

Академия наук
СССР



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
И УРАНОНОСНОСТЬ
ФОРМАЦИЙ
ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Издательство ·Наука·



Академия наук СССР
Институт литосферы

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УРАНОНОСНОСТЬ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ



Издательство
"Наука"
Москва
1981

Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев.
М.: Наука, 1981.

В работе приведены результаты исследований докембрийских и фанерозойских формаций черных сланцев СССР и некоторых зарубежных стран. Охарактеризованы общие черты этих формаций, фациальный и литологический состав, палеогеографические условия их формирования и метаморфические изменения.

Рассмотрены вопросы ураноносности формаций черных сланцев. Показаны сходные условия накопления урана в бассейнах платформенного и геосинклинального типов и связь наиболее ценного уранового оруденения с термодинамометаморфизмом низких ступеней, а также с другими наложенными процессами.

А в т о р ы:

Р.В. Гецева, А.А. Дерягин, Н.А. Созинов, Св.А. Сидоренко

Ответственный редактор

Н.А. СОЗИНОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УРАНОНОСНОСТЬ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Утверждено к печати Институтом литосферы

Редактор *Н.И. Тарасова*. Редактор издательства *О.А. Харнас* -
Художественный редактор *Т.И. Алексеева*. Технический редактор *Н.М. Бурова*
Корректор *Г.Б. Шишкова*

ИБ № 21478

Подписано к печати 26.05.81. Т - 02777. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печл. 7,5+0,4 вкл. Уч.-издл. 9,5. Тираж 800 экз.
Тип. зак. 261 Цена 1 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Отложения, обогащенные органическим веществом, давно привлекали внимание исследователей как возможные нефтематеринские толщи. С совершенствованием методики спектрального анализа и успехами геохимии в первой половине нашего столетия была выявлена региональная многокомпонентная металлоносность толщ углеродистых (черных) сланцев различного геологического возраста. Способность органических илов аккумулировать в морских бассейнах повышенные количества ванадия, урана, молибдена, меди, никеля, золота, серебра, редких земель, фосфора и других элементов привела, в частности, к тому, что в черных сланцах только палеозойского возраста суммарные запасы ванадия, урана и молибдена исчисляются миллионами тонн.

Интерес к морским черным сланцам еще более повысился в конце 40-х годов, а к началу 60-х годов перерос в так называемую проблему ураноносности черных сланцев. К этому времени в связи с достижениями радиометрических и радиохимических методов анализа в ряде случаев была установлена повышенная ураноносность формаций черных сланцев и эмпирическая связь с ними стратиформных, а также жильных рудопроявлений и месторождений урана.

Среди многих аспектов проблемы ураноносности черных сланцев, обсуждаемых в литературе, особенно оживленно дискутируется вопрос о возможной роли их в образовании месторождений урана. Наиболее полно в этом направлении освещены взгляды на черные сланцы как на геохимический аккумулятор, способный в процессе осадконакопления и диагенетического преобразования концентрировать широкий круг редких и рассеянных элементов, в том числе и уран. Этому вопросу посвящены многочисленные работы, включая фундаментальные исследования К.Краускопфа, М.Н. Альтгаузена, Т.Н. Давыдовой, Ц.Д. Гольдштейн, В.Е. Мак-Келви, М.М. Адышева, К.Е. Калмурзаева, Е.А. и С.Г. Анкинович, Е.Ф. Ландиса, Д.П. Сердюченко, В.Е. Суансона, Т.Бейтса и др. В то же время всеми авторами по существу признается, что, несмотря на обогащение черных сланцев ураном, в 10-15 раз превышающим кларк, промышленных месторождений урановых руд в процессе накопления осадков практически не образуется.

В пределах многих металлогенических провинций подмечена эмпирическая связь стратиформных и жильных рудных месторождений с площадями распространения повышенно-ураноносных формаций чер-

ных сланцев. При этом формации черных сланцев рассматриваются как возможный источник рудных компонентов, мобилизованных под воздействием тепловых потоков из глубин при регенерации нижних частей земной коры. Основанием для такого рода утверждений является тесная пространственная сопряженность рудных месторождений (ванадия, молибдена, урана, меди, серебра, золота и других) с областями развития формаций черных сланцев, в которых перечисленные элементы находятся в резко повышенных концентрациях. Мобилизационная природа рудного вещества в этих месторождениях подтверждается расчетами баланса вещества и изотопными данными.

В настоящей работе рассматривается один из вопросов проблемы — условия формирования стратиформного уранового оруденения в формациях морских черных сланцев¹. Для этого анализу были подвергнуты пятнадцать ураноносных формаций черных сланцев.

При проведении анализа преследовалась цель осветить с возможной детальностью только те вопросы, которые могут оказать влияние на расшифровку условий формирования ураноносных отложений и выделить отличительные признаки наиболее перспективных формаций. Рассматриваемые формации не равноценны по своей изученности: по одним имеется большое число работ, с достаточной полнотой раскрывающих различные аспекты формирования и рудоносности описываемых формаций, по другим — лишь фрагментарные сведения. Тем не менее мы сочли возможным использовать в работе и эти последние, с тем, чтобы охарактеризовать степень распространения формаций, а также установить по возможности больший диапазон условий их формирования и рудообразования.

¹ К стратиформным относят месторождения, которые по условиям образования и положению подчинены напластованию вулканогенно-осадочных и осадочных слоистых толщ [107, 91 и др.].

Глава I

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

В последние годы установлено, что углеродистое (органическое) вещество ($C_{орг}$) широко распространено в отложениях всех возрастов, где оно обогащает толщи, пласты и пачки первично-глинистых, карбонатных, кремнистых и вулканогенных пород [103, 110]. Если учитывать факт захоронения органического вещества в осадочных геологических формациях морского генезиса, то теоретически оно должно обнаружиться во всех типах осадков. Действительно, наличие органического вещества в том или ином количестве в морских отложениях фиксируется повсеместно в различных типах пород. Однако более или менее значительные скопления его (до 1-2%) установлены не во всех отложениях. Еще меньшим распространением пользуются осадки, так называемые черные сланцы, с высоким содержанием органического вещества (высокоуглеродистые), слагающие специфические ассоциации, объединяемые в углеродистые формации. Это, по-видимому, объясняется тем, что углеродистые отложения формируются при весьма определенных геоструктурных, палеогеологических и геохимических условиях. Накопление высокоуглеродистых осадков, очевидно, обусловлено расцветом биомассы в эпоху их формирования, а также условиями захоронения и консервации в бассейне отмирающих органических остатков. Наиболее благоприятные условия для образования черных сланцев в истории Земли складывались относительно редко. Чаше процесс накопления органического вещества не достигал своего максимального развития, и в таких случаях формировались слабо углеродистые осадки: карбонатные, терригенные, кремнистые и глинистые.

Формации черных сланцев известны на всех материках и в образованиях всех возрастов. Они являются обязательной составной частью метаморфических комплексов докембрия и осадочных отложений фанерозоя. Общие суммарные запасы захороненного углеродистого вещества в них огромны. Впервые появившись в архее, эти своеобразные формации продолжают накапливаться до настоящего времени. По имеющимся данным интенсивное накопление углеродистого вещества началось с возникновения жизни на Земле, а следовательно, с появлением свободного кислорода в атмосфере и образованием гидросферы. Формации черных сланцев накапливались в различных геоструктурных зонах земной коры; они известны как отложения морских нормальносоленых вод области шельфа подводных окраин материков и внутриконтинентальных бассейнов нормальной и пониженной солености.

Углеродистое (органическое) вещество в докембрийских и фанерозойских комплексах встречается совместно с первично-терригенными, кремнистыми, карбонатными, вулканогенными и другими типами пород. В неметаморфизованных отложениях фанерозоя углеродистое органическое вещество представлено продуктами битуминозно-сапропелевого ряда, в углеродистых отложениях докембрия — метаморфизованными разностями: антраксолитом, шунгитом, графитом и др. Его биогенная природа надежно обосновывается комплексом литологических, геохимических, изотопных и электронно-микроскопических данных.

Отложения, обогащенные углеродистым веществом, образуют характерные ассоциации, возникающие в определенных историко-геологических условиях, и могут быть выделены в ранг формаций [96, 110], формирование которых протекало под совокупным влиянием геологических условий, среды и биологических экосистем, тесно связанных между собой в пространственном, временном и генетическом отношениях.

Огромный интервал времени, в течение которого неоднократно происходило формирование формаций черных сланцев, определяет необходимость их всестороннего исследования.

Принципиальное значение в формационном анализе осадочных образований имеет сопоставление однотипных, но разновозрастных формаций черных сланцев, так как такое сопоставление позволило получить данные об изменчивости отдельных свойств формаций и формационных типов в течение длительного времени и выявить черты их эволюционного изменения.

В связи с этим очевидно, что изучение фанерозойских формаций было бы неполным без сопоставления их с формациями докембрия. Точно так же все особенности докембрийских формаций черных сланцев могут быть выявлены лишь в сравнении друг с другом и с особенностями более молодых фанерозойских формаций.

Вместе с тем следует учитывать некоторую специфику геологических процессов в истории Земли. Как в тектоническом плане развития земной коры в докембрии существует определенное своеобразие [85], так и парагенетические ассоциации докембрийских отложений, вероятно, отличаются в какой-то мере от тех, которые известны нам в фанерозое. Поэтому можно предполагать, что и сами формации, и типы формаций протогеоосинклиналей и протоплатформ докембрия отличаются от формаций и типов формаций геосинклиналей и платформ фанерозоя. Поэтому, сопоставляя формации докембрия и фанерозоя, очевидно, более правильно говорить не о прямом соответствии, а о гомологии парагенезисов докембрийских метаморфизованных формаций и определенных формаций фанерозоя, как это полагал Н.С. Шатский [134].

ТИПЫ ФОРМАЦИЙ

В зависимости от преобладания тех или иных членов парагенезисов углеродистых пород выделяются четыре формационных типа черных сланцев: терригенно-глинисто-углеродистые, кремнисто-глинисто-углеродистые, карбонатно-глинисто-углеродистые и вулканогенно-кремнисто (карбонатно)-углеродистые. Очевидно, выделенные типы формаций черных сланцев являются как бы крайними членами в общем их ряду — между ними существуют и переходные разности.¹

Терригенно-глинисто-углеродистые формации черных сланцев

Среди неметаморфизованных отложений фанерозоя к этому типу формаций можно отнести осадки сегендыкского горизонта майкопской свиты палеогена Мангышлака, битуминозные аргиллиты волжского яруса баженовской свиты Западно-Сибирской плиты, диктионемовые сланцы ордовика Прибалтики, а среди докембрийских образований — графитовые сланцы протерозоя свиты Кейв Кольского полуострова, графитовые сланцы иенгурской серии архея Алдана и ряд других свит (рис. 1).

Комплекс пород этого формационного типа представлен переслаивающимися углеродистыми и высокоуглеродистыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами или их метаморфизованными эквивалентами. Характерными особенностями формации этого типа являются смешанный минеральный состав глинистого материала (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит), обилие углеродистого вещества, пигментирующего основную ткань породы (до 10–40%), наличие костных остатков нектона, присутствие желваков, стяжений и тонко рассеянных сульфидов железа. Как правило, осадки рассматриваемых формаций залегают на размытой поверхности подстилающих пород и являются отложениями мелководных бассейнов начальных циклов трансгрессий. Для бассейнов характерно накопление осадков в обстановке сероводородного заражения придонных вод.

Среди докембрийских формаций первично-терригенно-глинисто-углеродистые сланцы встречаются в составе свиты Кейв Кольского полуострова, представленной комплексом метаморфизованных осадочных пород, среди которых развиты преимущественно высокоглиноземистые (кианитовые) сланцы. Они входят в состав одноименной серии и распространены в центральной и восточной частях Кольского полуострова [17]. Отложения свиты залегают на эродированной поверхности верхнеархейского гнейсового комплекса с базальными конгломератами в основании и имеют, возможно, верхнеархейский или нижнепротерозойский возраст. Для глиноземистых слан-

¹ В настоящем разделе приведены формации, в большинстве своем не обладающие повышенной ураноносностью.

