
E-mail: geos@ginras.ru
<http://www.geos-books.ru>