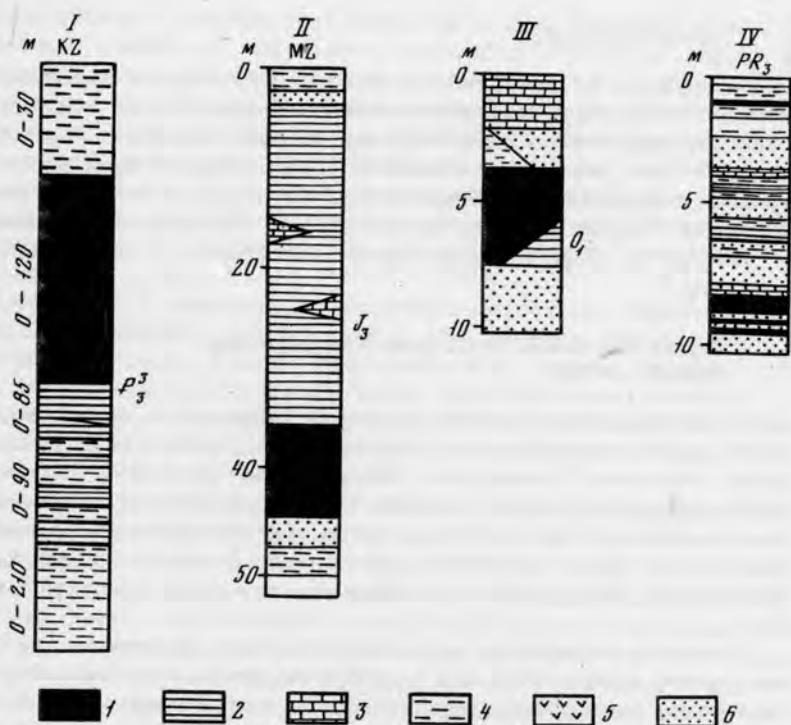


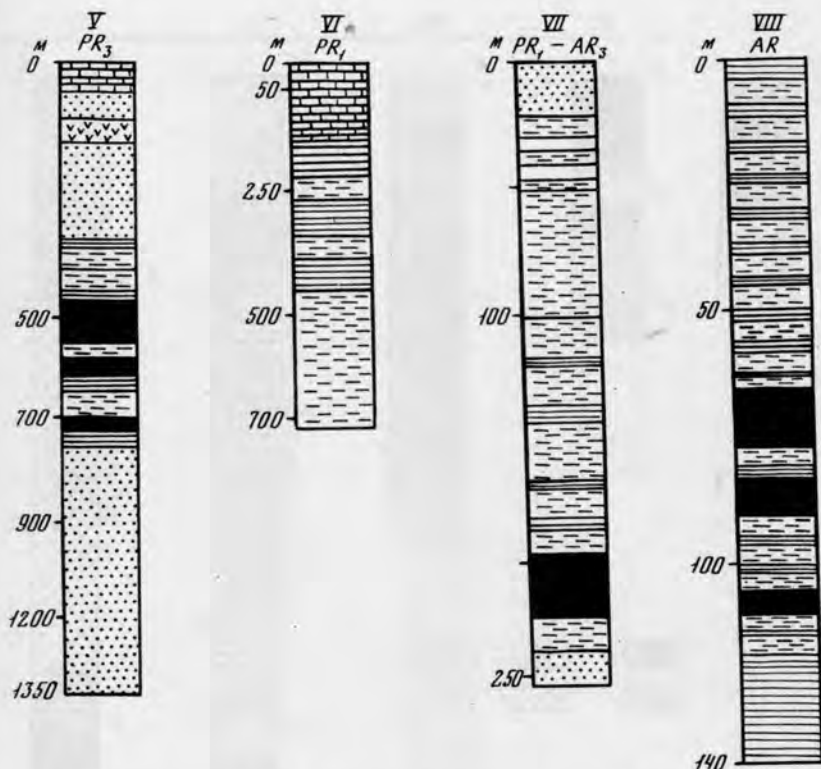
Рис. 1. Схема строения разреза терригенно-глинисто-углеродистых формаций

I – глины сегендыкского горизонта майкопской свиты Южного Мангышлака [132]; II – аргиллиты баженовской свиты Западно-Сибирской плиты [89]; III – диктионемовые сланцы Прибалтики [59]; IV – углеродистые сланцы Нансач области Уайт-Пайн [183]; V – углеродистые сланцы Сино-Корейского щита [34]; VI – графитовые сланцы Ярогинского грабена Алдана [18]; VII – часть свиты Кейв Кольского полуострова [17]; VIII – графиты и графитовые сланцы Украинского щита [101].

1 – высокоуглеродистые сланцы ($C_{орг} > 10\%$) – антракосолиты, шунгиты, графиты; 2 – углеродистые сланцы ($C_{орг}$ до 10%); 3 – карбонатные породы; 4 – глины, глинистые сланцы и их метаморфизованные эквиваленты; 5 – вулканиты; 6 – терригенные породы и их метаморфизованные эквиваленты

цев свиты Кейв характерны фациальная выдержанность по простиранию и ритмичная смена фаций по вертикали.

Существенной особенностью пород свиты Кейв, в первую очередь нижних ее пачек, сложенных ставролит-гранатовыми, слюдянно-гранатовыми, мусковит-хлоритовыми и кианитовыми сланцами, является обогатенность (до 2–3%) тонко рассеянным метаморфизованным углеродистым веществом.



Литолого-фациальный и петрохимический анализ пород свиты Кейв показал, что первичные осадки представляют собой продукты размыва каолиновой коры выветривания гранитоидов. Накопление их происходило в мелководном бассейне платформенного типа в условиях сероводородного заражения придонной его части.

Кремнисто-глинисто-углеродистые формации черных сланцев

Данные сланцы широко распространены в отложениях фанерозоя и докембрия всех континентов.

Примерами фанерозойских формаций этого типа могут служить углеродистые кремнистые сланцы формации Фосфория верхнепермского возраста, особенно ее миогеосинклинальные фации, а также сланцы Чаттануга миссисипского возраста (США), углеродистые сланцы Сино-Корейского щита нижнекембрийского возраста и ряд других.

Среди докембрийских формаций к указанному типу можно отнести нижнепротерозойские черные сланцы Алтае-Саянской области, протерозойские формации черных сланцев Дальнего Востока, протерозойские черные сланцы железорудной формации Анимики, развитые в районе Айрон-Ривер (США), графиты и графитовые сланцы архея

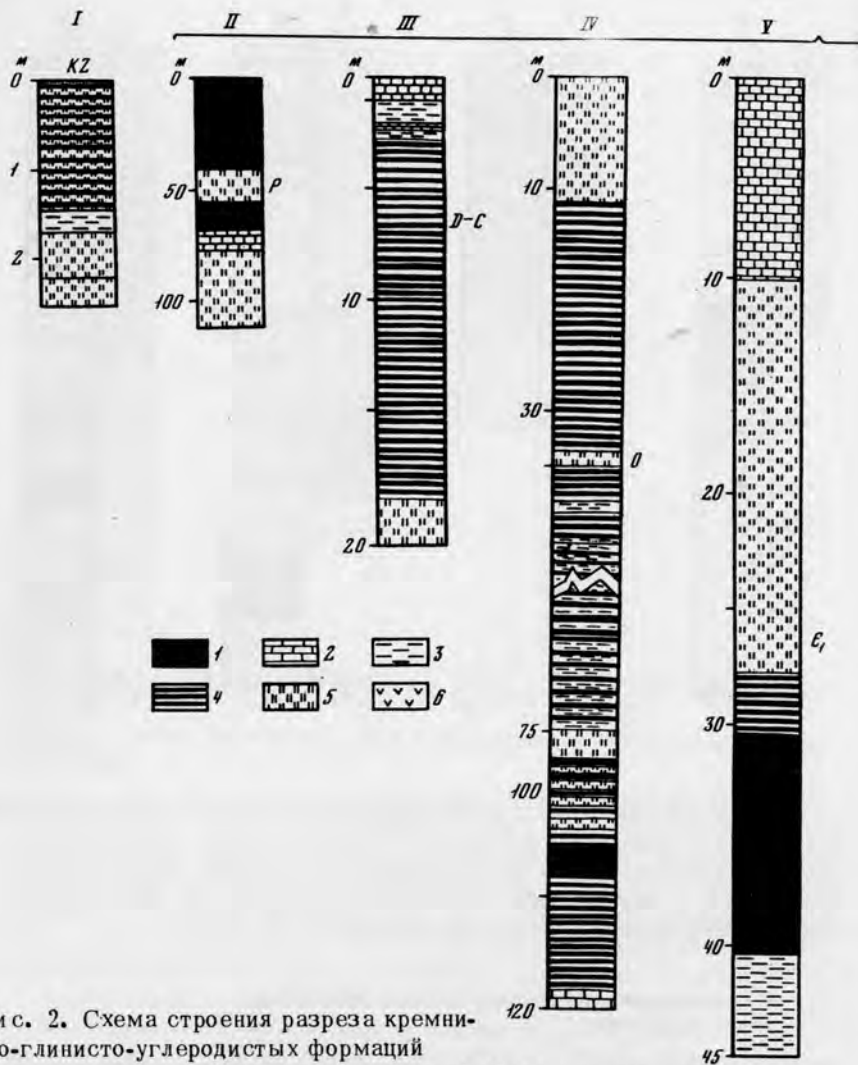
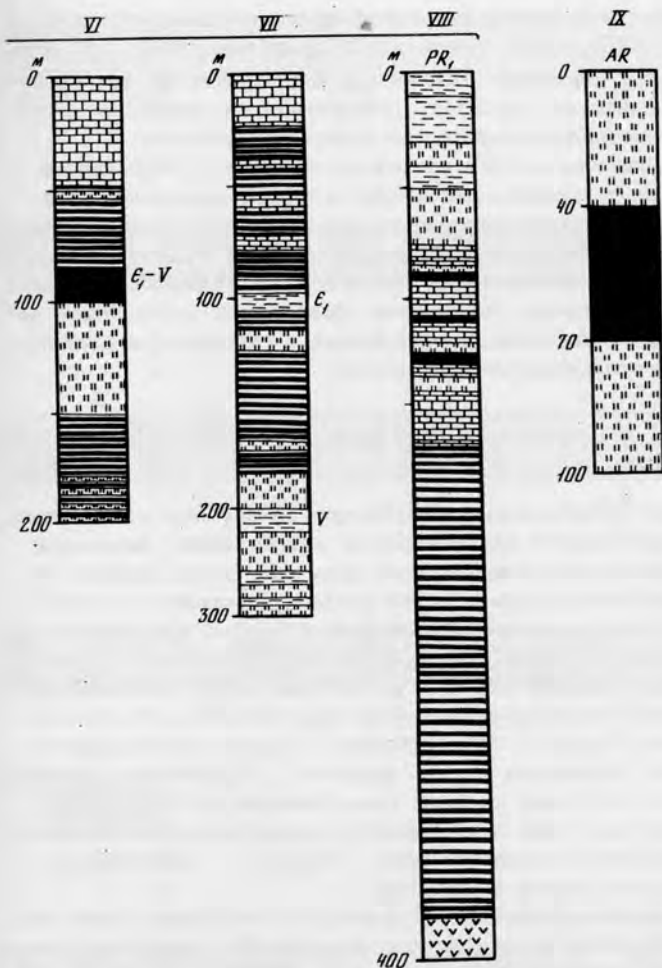


Рис. 2. Схема строения разреза кремнисто-глинисто-углеродистых формаций

I – кремнистые илы Охотского моря [52]; II – формация Фосфория [162]; III – сланцы Чаттануга [147]; IV – кремнисто-углеродистые сланцы по р. Северный Телек, Казахстан [64]; V – сланцы Сино-Корейского щита; VI – углеродисто-кремнистые сланцы свиты Шинсай, Северный Казахстан; VII – углеродистые сланцы Казахстана [128]; VIII – серия Анимики района Айрон-Ривер оз. Верхнее [154]; IX – графитовые сланцы серии Симанду Либерийского щита [79].

1 – высокоуглеродистые сланцы ($C_{орг} > 10\%$), антракосолиты, шунгиты, графиты; 2 – карбонатные породы – илы, известняки, доломиты, сидериты, мраморы; 3 – глины и глинистые сланцы; 4 – углеродистые сланцы ($C_{орг}$ до 10%); 5 – кремнистые и терригенные кварцевые породы; 6 – вулканиты



серии Симанду Либерийского щита, графитовые сланцы, залегающие среди кварцитов архея иенгрской серии Алдана (рис. 2).

Особенностью этого типа формаций является частое, нередко ритмичное чередование черных кремнистых и кремнисто-углеродистых сланцев при подчиненном значении углеродистых сланцев глинистого состава. Для большинства пород характерно наличие тонкослоистых текстур, высокое содержание $S_{орг}$ (до 50-70%) и небольшое количество терригенного материала. Всем породам свойственно высокое содержание кремнезема и низкое - карбонатов.

Из докембрийских формаций этого типа можно отметить нижнепротерозойскую кремнисто-глинисто-углеродистую формацию черных сланцев Алтае-Саянской области, изученную Л.В. Ждановой [51]. Углеродисто-кремнистые слюдистые сланцы этого региона чередуются с песчаниками и представляют собой алеврито-пелитовые

отложения с различной, но значительной примесью алевроитового материала кварц-биотитового состава. По представлениям Л.В. Ждановой [51], осадки формации накапливались в замкнутых впадинах в пределах пришельфового прогиба, развившегося в процессе активизации ранее консолидированного сиалического фундамента.

Наибольшее развитие осадки кремнисто-глинисто-углеродистой формации получили в позднем докембрии и нижнем палеозое. Они весьма широко распространены в пределах Азиатского континента и в виде пояса прослеживаются на многие сотни и тысячи километров по территории Казахстана, Средней Азии, Алтае-Саянской области, Дальнего Востока. Некоторые образования этого пояса накапливались в эвгеосинклинальных условиях и относятся к вулканогенно-кремнисто-углеродистым формациям.

Карбонатно-глинисто-углеродистые формации черных сланцев

Они представляют собой весьма устойчивую во времени ассоциацию. Этот тип формаций широко распространен в отложениях фанерозоя и докембрия. Карбонатно-углеродистые формации представлены парагенезисом карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей, сидеритов) и высокоуглеродистых глинисто-карбонатных сланцев с высоким (до 50-70%) содержанием углеродистого вещества. Глинисто-карбонатные высокоуглеродистые сланцы среди неметаморфизованных отложений фанерозоя известны под названием "нефтяные сланцы", "горючие сланцы", "купфершифер", а среди метаморфизованных отложений докембрия - как "шунгиты", "графитовые сланцы".

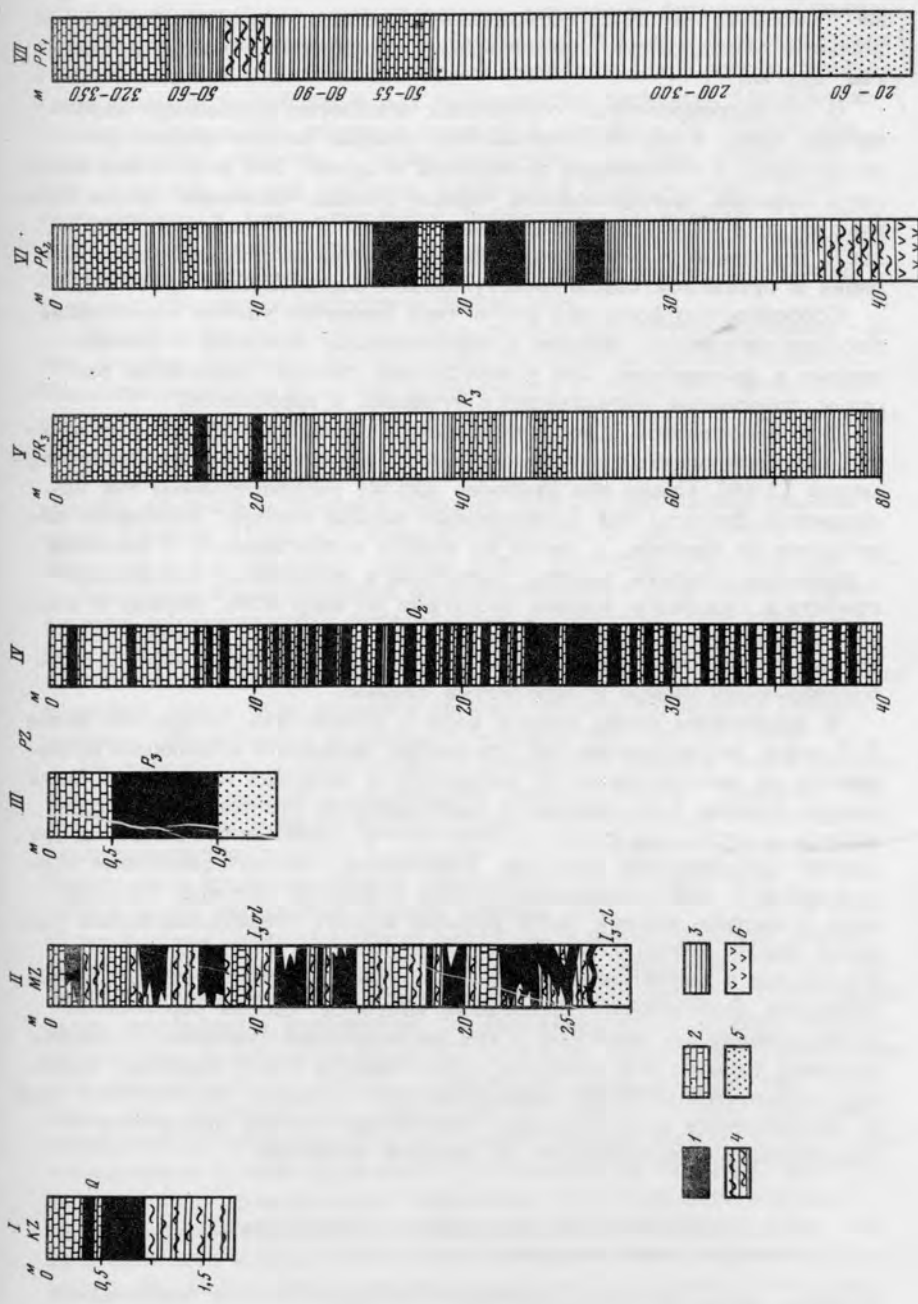
В современных условиях процесс формирования ассоциации углеродистого вещества, глин и карбонатов можно наблюдать в акваториях внутриконтинентальных морей - Черного и Балтийского - и на ряде подводных окраин материков.

Примерами неметаморфизованных формаций этого типа среди пород фанерозоя являются эоценовые горючие сланцы формации Грин-Ривер (США), верхнеюрские горючие сланцы Волжско-Печорского региона, а также, очевидно, верхнепермские медистые сланцы Поль-

Рис. 3. Схема строения разреза карбонатно-углеродистых формаций

I - колонка дна в северо-западной части Черного моря [112]; II - Общесыртовское месторождение горючих сланцев [137]; III - сланцы Мансфельда [155]; IV - кукерситы Прибалтики [12]; V - шарыкская свита Кокчетавского массива [109]; VI - шунгитовая толща Карелии (район оз. Сандар) [125]; VII - углеродисто-карбонатная подсвита верхней свиты K_3 криворожской серии [57].

1 - высокоуглеродистые ($C_{орг} > 10\%$) илы, горючие сланцы, шунгиты, графиты; 2 - карбонатные породы - илы, известняки, доломиты, мраморы; 3 - углеродистые сланцы ($C_{орг}$ до 10%); 4 - карбонатно-глинистые илы, глины, сланцы; 5 - терригенные породы; 6 - вулканы



I

KZ
0 0.5 1.5

II

MZ
0 10 20 25

III

PZ
0 0.5 0.9

IV

PZ
0 10 20 30 40

V

PK₃
0 20 40 60 80

VI

PK₃
0 10 20 30 40

VII

PK₃
20-60 200-300 50-55 60-90 50-60 320-350 20-350

- 1 [Solid black box]
- 2 [Brickwork pattern box]
- 3 [Horizontal lines pattern box]
- 4 [Wavy lines pattern box]
- 5 [Dotted pattern box]
- 6 [V-shaped lines pattern box]

ши (Силезия) и ГДР, отложения доманика верхнекарбонového возраста Предуралья, ордовикские кукерситы Эстонии и многие другие.

В метаморфизованных отложениях докембрия ассоциация карбонатных пород и высокоуглеродистых сланцев весьма широко распространена в отложениях протерозоя и архея. Это ятулийские шунгиты Карелии, протерозойские черные сланцы Финляндии (район Оутокумпу), протерозойские графитовые сланцы Тувы (нагорье Сангилен), архейские углеродистые сланцы федоровской свиты иенгрской серии и сутамской свиты желтулинской серии Алдана (рис. 3).

Особенностью формаций этого типа является частое чередование высокоуглеродистых сланцев с карбонатными породами — известняками и доломитами. Для углеродистых сланцев характерно высокое содержание органического углерода и карбонатов.

В юго-восточной и восточной частях Финляндии (район Оутокумпу) рассматриваемые отложения входят в карельскую сланцевую формацию [168]. Среди них наиболее широко распространены так называемые филлиты или аргиллитовые черные сланцы, состоящие наполовину из биотита, а также из кварца и плагиоклаза — андезина с примесью графита, пирита, пирротина и ильменита. Содержание графита и сульфидов железа достигает по весу 25%. Наряду с этими первоначально глинисто-карбонатными породами широким развитием пользуются амфиболовые (первично-известковистые) и карбонатно-амфиболовые углеродистые сланцы.

В древнейших слоях земной коры с абсолютным возрастом более 2,6 млрд. лет углеродистые отложения указанной ассоциации встречаются на многих шитах. В частности, в пределах Алданского шита черные сланцы в ассоциации с карбонатными отложениями встречаются в сутамской свите желтулинской серии. В сутамской свите широко представлены мраморы, кальцифиры, биотит-гранатовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы основного состава. Большую роль в составе нижней части разреза играют графитсодержащие разности пород, которые тесно ассоциируют с биотит-гранат-плагиоклазовыми и биотит-плагиоклазовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Особенностью отложений является частое чередование слоев, сложенных гнейсами и кристаллическими сланцами, с карбонатными слоями; все разности чередующихся пород содержат большое количество послойно распределенного графита. Карбонатные слои и чередующиеся с ними черные графитовые сланцы выдержаны по простиранию и по мощности на больших площадях.

Вулканогенно-кремнисто(карбонатно)-углеродистые формации черных сланцев

Сланцы данных формаций объединяют большую группу образований. Впервые они были выделены Н.С. Шатским [133] под названием "отдаленно-кремнистой" формации, тесно связанной с вулканогенными зеленокаменными свитами. В качестве примера этой форма-

ции Н.С. Шатский приводит кремнисто-сланцевую формацию Сакмарского поднятия, описанную Б.М. Келлером [58] и В.Н. Павлиновым [84]. Формация сложена сланцевыми породами — кремнисто-глинистыми, кремнисто-туфовыми или туффитовыми сланцами. Окраска пород темно-серая или черная и зависит в основном от содержания углеродистого вещества. Сланцы различного состава чередуются друг с другом. В них местами появляются пачки и толщи туфов, граувакковых и, реже, кварцевых песчаников. По мнению Н.С. Шатского [133], кремнисто-сланцевая формация фациально-связывается либо непосредственно с основными эффузивами, либо с основными лавами с прослоями сургучно-красных яшм.

Вулканогенно-кремнисто (карбонатно) — углеродистые формации черных сланцев наиболее широко распространены в нижнем палеозое. Нижнепалеозойские формации встречаются в Уральской складчатой области, в Центральной Азии, на Дальнем Востоке и в других районах СССР.

Среди докембрийских образований к формации этого типа можно отнести ятулийские шунгиты Карелии [55], углеродистые сланцы серии Киватин (Канада), нижнепротерозойские сланцы Русс Лабрадорского трюга (Канада), сланцы свиты Претория (Африка) (рис. 4).

Комплекс пород формаций рассматриваемого типа обычно представлен переслаиванием углеродистых кремнистых (или карбонатных) сланцев, яшм, известняков, доломитов, иногда грубых кластических пород с продуктами подводного вулканизма. Характерным для формаций этого типа является наличие многих горизонтов черных сланцев, обогащенных углеродистым веществом до 15–20%.

На территории Алтае-Саянской складчатой области формации черных сланцев известны в отложениях рифея и нижнего кембрия. Они представлены кремнисто-карбонатными, карбонатными и вулканогенными комплексами пород в широком стратиграфическом интервале. Различными исследователями установлено от четырех-пяти до десяти и более горизонтов черных сланцев [69, 118, 106]. В пределах Алтае-Саянской области рифейско-нижнекембрийское время выделяется как эпоха широко проявившегося накопления углеродистого вещества, в ряде случаев тесно ассоциирующего с промышленными скоплениями фосфоритов. Формирование углеродистых осадков происходило в эвгеосинклинальных условиях сложно построенной Алтае-Саянской геосинклинали в начальные этапы ее развития. При этом, как отмечает А.О. Смилкстын и другие [106], наиболее значительное по масштабам накопление черных сланцев и тесно ассоциирующих с ними форфоритов происходило на участках, характеризующихся сравнительно стабильным тектоническим режимом внутригеосинклинальных поднятий, преобладанием карбонатного типа накопления и относительно слабым проявлением эффузивной деятельности. По особенностям режима осадконакопления такие зоны в пределах сложно построенных геосинклиналей могут быть отнесены к парагеосинклиналям, в понимании М.В. Муратова [81].

Вместе с тем, как отмечают А.О. Смилкстын и другие [106], фосфатные и углеродистые осадки встречаются и в вулканогенно-

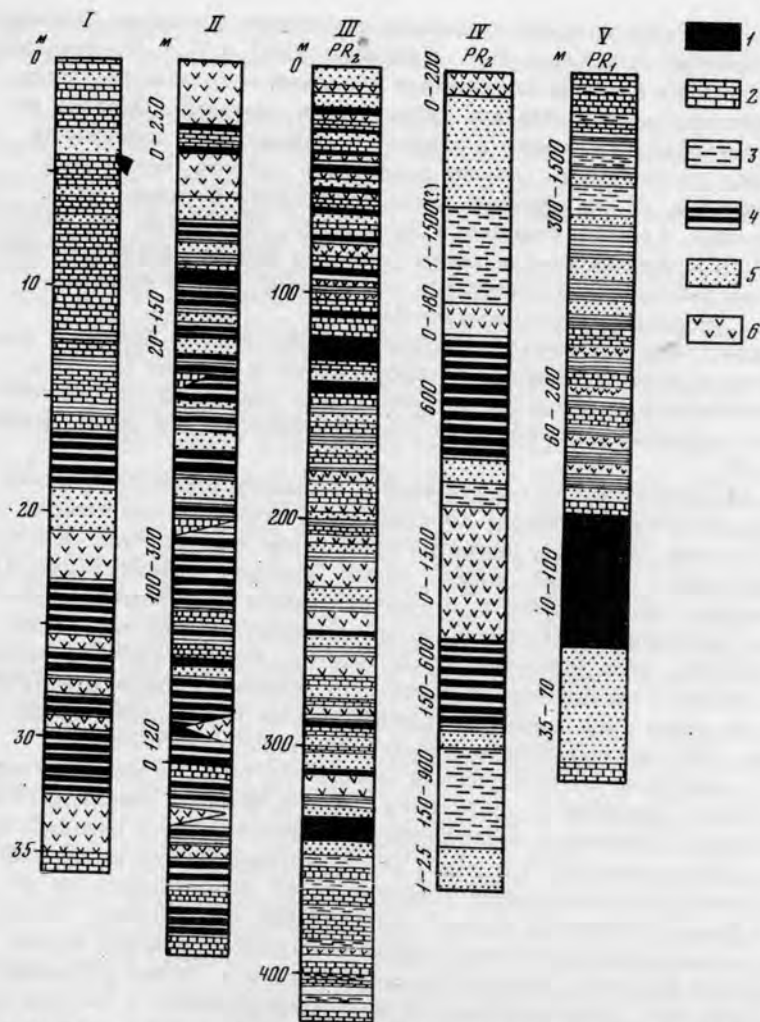


Рис. 4. Схема строения разреза вулканогенно-кремнисто(карбонатно)-углеродистых формаций

I – часть вулканогенно-углеродистой формации Кузнецкого Алатау [80]; II – тамалыкская свита Кузнецкого Алатау [88]; III – шунгиты Карелии [32]; IV – свита Претория [45]; V – разрез пород Лабрадорского трога (район Бернт-Крик) [152]

1 – высокоуглеродистые ($C_{орг} > 10\%$) сланцы, антракослиты, шунгиты, графиты; 2 – карбонатные породы – илы, известняки, доломиты, сидериты, мраморы; 3 – глины и глинистые сланцы; 4 – углеродистые сланцы ($C_{орг}$ до 10%); 5 – кремнистые и терригенные кварцевые породы; 6 – вулканыты

кремнистых комплексах, формирование которых происходило в типичных эвгеосинклинальных условиях в пределах офиолитовых эвгеосинклиналией.

Таким образом, в соответствии с существующей разницей геотектонической позиции формации черных сланцев, формирующиеся в эвгеосинклинальных условиях, оказываются полиформационными и связанными с существенно разнотипными литологическими комплексами, в которых могут быть выделены все перечисленные выше типы формаций черных сланцев.

В древнейших осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях углеродистые отложения встречаются, например, в серии Киватин в Канаде и в США.

В Канаде они известны в пределах Канадского щита - в провинциях Квебек и Онтарио, где хорошо изучены в районах железорудных месторождений Мичипикотен и Бетчавана к северо-востоку и востоку от оз. Верхнее и Рейни-Лейн и Метевин - к северо-западу и северу от него [149, 151].

Киватинские отложения раннего докембрия представлены ассоциацией вулканогенных и осадочных пород, метаморфизм которых проявлен относительно слабо или не проявлен совсем, так что признаки первичной природы горных пород наблюдаются в большинстве случаев совершенно отчетливо, а нередко удается установить тонкие особенности осадконакопления.

Для этого комплекса отложений типичны конгломераты, граувакки, аркозы, графитовые сланцы, аргиллиты, глинистые сланцы, филлиты, кварциты как обломочные, так и хемогенные, железистые кварциты и джеспилиты, известняки, доломиты, сидериты, а также лавы и туфы липаритового, дацитового и базальтового состава, с которыми тесно ассоциируют углеродистые отложения. По мнению многих исследователей, вулканогенно-осадочные формации формировались на самых ранних этапах геологического развития земной коры [78, 124, 184]. По мнению А.И. Тугаринова и Г.В. Войткевича [121], возраст пород серии Киватин определяется 2500-2650 млн. лет.

По данным Джеймса [153], накопление илесто-кремнистых осадков, карбонатов, пирита, магнетита и углеродистого материала происходило в восстановительных условиях.

Гудвин [149] в рудах района Елен выделяет две фации: вулканогенную и осадочную. Вулканогенная фация состоит из переслаивания и чередования кремнистых слоев со слоями, сложенными закисными минералами железа: пиритом, сидеритом, магнетитом. В ней всегда много углеродистого вещества (графита), который встречается в сульфидсодержащих роговиках, имеющих мощность до 100 м и вытянутых по простиранию на несколько сотен метров. Переход между слоями постепенный. В осадочной фации гораздо меньше углеродистого материала и пирита.

В США (штат Миннесота, район оз. Вермилльон) сложнодислоцированные и метаморфизованные породы серии Киватин развиты на значительной площади к западу от оз. Верхнего. Они разделены на

две свиты: нижнюю - Эли и верхнюю - Соудан, к последней и приурочены основные скопления углеродистых отложений. Свита Эли представляет собой мощную толщу метаморфизованных эффузивов, туфов и железистых кварцитов. Подчиненное значение имеют углеродистые черные кремнистые сланцы и мраморы. На эффузивах залегают черные брекчированные кремнистые породы, железистые кварциты, амфиболовые и кремнистые сланцы. Железистые кварциты по простиранию переходят в графит-пиритовые сланцы, а повышенные количества углерода и пирита отмечаются во всех породах формации. Черные графит-пиритовые породы содержат до 20-24% органического углерода, а в шариках пирита найдена микроструктура органического происхождения.

Клауд и другие [146] относят отложения свиты Соудан, вмещающие слои углеродистых отложений, к одним из древнейших углеродистых отложений Земли с абсолютным возрастом не менее 3 млрд. лет. Отдельные слои и линзы в этой свите настолько обогащены углеродистым веществом, что приближаются к графитизированным углям. Химические, спектрофотометрические и рентгенофлуоресцентные исследования свидетельствуют о возможном органическом происхождении углерода. Под электронным микроскопом обнаружен керогеноподобный материал, который можно интерпретировать либо как остатки ткани, либо как кристаллические образования.

Несмотря на достаточно тесную связь углеродистых фаций с вулканогенными, детальный анализ эпох накопления углеродистого вещества показывает, что наиболее тесная ассоциация его отмечается не с вулканогенными фациями, а с терригенными, кремнистыми и глинистыми. В эпохи накопления вулканогенного материала, т.е. в периоды максимальной тектонической активности, накопление углеродистого материала сокращалось или вовсе прекращалось.

Выше были рассмотрены различные типы углеродистых формаций черных сланцев и условия их формирования в докембрии и фанерозое. Анализ этих материалов позволяет сделать следующие выводы.

В докембрии, как и в фанерозое, происходило весьма интенсивное накопление и формирование высокоуглеродистых формаций черных сланцев. Условия для этого в общем ходе направленного развития земной коры возникали неоднократно. Эти специфические формации характеризуются как определенными пространственными связями с геологическими структурами, так и некоторыми фаціальными особенностями и особенностями состава и строения. Сравнение формаций черных сланцев докембрия и фанерозоя позволяет говорить о чертах эволюционной направленности процессов их формирования. Одно из основных различий между докембрийскими и фанерозойскими формациями черных сланцев сводится к существенно меньшим масштабам их развития в фанерозое. В целом объем формаций как геологических тел неуклонно уменьшается от докембрия к фанерозою. В раннем докембрии их мощность достигает нескольких сотен и даже тысяч метров, а в позднем докембрии и фанерозое она составляет десятки и даже несколько метров, и лишь формации, накапливавшиеся в эвгеосинклинальных условиях, характеризуются большими мощностями.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ФОРМАЦИЙ

В последние годы большой интерес к формациям черных сланцев проявляется в связи с изучением рудных месторождений. Этот интерес обусловлен весьма своеобразными геохимическими свойствами этих формаций, обычно содержащих в повышенных концентрациях комплекс таких элементов, как фосфор, марганец, ванадий, серебро, золото, молибден, редкие земли, стронций и ряд других. В этом отношении формации черных сланцев могут рассматриваться в качестве уникальных геохимических аккумуляторов указанных элементов.

Вопросам металлоносности черных сланцев посвящена обширная литература, в которой приводятся данные о распределении элементов в углеродистых отложениях, об их связи с месторождениями фосфора, полиметаллов, меди, золота, ванадия, марганца [4, 6, 26, 37, 40, 68, 77, 102, 108, 128, 180, 182 и др.].

Если исходить из факта биогенного происхождения метаморфизованного углеродистого вещества, то это должно предопределять и металлоносные свойства образующихся соединений, связанные главным образом с жизнедеятельностью морских организмов. В процессе жизнедеятельности и после захоронения органическое вещество способно усваивать из морских вод ряд малых и рассеянных элементов. Изучение накопления элементов современными живыми организмами показывает, что в ряде случаев концентрируются вполне ощутимые количества ванадия, молибдена, фосфора, никеля, меди, цинка, серебра, золота, урана и других. Данные о способности некоторых элементов входить в состав водных организмов хорошо известны и не требуют специального обсуждения [27, 77]. В то же время сравнительное изучение состава и содержания малых элементов в высокоуглеродистых отложениях докембрия и фанерозоя помогает выявить эволюционную направленность изменения состава ископаемого органического вещества в течение геологической истории Земли.

Для изучения этого вопроса были использованы как литературные данные, так и материалы авторов по распределению малых элементов в углеродистых ($C_{орг} > 10\%$) формациях черных сланцев широкого возрастного интервала - от современных осадков до архейских с абсолютным возрастом более 2,6-3,0 млрд. лет (рис. 5). Как видно из приводимых данных, такие элементы, как никель, кобальт, хром, молибден, медь, серебро, цинк, ванадий, свинец, уран, фосфор, стронций, содержатся в повышенных концентрациях. Уровень концентрации их варьирует в весьма широких пределах и зависит от условий формирования, вещественного состава и степени вторичных изменений отложений. Зависимости изменения содержания элементов от геологического возраста и геотектонического положения формаций не устанавливаются. В неметаморфизованных формациях фанерозоя содержание отдельных элементов (ванадий, уран, серебро, молибден и ряд других) обнаруживает количественную взаимосвязь с органическим веществом.

Характер диаграммы свидетельствует о постоянстве спектра элементов, находящихся в повышенных концентрациях, вне зависимости

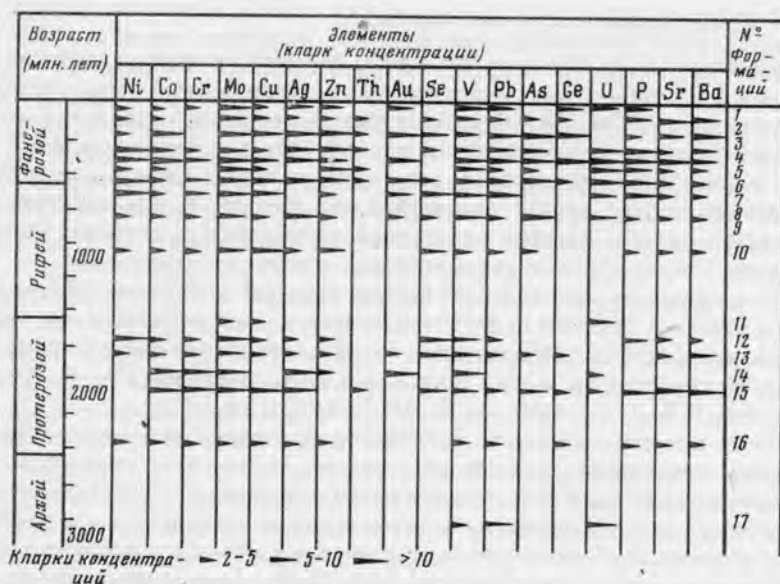


Рис. 5. Схема распределения малых элементов в углеродистых формациях докембрия и фанерозоя

1 — современные осадки, обогащенные S_{org} [11]; 2 — формация Грин-Ривер [182, 144]; 3 — углеродистые отложения купфершифер (ФРГ и ГДР) [26]; 4 — углеродистые сланцы формации Фосфория [182]; 5 — углеродистые сланцы формации Чаттануга [182]; 6 — колым Швеции [140]; 7 — углеродистые сланцы Сино-Корейского щита; 8 — углеродистые сланцы Центральной Азии; 9 — углеродистые сланцы Алтае-Саянской области [51]; 10 — углеродистые сланцы Нансач [182]; 11 — углеродистые сланцы серии Винхья (Индия) [166]; 12 — углеродистые сланцы нагорья Сангилен (Тува) [23]; 13 — сланцы Оутокумпу (Финляндия) [168]; 14 — антрацитовые угли района Айрон-Ривер [181]; 15 — углеродистые сланцы тимской свиты, район КМА; 16 — графитовые сланцы ольхонской серии Прибайкалья [83]; 17 — углеродистые сланцы серии Соудан (Канада) [146]

от возраста формаций. В формациях черных сланцев докембрия и фанерозоя, как правило, отмечается один и тот же набор элементов. Все элементы, характерные для фанерозойских формаций, типичны и для докембрийских, и даже для раннедокембрийских формаций с абсолютным возрастом более 2,6-3,0 млрд. лет. Абсолютные содержания элементов могут значительно варьировать в зависимости от условий накопления и последующих вторичных преобразований формаций, тем не менее характерный состав элементов остается постоянным. Эти данные подтверждают мысль В.И. Вернадского [27] о постоянстве химического состава живых организмов в течение геологической истории Земли.

Вместе с тем в отдельных районах встречаются конкретные формации, в которых отмечаются и весьма значительные отклонения от такой закономерности.

Заметное влияние на изменение состава и содержания элементов в черных сланцах оказывают факторы, определяющие вторичные изменения и метаморфизм органического вещества. Концентрации свинца, мышьяка, германия, урана, фосфора, стронция, бария, цинка, молибдена для метаморфизованных докембрийских формаций оказывается значительно ниже, чем у неметаморфизованных формаций фанерозоя. Более того, для формаций, прошедших амфиболитовую и гранулитовую фации метаморфизма, отмечаются минимальные концентрации указанных элементов. Заметное повышение содержания элементов наблюдается в черных сланцах, прошедших зеленосланцевую фацию метаморфизма, максимальное содержание их - в неметаморфизованных формациях фанерозоя. Эти данные могут, очевидно, свидетельствовать о том, что в процессе вторичного преобразования осадков элементы отделяются от органической составляющей. Метаморфизм приводит к разрушению металлоорганических соединений и сорбционных связей при трансформации органического вещества.

Другие элементы (никель, кобальт, хром, медь, серебро, торий, ванадий) оказываются более консервативными по отношению к метаморфическим преобразованиям осадков. Впервые появившись в углеродистых отложениях архея на рубеже 3-3,2 млрд. лет в повышенных концентрациях, эти элементы прослеживаются по вертикали стратиграфической колонки до современных осадков обычно без заметного снижения или увеличения своего содержания. Однако в конкретных формациях некоторых районов такая закономерность нарушается. Анализ поведения элементов позволяет проследить особенности их распределения.

Ванадий. Широко известно, что ванадий концентрируется преимущественно в черных сланцах [4, 77, 128]. В древнейших слоях земной коры (возраст выше 1,6-2,6 млрд. лет), обогащенных углеродистым веществом, очень часто отмечаются повышенные концентрации этого элемента. Таковы, например, формации углеродистых сланцев в архейских отложениях Центрального Прибайкалья [83], черные сланцы свиты Соудан (США) [146], графитовые сланцы архея Северной Манитобы и Саскачевана (Канадский щит) [172], углеродистые сланцы толщи Ривертон (район Айран-Ривер, США), черные сланцы протерозоя района Оутокумпу [168, 160], ятулийские шунгиты Карелии. Обогащены ванадием также многочисленные верхнедокембрийские и нижнепалеозойские формации черных сланцев Алтае-Саянской области, Кузнецкого Алатау, Казахстана, Киргизии, Узбекистана и ряда других районов [1, 3, 128].

Содержание ванадия в формациях черных сланцев колеблется в весьма широких пределах от 100 до $n \cdot 1000$ г/т и более. Максимальные концентрации ванадия отмечаются в кремнисто-глинисто-углеродистых и вулканогенно-кремнисто (карбонатно)-углеродистых формациях. При этом отмечается, что содержание ванадия прямо за-

висит от содержания органического вещества или его метаморфизованных производных. Как правило, максимальное содержание ванадия совпадает с областями максимального накопления органического вещества. Коэффициенты корреляции между ванадием и $C_{орг}$ обычно составляют 0,7–0,9, что, безусловно, свидетельствует о статистической связи между ними [108]. Это обусловлено, очевидно, тем, что ванадий обладает способностью образовывать малоподвижные комплексные соединения с органическим веществом и выпадает в осадок.

Молибден относится к микроэлементам, важность которых в биологических процессах считается неоспоримой. В современных морских осадках, обогащенных органическим веществом, концентрация молибдена достигает 100–130 г/т. Так, например, в черноморских осадках сапропелевые илы обогащены молибденом до 115–131 г/т [31], а в аналогичных осадках Балтийского моря содержание молибдена составляет 80 г/т [159].

В ископаемых осадках значительные концентрации молибдена (до 150–140 г/т и более) отмечаются во многих формациях черных сланцев. Например, в углеродистых карбонатсодержащих пермских сланцах купфершифер и купфермергель содержание молибдена достигает 200–500 г/т [26]. Наиболее высокие содержания молибдена отмечаются в кремнисто-глинисто-углеродистых и вулканогенно-глинисто-углеродистых формациях позднедокембрийского и раннепалеозойского возраста. В докембрийских глубокометаморфизованных черных сланцах отмечается некоторое снижение содержания молибдена – до 10–100 г/т [83, 131, 168, 160, 181]. Вполне вероятно, что относительно пониженное содержание молибдена в докембрийских кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формациях черных сланцев обусловлено более высокой степенью их метаморфизма и характеризует не первичные сингенетические его накопления, а вторичные, т.е., вероятно, молибден из этих формаций был частично вынесен.

Молибден в пределах каждой конкретной формации распределен весьма неравномерно, что можно, по-видимому, объяснить тем, что он входит в сульфиды, рассеянные в черных сланцах.

Золото. Формации черных сланцев иногда бывают обогащены золотом [131, 168, 160]. По данным Е.Пелтола [168] и В.Мармо [160], содержание золота в докембрийских черных сланцах Финляндии составляет 0,1–0,9 г/т. Наибольшие содержания его отмечаются в кремнисто-углеродистых и вулканогенно-кремнисто-углеродистых формациях. Максимальные концентрации золота в них встречаются или в стержнях сульфидов, или в конкрециях, но также обогащенных сульфидами железа.

Повышенное содержание золота в кремнисто-углеродистых сланцах позволяет рассматривать их как возможный источник золота при формировании жильных месторождений. Действительно, тесная ассоциация золотого оруденения с черными сланцами характерна для многих докембрийских и фанерозойских золотоносных районов, таких, как Бодайбинский, Центральный Казахстан, Енисейский кряж, Алтае-

Саянская область, Дальний Восток, Средняя Азия, Калифорния и другие. При этом отмечается, что наиболее богатые руды золота приурочены к участкам максимального содержания углеродистого вещества.

Медь. В настоящее время установлено, что медь является биогенным элементом в организмах животных. В современных отложениях повышенные концентрации меди отмечаются в сапропелевых илах озер и морей, что свидетельствует о большой роли организмов в накоплении меди и об интенсивном вовлечении этого элемента в биогенную миграцию. По данным И.Ф. Грибовской и других [38], содержание меди в сухом веществе донных осадков 65 внутренних водоемов различных районов в среднем колеблется от 22,7 до 34,5 мг/кг с пределами колебаний от 1,6 до 170 мг/кг. В ископаемых осадках, обогащенных органическим веществом, — черных сланцах — медь накапливается в некоторых разновидностях карбонатно-глинисто-углеродистых и терригенно-глинисто-углеродистых формаций. Примером неметаморфизованных формаций фанерозоя, содержащих аномально-высокие концентрации меди ($n \cdot 1000$ г/т и более), являются медистые сланцы мансфельда верхней перми ГДР [26], а в древнейших осадках высокие концентрации отмечаются в черных сланцах протерозоя района Оутокумпу [160, 168], сланцах свиты Нансач области Уайт-Пайн (США). В осадках других типов формаций содержание меди колеблется в пределах кларка или несколько выше [181, 182].

Редкоземельные элементы. Исключительное внимание, которое в последние годы уделяется при решении различных геолого-геохимических задач редкоземельным элементам, обусловлено своеобразием их химических и физических свойств [138, 130, 9, 174]. Кроме того, сравнительное изучение состава и содержания редкоземельных элементов в углеродистом веществе осадочных формаций черных сланцев докембрия и фанерозоя имеет принципиальное значение для выяснения эволюционной направленности изменения состава ископаемого органического вещества в течение геологической истории Земли, а также может способствовать решению ряда прикладных задач.

Для сравнительного изучения были использованы данные по распределению редкоземельных элементов в формациях черных сланцев широкого возрастного диапазона — от нижнесилурийских сланцев Европы до нижнепротерозойских шунгитов Карелии.

В табл. 1 дано содержание редкоземельных элементов в упомянутых выше формациях черных сланцев. Как видно из приведенных данных, редкоземельные элементы в черных сланцах содержатся в повышенных концентрациях, уровень которых варьирует в весьма широких пределах. В неметаморфизованных формациях фанерозоя содержание ΣTR обнаруживает количественную взаимосвязь с органическим веществом.

Для черных сланцев нижнего силура Европы коэффициент корреляции между $C_{орг}$ и отдельными элементами редкоземельной группы колеблется от +0,65 до +0,8, что свидетельствует о наличии статистической связи между ними. Причем прямая корреляция $C_{орг}$ отмечается лишь с элементами иттриевой группы. Для некоторых эле-

Таблица 1

Содержание редкоземельных элементов в формациях черных сланцев

Формация	ΣTR	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Tb
Черные сланцы Европы	314,6	48,6	74,9	8,6	64,0	11,8	9,4	14,4
Диктиномовые сланцы Прибалтики	144,5	27	62,4	5,1	33	5,5	5,5	-
Черные сланцы Азии	102,15	18	22	2	16	0,3	0,8	-
То же	224,89	36	62	6,8	39	1,0	4,8	0,9
Черные сланцы Сино-Корейского шита	226,8	43	60	6,3	46	2,8	-	-
Черные сланцы Азии	20,3	1,8	4,2	-	3,0	-	-	-
То же	146,2	17,6	27,3	3,0	20,7	1,8	1,2	-
Шунгиты Карелии	64,8	16	24	3,8	16	1,0	1,0	1,0
Черные сланцы района КМА (курская серия)	36,2	7,5	12,6	1,4	8,4	1,6	1,6	-
Фосфатные черные сланцы района КМА (тимская свита)	240	55	91	9,1	73	3,7	2,7	-
Осадочные породы [30]	-	40	50	5	23	6,5	6,5	0,9

ментов цериевой группы (например, для неодима) характер связи обратный.

Не отмечается корреляционных связей между $C_{орг}$ и редкоземельными элементами в черных сланцах, хотя бы частично преобразованных процессами метаморфизма. Очевидно, метаморфизм приводит к разрушению металлоорганических соединений и сорбционных связей при трансформации органического вещества. Кроме того, в целом отмечается также некоторое снижение содержания ΣTR в органическом веществе более древних докембрийских формаций черных сланцев по сравнению с менее метаморфизованными черными сланцами фанерозоя.

В формациях черных сланцев в составе редкоземельных элементов в основном преобладают элементы цериевой группы. Величина отношения суммы элементов цериевой группы к сумме элементов итриевой группы обычно больше 1. Отношение церия к лантану обычно составляет 1,2-2,3, неодима к празеодиму - 5-8 и лишь для кремнисто-углеродистых сланцев одного из районов Азии это отношение равно 2,5. Во всех изученных формациях черных сланцев ведущая роль принадлежит двум соседним четным элементам - церию и неодиму. Часто их содержания близки друг другу, но иногда неодима в 1,5-2 раза меньше, чем церия. Отличительной особенностью состава редкоземельных элементов в углеродистом веществе является то, что неодим всегда преобладает над лантаном, т.е.

Dy	Er	Yb	Y	Ce/La	Nd/Pr	Nd/La	$\frac{\Sigma TR_{Ce}}{\Sigma TR_Y}$	Число проб
11,5	6,4	6,7	69,8	1,5	7,4	1,3	2,94	14
-	2,4	3,6	-	2,3	6,4	1,2	-	2
0,05	-	-	43	1,2	8,0	0,9	1,37	1
4,4	1,89	1,3	66,8	1,7	5,7	1,1	2,23	6
3,4	2,3	-	63	1,4	7,3	1,1	2,47	4
1,1	-	-	10,2	2,3	2,5	1,7	1,1	7
3,0	2,0	3,6	66	1,5	6,9	1,2	1,04	4
1,0	1,0	0,8	-	1,5	4,2	1,0	-	7
-	1,5	1,6	-	1,3	6,0	1,1	-	1
-	1,8	3,7	-	1,6	8,0	1,3	-	1
4,5	2,5	3	30	1,2	4,6	0,6	3,8	-

их отношение всегда больше 1, что отличает черные сланцы как от большинства осадочных, так и от магматических пород [9,30]. Анализ приводимого материала показывает, что в углеродистом веществе редкоземельные элементы образуют три максимума: цериевый, неодимовый и иттриевый. При этом иттриевый максимум всегда превышает цериевый или неодимовый. Отношения иттрия к церию и иттрия к неодиму всегда больше 1, что, вероятно, свидетельствует о селективном накоплении иттрия в углеродистом веществе.

В формациях углеродистых сланцев, генетически связанных с фосфатными отложениями, отмечается обычно более высокое содержание ΣTR . Хорошо известна генетическая связь фосфатных отложений с формациями черных сланцев. Часто эти формации фашиально замещаются фосфатными отложениями. Кроме того, многие формации, особенно фанерозойские, содержат фосфатизированные остатки нектона с суммарным содержанием P_2O_5 в несколько процентов. Однако эта связь с фосфатными осадками не всегда является обязательной. Для углеродистого вещества формаций, фашиально связанных с фосфатными осадками, характерно часто на порядок более высокое содержание ΣTR по сравнению с их содержанием в органическом веществе формаций, не связанных с фосфатными осадками. Это подтверждается некоторыми примерами. Для нефосфатных углеродистых сланцев одного из районов Азии и углеродистых сланцев курской се-

рии КМА содержание ΣTR равно 19–33 г/т, для углеродистого вещества других формаций, в той или иной степени связанных с фосфатными накоплениями, содержание ΣTR составляет сотни граммов на тонну. Тем не менее характер распределения редкоземельных элементов остается аналогичным распределению этих элементов в бесфосфатных углеродистых сланцах. Это обстоятельство, очевидно, может свидетельствовать в пользу того, что органическое вещество, накапливавшееся в бассейнах, в которых происходило осаждение фосфатов, было способно накапливать элементы в больших количествах, чем в бассейнах, в которых не происходило осаждения фосфатов. Эта особенность, вероятно, может служить дополнительным критерием при оценке фосфоритоносности формаций черных сланцев.

Селен. В формациях черных сланцев повышенные содержания селена отмечаются повсеместно. Так, Минами [165] приводит результаты определений содержания селена в 36 образцах палеозойских сланцев Европы – 1,2 г/т.

По данным Беерса и других [145], черные сланцы верхнемелового возраста штата Юта (США) содержат селен в количестве 0,8–2,5 г/т. В Западном Колорадо в черных сланцах формации Ниобрара содержание селена достигает 3,5–156 г/т. Результаты изучения содержаний селена в некоторых углеродистых сланцах США, произведенных Х.Лакиным и Х.Беерсом [156], показали, что, в верхнемеловых черных сланцах Северной Дакоты оно достигает 16 г/т. Высокие содержания селена установлены в черных сланцах штата Вайоминг [142]. Так, в черных ванадиеносных кремнистых фосфатных сланцах формации Фосфория отмечено содержание его в 287–680 г/т с одновременно высоким содержанием ванадия (до 0,12–2,12%). В черных сланцах позднемиссисипского и раннепенсильванского возраста штата Юта (США) содержание селена составляет 96,3 г/т, а некоторые образцы углеродистых сланцев верхнемелового возраста содержат его до 150 г/т. Необычно высокие концентрации селена отмечаются в нижнепермских медистых сланцах формации Мансфильд (ГДР, ФРГ), где содержание его местами достигает 200–400 г/т при среднем содержании около 50–60 г/т [26].

По данным Н.Д. Синдеевой и Н.З. Курбановой [105], в углеродистых граптолитовых сланцах Прибалтики нижнеордовикского возраста содержание селена составляет 0,8–9,5 г/т.

В углеродистых алевролитах и кварцитах нижнепалеозойских формаций Азии содержится до 3–10 г/т селена; в сульфидах железа, которыми богаты эти породы, отмечаются резко повышенные его концентрации (70–90 г/т).

В докембри черные сланцы также часто обогащены селеном. Среднее содержание его в докембрийских сланцах составляет около 20 г/т. По данным Окко и Пелтола [16], содержание селена в них достигает 10–16 г/т, по другим данным Пелтола [168], в черных сланцах Оуотокумпу среднее содержание селена составляет 13 г/т, а в карбонатных углеродистых сланцах – 25 г/т [168].

А.И. Тугаринов и И.Б. Дьячкова [122] исследовали содержание селена во вкрапленных сульфидах, пирите и пирротине в различных

осадочно-метаморфических породах криворожской толщи Украинского кристаллического щита (возраст 2,0–2,6 млрд.лет). Ими была установлена тесная связь повышенных содержаний селена с углеродистым органическим веществом. Содержание его в сульфидах черных углеродисто-графитовых сланцев составляет, по их данным, от 20 до 80 г/т, в отдельных пробах – 180 г/т. При этом отмечается увеличение количества селена в сульфидах с возрастанием количества органического вещества в породах, вмещающих эти сульфиды.

В углеродистых отложениях тимской свиты нижнепротерозойского возраста района Курской магнитной аномалии нами также определено повышенное содержание селена – до 20–50 г/т.

Данные о содержании селена в углеродистых образованиях разного возраста показывают, что селен является для них характерным микроэлементом. Он характерен для углеродистых отложений как фанерозоя, так и докембрия с абсолютным возрастом 2,0–2,5 млрд.лет.

Приведенные краткие сведения о содержании некоторых элементов в формациях черных сланцев показывают, что на самых ранних этапах развития земной коры органическое вещество играло активную роль в концентрации ряда элементов. Геохимический облик формаций и их металлоносные свойства обусловлены веществным составом и условиями их формирования. Однако удивительное однообразие состава малых элементов в углеродистом веществе формаций черных сланцев докембрия и фанерозоя свидетельствует о едином универсальном механизме их накопления, не зависящем от возраста, геологического положения и условий их накопления. Таким механизмом, скорее всего, были биохимические процессы. Приводимые данные позволяют считать, что уже на самых ранних этапах эволюции Земли живые организмы использованы в своем метаболизме определенным образом выбранный спектр элементов для своих жизненных функций. Представляется вероятным, что охарактеризованный спектр элементов наряду с такими элементами, как кислород, азот и фосфор, играл важную функциональную роль в развитии живого вещества, что и сказалось на характере их распределения.

Глава II

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРАНОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

В настоящей главе на основании анализа 15 (I–XV) ураноносных формаций черных сланцев рассматриваются геологические особенности их формирования и вторичных преобразований пород. Из этого числа шесть формаций находятся в пределах Азиатского континента, пять – Европейского, три – Северо-Американского и одна – Австралийского; по геоструктурному положению шесть формаций располо-

Таблица 2. Геологические особенности формаций ураноносных черных сланцев

Номер формации, местоположение	Геоструктурное положение	Возраст	Палеогеографические условия осадконакопления	Литологический состав формаций	Типоморфные элементы
1	2	3	4	5	6
I. Диктионовые сланцы, Восточно-Европейская платформа	Платформы	O ₁	Мелководный крупный пролив, соединяющий обширные бассейны	Фациально изменчивые алевролиты нижней части разреза постепенно переходят в темные и черные бибуминозные аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов, фосфатных оолитов	U, Mo, V, P, Ni
II. Квасцовые сланцы, южное обрамление Фенно-Скандинавского щита (Южная Швеция), Восточно-Европейская платформа		E ₃	Мелководный бассейн, со-общающийся с открытым морем	Битуминозные глинистые сланцы, местами с прослоями и линзами "кольма" (смолистое углеродистое многозольное вещество (битум?)	U, Mo, P, V
III. Черные бибуминозные аргиллиты, Азия		I ₃	Мелководный весьма обширный полузамкнутый эпиконтинентальный бассейн с зоной сероводородного заражения в придонной части	Битуминозные (черные и темно-серые) аргиллиты, изобилующие фосфоритизированными остатками рыб, морских водорослей и радиолярий; местами прослой известняка	U, Mo, P, V, Zn
IV. Черные сланцы Чаттануга, Северо-Американская платформа (штаты Теннесси, Кентукки, Алабама)		D ₃	Мелководный весьма обширный застойный эпиконтинентальный бассейн, эпизодически со-общавшийся с открытым морем	Черные и темно-серые битуминозные глинистые и кремнистые сланцы слабо нефтеносные, фосфатизированные с подчиненными пропластками песчаника, фосфатными прослоями и желваками, особенно в базальном песчанниковом горизонте и прослоях известковистого и глауконитового сланца в верхах толщи	U, Mo, P, V, Cu, Ca, Ni В фосфатных желваках и фосфатизированных песчаниках - TR

Органическое вещество черных сланцев (C _{орг.}): содержание, формы проявления	Типоморфные минеральные новообразования Д - поздне-диагенные М - метаморфогенные	Тектонические деформации	Проявления регионального метаморфизма	Магматические проявления
7	8	9	10	11
До 9-15%, рассеянная форма слагает остатки диктионом; асфальтитовые стяжения	Д - стяжения и конкреции органического вещества, глауконита, пирита; фосфатные оолиты; прожилки пирита	Нет	Нет	Нет
~ 15%, рассеянное сапропелево-битуминозное вещество ряда керогена; кольм, нефть	Д - пирит; фосфатное вещество	"	"	"
10-15%, рассеянное сапропелево-битуминозное вещество; жидкий битум (до 0,3-0,6%)	Д - пирит - микроскопические стяжения, реже - псевдоморфозы по органическим остаткам; фосфат-псевдоморфозы по органическим остаткам	Нет	Нет	Нет
3-7%, рассеянная форма сапропелево-битуминозного (?) вещества; "фюзенизированное" (асфальтитовое?) вещество оболочек споривидных ископаемых микроорганизмов Tasmanites в линзах сланца базального горизонтального: нефть	Д - линзы, желваки, мелкие кристаллы пирита; в составе фосфатных желваков зерна апатита (коллофана) и кварца	Слои почти горизонтальные, местами пологие складки	Начальный метаморфизм - стадия аспидного глинистого сланца	"

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
V. Черные сланцы Вудфорд, Северо-Американская платформа (штат Оклахома)	Платформы	D ₃ -C ₁	Мелководный весьма обширный эпиконтинентальный бассейн, эпизодически сообшавшийся с открытым морем	Черные до серых и темно-серых битуминозные глинистые, меньше - кремнистые сланцы ("шерсть"), слабо нефтеносные, с редкими прослоями песчаника и в верхах толши - известковистого и глауконитового сланцев, наиболее обогащенных фосфатными желваками	U, Mo, V, P, Cu, Ca, Ni, Ag. В фосфатных желваках - TR(Cu и Ag больше, чем в чаттанугских сланцах)
VI. Горизонты фосфатных черных сланцев формации Фосфория, Северо-Американская платформа (штаты Айдахо, Монтана, Вайоминг)		P	Мелководный крупный залив теплого моря - полустабильный шельф платформы в обстановке двухцикличной трансгрессии и регрессии	Два горизонта фосфатных битуминозных глинистых сланцев, у оснований или в кровле обогащенные пластиами (пачками) фосфоритов. Горизонты переслаиваются с кремнистыми сланцами, песчаниками, известняками мощностью около 50 м	U, Mo, Ni, V, P, Ag, Se, Pb
VII. Углеродисто-фосфатно-кремнистая толща	Активизированные области	E ₁	Мелководный обширный заливообразный бассейн, сообшавшийся с открытым морем. Начальные циклы крупной морской трансгрессии	Переслаивание кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцев с подчиненными слоями алевролитов и аргиллитов и кремнистых фосфоритов	U, Mo, P, V, Ni, Ag

7	8	9	10	11
3-14%, рассеянная форма; линзы и желваки асфальтито-вого (?) вещества (по скоплениям костных остатков); нефть	Д - линзы, желваки, мелкие кристаллы пирита; в составе фосфатных желваков зерна апатита (колофана) и кварца	Нет	Начальный метаморфизм - стадия аспидного глинистого сланца	Нет

Рассеянная форма (в сланце и фосфорите) Д - стяжения, оолиты, бобовины фосфорита, содержащего карбонат-фтор-apatит, остатки фосфатизированных брахиопод, гастропод и рыбьей чешуи; пирит

То же

От 6 до 32%, рассеянная форма высоко карбонатизированного (стадия субантрацита) органического вещества - графитит; графит - пленки на плоскостях скольжения

Д - коллофан, пирит
М - хлорит, кварц; оттре-лит, серицит, пирит, бравоит, апатит (фтор-apatит)

Двухфазные (Т и I) тектонические движения этапа активизации платформы в мезозое. Серия крупных брахискладок с более мелкими складками высоких порядков. Неравномерное развитие надвигов, послонных зон брекчирования, милонитизации и рассланцевания, секущих взбросов, иногда чешуйчатых

Кварц-хлорит-серицитовая субфация эволюционной фазии регионального метаморфизма этапа активизации платформы
Интенсивность от слабой до средней, в зависимости от дислоцированности участка

Дайки сиенит-порфиров. За пределами рудоносной площади дифференцированные интрузивные комплексы от ультраосновного до кислого и щелочного состава этапы активизации платформы

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
VIII. Углеродисто-филлитовая свита низов вулканогенно-осадочного комплекса срединного массива, Азия	Активизированные области	PR ₃	Мелководный обширный морской бассейн периода геосинклинального прогиба области	Ритмическое пере- слаивание черных углеродисто-кварцевых, кварц-углеродистых сланцев с филлитами; резко подчиненные прослои песчаников и кварцитов в нижней части разреза, известняка и известковистого алевролита - в средней	U, Mo, V, As, Ni, Cu, Pb, P
IX. Углеродисто-кремнисто-сланцевая толща, палеозойские складчатые сооружения Азии		Геосинклинальные зоны	Є ₁	Серия узких эпиконтинентальных проливов вблизи жесткого массива; затрудненная связь с открытым морем	Серия кремнистых, углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев с прослоями кремней, карбонатно-кремнистых и углеродистых сланцев во внутренних частях бассейна и горизонтами известняков в прибрежной зоне

7	8	9	10	11
До 20%, рас- сеянная форма (пигмент слан- ца)	Д - пирит М - кварц, се- рицит, кальцит, хлорит. В контактном ореоле биотит, диопсид, гранат, апатит, актино- лит	Байкальская складчатость, осложненная ин- тенсивными пе- мещениями эта- па позднепалео- зойско-мезозой- ской тектоно- магматической активизации тер- ритории: крупная крутая антикли- наль с мелкими второстепенны- ми складками высоких порядков. Многочисленные разнотипные и раз- новозрастные раз- рывные наруше- ния, главным об- разом сбросы и сбросо-сдвиги; ранние протяжен- ные крутопадаю- щие разрывы, поч- ти совпадающие с направлением складчатых струк- тур, выполненные мелкообломочной брекчий, и более поздние, разбива- ющие антиклиналь на цепочки текто- нических блоков	Интенсивное проявление филлитовой субфации зе- леносланцевой фации с по- следующим на- ложением око- логранитного контактового метаморфизма (зоны рогови- ков, "узлова- тых сланцев", биотитизации)	Мощный, глав- ным образом кислый (грани- ты, диориты, сиениты), инт- рузивный маг- матизм перио- ода активизации массива с соот- ветствующими сериями даек аплит-пегмати- тов и лампро- филов, с кон- тактными ореолами (лейкократо- вые граниты)
От 1% (крем- нистые сланцы) до 70-80% (уг- листые), рас- сеянная форма высоко карбони- зированной сапропелево-би- туминозного вещества; стя- жения, линзы, прожилки ант- раксолита; плен- ки графита	Д - стяжения, конкреции, соли- ты, линзы фос- фатов кальция, пирита М - серицит, апатит, кварц; прожилки квар- ца, пирита, хал- цедона, антрак- солита, карбо- ната; пленки графита, гюмбе- лита, маргарита; в стяжениях антраксолит	Каледонский и варисский этапы тектогенеза. Крупные пологие складки с гофри- ровкой крыльев и местами (руд- ный пласт) с изменением мощ- ностей углеро- дисто-глинисто- го сланца. Сла- бое развитие разрывных нару- шений - разло- мов, сбросов	Кварц-серици- товая субфация зеленосланце- вой фации. Интенсивность очень слабая	Эффузивы - диабазовые пор- фириты (спил- литы), согласно залегающие с породами рудо- носной свиты. Сильно изменены (соосцит, каль- цит, халцедон). Дайки - диорит- порфириты и диа- базы, секущие руд- ную свиту, сильно карбонатизиро- ванные и хлори- тизированные

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
X. Углеродисто-глинистые сланцы пражского синклинория, Европа		S	Нет данных	Две серии углеродисто-глинистых сланцев (главным образом в основании серий), известковистых, кремнистых(?) сланцев, мергелей, с подчиненными вулканическими породами (диабаз, туф, туффовый сланец)	U, V, P, Cu, Zn, Ni, Co, S
XI. Углеродисто-глинистые сланцы каменно-угольного бассейна Сент-Ипполит, Эльзасские отроги Вогезов (Франция)	Геосинклинальные зоны	C ₂	Континентальный (озерно-морской?) бассейн с частыми фашиальными изменениями	Углеродисто-глинистые сланцы тонкослоистые с линзами песчаника и неравномерно распределенными тонкими пластами угля	Следы Ag, Ni, V, Bi, U, Ti, Sn
XII. Ванадиеносные углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, палеозойские складчатые сооружения Азии		Є ₂₊₃	Серия узких, значительной протяженности мелководных эпиконтинентальных проливов; затруденная связь с открытым морем	Ритмическое переслаивание углеродисто-кремнистых пород (фтанитов) с углеродисто-глинистыми и углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами. Резко подчиненные прослой известняков в кровле толщи, глинистых сланцев и углистых алевролитов	U, V, Mo, P, Ag

7	8	9	10	11
<p>Рассеянная форма (не изучено)</p>	<p>Д - линзы и конкреции пирита М - прожилки карбонатов, хлорита, пирита, редко - кварца и битума типа антраксолита (?). В основной массе серицит, кварц, хлорит</p>	<p>Варисский тектогенез - в основном пологие и открытые линейные складки (в зонах региональных продольных надвигов, иногда крутые до опрокинутых). Местами надвиги, послонные и межформационные срывы, секущие сбросы, взбросы, иногда увязывающиеся в крупные зоны</p>	<p>Кварц-серицитовая субфация зеленосланцевой фации. Интенсивность очень слабая</p>	<p>Диабазы - эффузивы с туфами и интрузивные разности (вызывают контактовый метаморфизм). В диабазовых - карбонатизация, серицитизация, липритизация и иногда окварцевание</p>
<p>До 15%, дисперсно-рассеянное в микроскопических стяжениях органическое вещество с температурой сгорания 800°; битум (гудрон) около 1,8%</p>	<p>Д - пирит - кристаллы и кристаллические агрегаты; железомарганцовые конкреции со сферосидеритом; гидротермальные минералы (?): "тухолит" (жилки, неправильные выделения), пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, сидерит</p>	<p>Герцинский тектогенез - складчатость, расщепление (согласно напластованию), секущие сбросы с зонами трещиноватости</p>	<p>Начальный метаморфизм - стадия асидного глинистого сланца. Локально-постскладчатый динамометаморфизм</p>	<p>Порфировые граниты - посткарбонные</p>
<p>От 20-25% до 50-75%, рассеянная форма высококарбонизируемого сапропелевого вещества; линзы, прожилки антраксолита (керита); примазки, просечки графита</p>	<p>Д - конкреции, стяжения пирита, марказита, кремнисто-фосфатные М - серицит, кварц, роскоэлит, пирит (метакристаллы); в прожилках кварц, роскоэлит, барит, карбонаты, апатит, антраксолит (керит); примазки и просечки графита на плоскостях скольжения и кливажных трещинах</p>	<p>Каледонский тектогенез - крупные пологие складки, осложненные дисгармоничной складчатостью более высоких порядков. Широкое развитие послонных надвигов, зон расщепления и брекчирования, меньше секущих сбросов сдвигов</p>	<p>Кварц-хлорит-серицитовая субфация зеленосланцевой фации. Интенсивность главным образом в зонах дробления и брекчирования - средняя, в остальных участках - слабая</p>	<p>Сравнительно многочисленные дайки основного состава сильно (нацело) измененные, с новообразованиями каолинита, серицита, карбоната, хлорита, пирита, лейкоксена и кварца. Следы порфировой структуры</p>

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
XIII. Черные сланцы, Европа		S	Мелководный эпиконтинентальный бассейн, полузамкнутый, слабо расчлененный с циклической сменой условий в переслаивании с седиментации	Трехчленный разрез с постепенными переходами между горизонтами. Нижний горизонт - углеродисто-кремнистые сланцы, вверху в переслаивании с углеродисто-глинистыми сланцами; средний - карбонатный горизонт (известняки, доломиты); верхний - углеродисто-глинистые сланцы	U, V, Mo, Cu, P, Zn, Se, Ag, Pb, Ni, TR
	Геосинклинальные зоны				
XIV. Углеродисто-кварцевая толща, складчатый фундамент эпигерцинской платформы Азии		Є ₁ -O	Открытый морской бассейн средних глубин	Переслаивание (2 свиты) кварцитов, микрокварцитов, углеродистых кварцитов с филлитами, углеродисто-глинистыми филлитовидными сланцами, прослоями и линзами доломита, известняка, углеродисто-фосфатной породы и зеленокаменно измененных эффузивов	U, V, Mo, Cu, P, Zn, Se

7	8	9	10	11
10-15%, рассеянная форма высоко карбонизированного (стадия керит-антраксолита) органического вещества; стяжения, микропрожилки антраксолита; корочки, пленки на плоскостях скопления графита	Д - конкреции, стяжения пирита, реже - фосфорита и антраксолита М - кварц, серицит, реже - хлорит; метакристаллы и метаагрегаты пирита, бравонита; стресс-минералы - графит, пиррофиллит; разновозрастные жилки и микропрожилки пирита, кварца, антраксолита, халькопирита	Многофазный вадерисский тектогенез - крупные линейные складки, осложненные более мелкой, в том числе дисгармоничной, многопорядковой складчатостью. Широкое развитие складчатых (надвиги, посылные срывы) и послескладчатых (малоамплитудные секущие сбросы, зоны дробления, брекчирования) разрывных нарушений	Кварц-серицитовая субфация зеленосланцевой фации; интенсивность не равномерная, от слабой до сильной, в зависимости от дислоцированности участка	Широкое развитие по разрезу O_3 до D_1 межпластовых залежей (силлов) диабаза мощностью до 100 м, верхнедевонского возраста (в D_3 сопровождается туфами). Единичные крутые послескладчатые дайки диабаза. Обычно диабаз интенсивно замещен (альбитизация, каолинизация, серицитизация, окварцевание и особенно карбонатизация). Единичные дайки измененного лампрофира
От 5-10% до 20%, графитоподобное вещество - графитит: тонкая, крапленность, тончайшие прослойки, шнуровидные жилки (рассеянный пигмент породы); графит - чешуйки на плоскостях притертых трещин	Д - пирит М - кварц (агрегаты, прожилки), серицит, графит, пирит (метаагрегаты, метакристаллы, прожилки), биотит (дворики), хлорит, тремолит, актинолит, карбонат, марказит, апатит (прожилки)	Многopорядковая каледонская складчатость - система сложных складок с пологими межпластовыми зонами срывов, расщепления и дробления, переходящими в надвиги, осложненная блоковыми перемещениями герцинского этапа по крутопадающим сбросам и сбросо-сдвигам, частично подновленным в альпийский этап	Филлитовая субфация зеленосланцевой фации с переходами к амфиболитовой фации. Интенсивность проявления - средняя	Силлы метадиабазов, спиллитов, туфов, метагаббро-диабазов (зеленокаменная серия геосинклинального периода). За пределами рудоносных площадей гранитоиды герцинского постгеосинклинального орогенеза

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
XV. Черные сланцы нижепротерозойской геосинклинали, Северная Территория Австралии (рудное поле Рам-Джангл)	Геосинклиналильные зоны	PR ₁	Область шельфа мелководного бассейна с рифовыми барьерами	Переслаивание черных углеродистых кварц-пирит-серицитовых сланцев ("тектонические") разности - так называемые плитчатый углистый и смятый графитовый сланец или графитовый филлит) с серицитовыми (филлиты) и хлоритовыми (кварц-пирит-биотит-хлоритовые) сланцами; прослои и линзы известняка, доломита, кварцита и окварцованных брекчий рифовых метанизвестняков ("гематитокварцитовые брекчи")	U, Cu, Pb

жены в платформенных условиях, семь - в геосинклиналильных и две - в областях автономной тектоно-магматической активизации; по выделенным в предыдущей главе типам формаций восемь относятся к терригенно-углеродистым, четыре - к кремнисто-углеродистым и три - к вулканогенно-углеродистым формациям. Осадки карбонатно-углеродистых формаций, как правило, не обладают повышенной ураноносностью. По геологическому возрасту одна относится к мезозою (I₃), двенадцать - к палеозою (Є, O, S, D₃, C₂, P), две - к протерозою (PR₁, PR₃). Данные о геологических особенностях формаций черных сланцев сопоставлялись по единой системе унифицированных признаков, в которой отражены характерные особенности каждой из рассмотренных формаций (табл. 2).

В основу систематики формаций положено разделение их на три группы по геоструктурному положению: платформенные (I-VI), активизированных областей (VII, VIII), геосинклиналильные (IX-XV).

В дальнейшем при описании формаций приводятся ссылки на их номера (I-XV по табл. 2).

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Изучение распространения формаций ураноносных черных сланцев во времени показывает, что накопление осадков осуществлялось в определенные периоды на протяжении почти всей геологической истории развития осадочного чехла земной коры, начиная от докемб-

7	8	9	10	11
<p>Рассеянная форма графитоподобного вещества - графитита (температура сгорания 800°C) - пигмент сланцев; графит послойный и прожилковый в сильно смятых "графитовых" сланцах</p>	<p>Д - пирит М - кварц, серицит, пирит, хлорит, графит, биотит, андалузит, халькопирит</p>	<p>Верхнепротерозойская складчатость - крупные складки, осложненные мелкой многопорядковой складчатостью и разновозрастными нарушениями различного масштаба, с сильным опусканием блоков, складками волочения, сколовыми плоскостями, повторными движениями</p>	<p>Филлитовая субфация зеленосланцевой фации. Интенсивное проявление</p>	<p>Конкордантные (локально-дискордантные) гранитные массивы спорного возраста, древнее PR₁? [176] [143] или моложе PR₁? [148]. Силлы долерита (базальта) более поздние, чем осадочные породы и граниты</p>

рия (абсолютный возраст пород более 2,6 млрд. лет) до современных осадков.

Повышенные концентрации урана в черных сланцах в наиболее древних образованиях отмечаются в формации Соудан в районе оз. Вермильон (США), отложения которой имеют возраст свыше 2,7 млрд. лет [146], и в графитовых сланцах архея Северной Манитобы и Саскачевана (США) [172]. Они отчетливо фиксируются также в протерозойских углеродистых сланцах в Финляндии [168], в Австралии (район Рам-Джангл) [164], в Алтае-Саянской области [51] и других районах.

Наибольшим развитием ураноносные формации черных сланцев пользуются в палеозое, особенно в нижнем [4, 47]. Это нашло отражение и в описании формаций черных сланцев (см. табл. 2).

Следует, однако, отметить, что возрастная градация масштабов эпох накопления урана в углеродистых формациях является в достаточной мере условной, ввиду того что она опирается не столько на оценку возможных масштабов развития процессов в течение определенного геологического отрезка времени, сколько на распространенность учтенных месторождений убогих руд в соответствующих отложениях, большинство которых приходится на палеозой. Так, например, И.И. Плуман [89, 90], основываясь на выявленном в последние годы огромном размахе осадочного накопления урана в верхнеюрских битуминозных аргиллитах, показывает большой удельный вес его в общем балансе накопления урана в разви-

тии земной коры. Тем самым допускается, что мезозойская эра по масштабам накопления урана может быть поставлена в один ряд с палеозойской.

Вместе с тем отметим, что высокая продуктивность той или иной геологической эпохи свидетельствует лишь о потенциальной рудоносности отложений, но никак не может быть достаточно значимой в оценке перспектив выявления месторождений кондиционных руд.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Ураноносные формации черных сланцев сложены разнообразными литологическими типами пород, среди которых наибольшее распространение имеют углеродистые и высокоуглеродистые черные сланцы. Значительно меньше развиты карбонатные, фосфатные, кремнистые и терригенные породы (рис. 6). Кроме того, в составе формаций нередко наблюдаются прослой и отдельные слои глауконитовых, глинистых и хлоритовых сланцев, а также кварцитов и кремней. Весьма часто отмечается наличие конкреций и стяжений пирита, кремней и фосфатов.

Черные сланцы представлены главным образом битуминозными разностями аргиллитов, глинистых и фосфатно-глинистых сланцев, углеродистыми разностями глинистых, глинисто-кремнистых, кремнистых, кварцевых, филлитовидных сланцев, филлитов, кварцитов и изредка алевролитов. Соотношение глинистых и кремнистых разностей углеродистых сланцев в составе формаций различно и отражает региональные и геотектонические особенности бассейнов седиментации.

Литологический тип черных сланцев в ряду глинистых осадков (см. табл. 2, графы 5 и 10) закономерно изменяется по мере нарастания интенсивности метаморфизма пород в следующем направлении: битуминозные аргиллиты (I-III), битуминозные (фосфатно-битуминозные) глинистые сланцы (IV-VI), углеродисто-глинистые сланцы (IX-XIII), углеродистые филлитовидные сланцы и филлиты (XIV, XV).

Кремнистые осадки фиксируются в платформенных и геосинклинальных формациях (VII и VIII), глинисто-кремнистые - характерны для геосинклинальных формаций (IX, XII, XIII, XIV). Для платформенных условий типичны глинистые образования (I, II, III, VI) и существенно глинистые (IV, V) углеродистые сланцы.

Карбонатные породы представлены известняками и известковистыми сланцами, нередко также (XII-XV) доломитовыми известняками и доломитами. Они образуют прослой, линзы или слои среди черных сланцев. Карбонатные породы более широко развиты в отложениях геосинклиналей и в меньших количествах - в образованиях платформ.

Фосфатные породы встречаются обычно в небольших количествах в отдельных слоях черных сланцев в виде псевдоморфоз по органическим остаткам конкреций и стяжений, реже - тонких про-

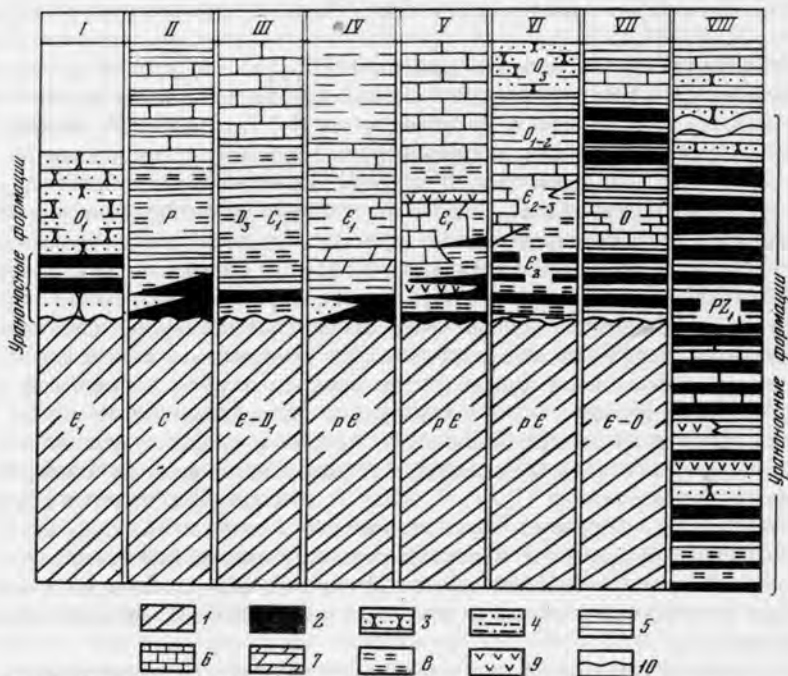


Рис. 6. Литологический состав отложений, вмещающих ураноносные формации черных сланцев

I-VIII – номера ураноносных формаций см. в табл. 2.

1 – подстилающие отложения; 2 – высокоуглеродистые ($C_{орг} > 10\%$) черные сланцы; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – глинистые сланцы; 6 – известняки; 7 – доломиты; 8 – кремнистые сланцы и кремни; 9 – эффузивы и их туфы; 10 – линии перерывов в осадконакоплении

слоев или слоев фосфоритов. В ряде формаций фосфориты и фосфатсодержащие осадки по латерали замещают углеродистые формации и представляют собой уже отложения иных фациальных зон.

Терригенные породы – песчаники и алевролиты – являются характерными парагенезами нижних базальных слоев формаций черных сланцев платформенных областей (I, IV, V, VI, VII); в геосинклинальных отложениях они имеют подчиненное значение (XV, XII, VIII) или отсутствуют совсем. Обычно это маломощные прослои, залегающие среди слоев черных сланцев.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Резко повышенное количество органического вещества, захороненного в черных сланцах, выделяет их в литологически особый углеродистый тип отложений. В связи с этим органическое вещество являлось объектом специальных исследований – элементарных, би-

туминологических, минераграфических, термических, структурных и других [35, 56].

Содержание органического вещества ($C_{орг}$) в черных сланцах не зависит ни от тектонического положения формаций, ни от их геологического возраста и колеблется от 3–7 до 20–30% (исключая экзотические прослои углеродистого вещества с содержанием $C_{орг}$ 50–80%). Первоначальная природа органического вещества битуминозно-сапропелевая. Основным источником накопления его в осадке (так же как и повышенно-ураноносных илов современных морей) были разлагавшиеся организмы зоо- и фитопланктона.

Основная масса (более 90–95%) органического вещества находится в рассеянном состоянии. Мельчайшие бесформенные (гелефицированные) выделения его относительно равномерно, с некоторой тенденцией к послойной концентрации распределяются в основной ткани пород в тесной смеси с глинистым (или кремнистым) материалом, заполняют интерстиции зерен кварца и слюды, накапливаются совместно с фосфатом кальция в конкрециях, иногда слагают фаунистические остатки (I, IV, V, XIII) и в единичных случаях (шведский кольм, II) образуют самостоятельные линзы и прослои. В отдельных деформированных и перекристаллизованных участках пород (пример XIII), как следствие метаморфической дифференциации вещества, появляются элементы вторичного отслаивания органического вещества.

Рассеянное органическое вещество неизменных битуминозных аргиллитов и глинистых сланцев отвечает низшим битумам типа асфальтита и керогена, иногда сопровождающихся незначительными количествами жидкого битума и нефти (II–V) [178]. В кристаллически зрелых глинистых и кремнистых сланцах дозеленосланцевой фации метаморфизма (VII–XIII) оно соответствует продуктам высшей карбонизации битумов ряда керит – антракосолит¹ с различными количественными сочетаниями участков циклического и ациклического (кристаллически неупорядоченного) строения. Рассеянное органическое вещество филлитовидных сланцев и филлитов зеленосланцевой фации, которое без структурных анализов обычно ошибочно принимается за графит, может быть идентифицировано как графитит – графитоподобное вещество, характеризующееся агрегатной анизотропией с закономерным погасанием кристаллитов, температурой сгорания 800°C согласно исследованиям А.А. Горшкова (устное сообщение). Оно обладает лишь двумерно упорядоченной структурой, основу которой составляют участки, по строению близкие к пакетам кристаллической трехмерно упорядоченной структуры графита.

Рассеянное органическое вещество явилось исходным продуктом для возникновения при метаморфизме пород типичного кристаллического графита и антракосолита [28 и др.]. Графит особенно характерен как стресс-минерал, образующийся в виде корочек и пленок на плоскостях скольжения, в зонах смятия и развальцевания глав-

¹ По степени метаморфизма в гумусовом ряду органических веществ параллелизуется с суперантрацитами.

ным образом глинистых разностей черных сланцев. Реже графит встречается в прожилках. Антракосолит более присущ слоям кремнистых сланцев, где образует стяжения, выполняет ядра радиоларий, цемент тектонических брекчий и микропрожилки ранних генераций.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Минералогические особенности отдельных разностей ураноносных черных углеродистых сланцев определяются, по существу, количественным соотношением в них двух основных аутигенных компонентов – метакolloидного кремнезема и глинистой (каолинит-иллит-гидрослюдистой) составляющей, а также продуктов их метаморфического преобразования соответственно – гранобластического кварца и серишита.

Породы отличаются также и однообразием состава минеральных новообразований (позднедиагенетических, метаморфогенных), обособляющихся от основной ткани в более крупные индивиды (0, n-n мм) и агрегаты (см. табл. 2).

Позднедиагенетические новообразования представлены такими типичными для них формами, как конкреции, стяжения, желваки, солиты, псевдоморфозы по органическим остаткам пирита, фосфатов кальция (коллофан, фторапатит), иногда карбонатов и кварца. Для ряда формаций характерны стяжения и конкреции антракосолита, марказита и глауконита. Эпизодически отмечаются рассеянные зерна и микропрожилки сульфидов (галенит, сфалерит, халькопирит) и карбонатов (кальцит).

Метаморфогенные новообразования представлены разнообразием форм и генераций типоморфных для черных сланцев минералов, претерпевших процессы метаморфизма: а) продукты бластеза – метакристаллы и метаагрегаты пирита (марказита) с двухсторонними кварцевыми (серишитовыми) "двориками растяжения", "тенями давления", "хвостами метаморфических минералов" [53]; б) пленки и корочки графита (пирофиллита, гюмбеллита) на плоскостях скольжения, возникающие из вещества сланца как стресс-минералы; в) жилки (жилы, микропрожилки) кварца, пирита, антракосолита, графита, отвечающие раннему этапу метаморфического преобразования пород; г) поздние жильные образования альпийского типа, формирующиеся в относительно спокойной тектонической обстановке на заключительных этапах регионального метаморфизма [53].

Жилки альпийского типа приурочиваются к мелким выклинивающимся трещинам разрыва, цементируют обломки пород и более ранних жил в тектонических брекчиях, имеют неправильную (вплоть до гнездовой) форму и характеризуются наличием открытых друзовых полостей. Минеральный состав их определяется составом и химизмом вмещающих пород: кварц, карбонат, апатит или дикиит и растущие в друзах кристаллы халькопирита, марказита, сфалерита, галенита, теннантита (VII, IX, XII, XIII).

Во всех углеродистых формациях, затронутых процессами мета-

морфизма, отмечаются также серии секущих, различно ориентированных разновозрастных (до пяти генераций) жилок кварца (иногда пирита, антраксолита, халцедона, барита, хлорита, апатита), развивающихся в зонах трещиноватости, реже – в трещинах скола и цементе брекчий тектонических нарушений. В жильном кварце эпизодически отмечается вкрапленность халькопирита, сфалерита, в отдельных толщах – молибденита, сульфида ванадия (VII), миллерита, арсенопирита, гематита (XIII) и турмалина (XV).

Исходя из того, что возрастное положение этих жильных серий ограничивается, с одной стороны, ранними (соскладчатыми) жилками отслоения, а с другой – позднеметаморфическими образованиями альпийского типа, есть основания рассматривать и их как продукты послескладчатого метаморфизма (если не имеется данных о связи их с гидротермальными процессами). Обычно жильные новообразования не бывают ураноносными, а лишь иногда, в тех случаях, когда жилки пересекают в рудном теле настурановые скопления, в них встречается регенерированный настуран.

Состав минеральных новообразований и последовательность их выделения по двум изученным формациям черных сланцев приведены на рис. 7 (вкл.) и 8.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Формации черных сланцев являются отложениями мелководных эпиконтинентальных бассейнов и подводных окраин материков с пассивным тектоническим режимом. Исследования условий накопления осадков позволяют установить контуры побережья этих морей и оценить палеогеографическую обстановку накопления осадков. Наиболее полные и достоверные данные о тектонической, палеогеографической и фациальной природе накопления осадков формаций имеются для бассейнов платформенного типа, меньше данных имеется для бассейнов геосинклинального типа.

Бассейны платформенного типа. Примером бассейнов платформенного типа может служить Прибалтийский бассейн. Ураноносные диктионемовые сланцы этого бассейна (I) хорошо изучены в пределах огромной площади в Швеции, Норвегии, Дании и на территории СССР.

Детальные литологические исследования позволили М.Н. Альтгаузену [4], Т.Н. Давыдовой, Ц.Л. Гольдштейн [30] и другим установить, что горизонт диктионемовых сланцев представляет сложный цикл осадконакопления, ограниченный границами размыва. Он начинается песками с характерной слоистостью прибрежных мелководных осадков, постепенно переходящими в темные аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов. Осадки отлагались после длительного перерыва и образования пенешлена в начале трансгрессии в пределах синеклизы древней платформы, с чем связано медленное их накопление. Накопление высокоуглеродистых осадков происходило в прибрежной мелководной зоне пролива, через который шло сообщение крупных бассейнов и постоянное обновление придонных

Минералы	Терригенные	Сингенетические Диагенетические	Метаморфогенные	Гипергенные
Кварц				
Циркон	—			
Ортит	—			
Турмалин	—			
Карбонаты	—			
Коллофан		—		
Псиломелан		—		
Золото		—		
Барит		—		
Флюорит		—		
Пирит		—		
Кремень		—	—	—
Магнетит		—	—	
Гематит		—	—	
Настуран		—	—	
Никелистый пирит		—	—	
Миллерит		—	—	
Халькопирит		—	—	
Галенит		—	—	
Молибденит		—	—	
Сульфид ванадия		—	—	
Серебро		—	—	
Сфалерит		—	—	
Серицит		—	—	
Бiotит		—	—	
Хлорит		—	—	
Апатит		—	—	
Лимонит		—	—	
Арсенопирит		—	—	—
Урановая чернь		—	—	—
Фосфуранилит		—	—	—
Метаторбернит		—	—	—
Ураноцирцит		—	—	—
Метацейнерит		—	—	—
Цейнерит		—	—	—
Отенит		—	—	—
Какоксенит		—	—	—
Дюфренит		—	—	—
Малахит		—	—	—
Конинкит		—	—	—
Азурит		—	—	—
Бириюза		—	—	—

Рис. 8. Схема последовательности минералообразования формаций черных сланцев активизированной платформы. Составил Н.А. Созинов

вод (рис. 9). В строении комплекса выделены осадки мелких циклов мощностью от нескольких сантиметров до 10–12 см, прослеженные на большом протяжении по простирацию фациальных зон (на десятки и сотни километров). По данным Т.Н. Давыдовой и других [40], в основании осадков циклов залегают косослоистые фациально-изменяемые алевролиты, представляющие собой наиболее мелководные относительно близкие к берегу осадки. Кверху они постепенно сменяются волнисто- и горизонтальнослоистыми алевролитами, затем аргиллитами с тончайшими прослоями алевролита. В средней части циклов отлагались темные, относительно выдержанные по площади аргиллиты, в которых слоистость обусловлена слабой сменной состава и цвета. Выше с некоторыми изменениями, но в обратной последовательности повторяются перечисленные породы. Все типы пород – осадки мелководной зоны.

В районах Южной Швеции, а также Норвегии [175, 177] пласты и линзы сланцев, обогащенные углеродистым веществом (квасцовые сланцы), прослеживаются на больших территориях по южному обрамлению Фенно-Скандинавского щита (II). Наиболее широкое распространение они получили в районах Сконе, Оланд, Вестерйётланд, Эстерйётланд, Нерке, Емтланд. В Вестерйётланде углеродистые сланцы имеют среднюю мощность около 3 м, в районе Нерке мощность пласта углеродистых сланцев, залегающего на нефтеносных сланцах, увеличивается до 5-6 м. Возраст формаций - кембрий-



Рис. 9. Схема палеогеографии части ураноносного бассейна по Т.И. Давыдовой и др. [40]

1 - берега пролива; 2 - направление течения; 3 - современная площадь развития черных сланцев

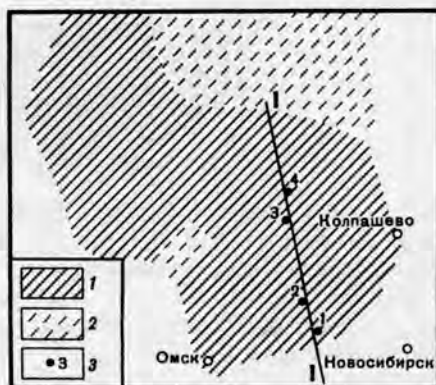
ордовик. Сведений о палеогеографической обстановке накопления шведских квасцовых черных сланцев нет; они, по-видимому, были аналогичны описанным выше. Считается, что сланцы отложились из сапропелевых илов в мелководных бассейнах, имевших сообщение с открытым морем.

Примером неметаморфизованных формаций фанерозоя, образовавшихся в бассейнах указанного типа, являются черные битуминозные аргиллиты баженовской свиты верхней юры, широко распространенные в пределах Западно-Сибирской плиты (III), описанные А.В. Конторовичем [162], И.И. Плуманом [89, 90] и другими. По данным И.И. Плумана, описываемые аргиллиты имеют площадь распространения около 1 млн. км², мощность формаций колеблется от 10-20 до 40-70 м (рис. 10, 11).

Аргиллиты характеризуются высоким и устойчивым содержанием органического углерода (до 10% и выше), включают фосфатизированные остатки рыб, морские водоросли и радиолярии. Предполагается, что в составе органического вещества преобладает сапропелевая масса, источником которой является планктон. Характерно наличие сульфидов железа (иногда до 15%) в виде микроскопических шариков, стяжений и кристаллов размером в несколько миллиметров. В составе пород в небольшом количестве присутствует алевроитовый материал размером до 0,06 мм, представленный в основном кварцем и полевым шпатом. Выход тяжелой фракции от общей массы породы варьирует в пределах 0,5-0,25%, из них 80-90% приходится на аутигенный пирит, а также на фосфатизированные остатки рыб [90]. Кроме того, присутствует лейкоксен, анатаз, апатит, турмалин, циркон и минералы группы эпидота. Содержание карбонатов невысокое (3-5%), но иногда встречаются прослои известняков темно-серого цвета, пиритизированных, загрязненных глинистым материалом, растительным и рыбным детритом. Накопле-

Рис. 10. Схема распространения черных битуминозных аргиллитов верхней юры в пределах Западно-Сибирской плиты по И.И.Плуману [83]

1 — площадь распространения черных битуминозных аргиллитов с повышенной радиоактивностью;
2 — предполагаемая площадь распространения ураноносных пород (прослежено сейсморазведкой);
3 — скважины по линии профиля I—I



ние осадков происходило в эпиконтинентальном морском бассейне с сероводородным заражением придонной части.

Проведенные литологические исследования [62, 89, 90] показали, что в течение ранней и средней юры на большей части территории Западно-Сибирской низменности отлагались мощные континентальные толщи угленосных пород. В поздней юре произошла трансгрессия моря с устойчивым морским эпиконтинентальным режимом, во время которого и накопились осадки, резко обогащенные углеродистым веществом и обладающие повышенной ураноносностью.

В пределах Северо-Американской платформы широко распространена палеозойская формация, сложенная черными сланцами верхнедевонского и нижнемиссисипского возраста (D_3-C_1). Эти породы получили в литературе наименование "сланцы Чаттануга", "сланцы Вудфорд" и "новакулиты Арканзаса". Из них на ураноносность исследовались сланцы Чаттануга и Вудфорд (IV и V). Повышенно радиоактивные слои Чаттануга (штаты Теннесси, Кентукки, Алабама) датируются верхним девонem. Верхние повышенно радиоактивные пачки сланцев Вудфорд (штат Оклахома) захватывает также отложенные нижнемиссисипского возраста [157, 13, 113].

Формация Чаттануга имеет мощность около 10 м и сложена черными кремнистыми и глинистыми сланцами с подчиненными тонкими прослоями песчаников и роговиков, линзами известняков и фосфатными желваками. В изобилии встречаются растительные остатки, а также конодонты, кости рыб и лингуловые брахиоподы. По данным Бейтса и Страла [140], черные сланцы содержат 10–15% пирита, 20–25% кварца, 10% полевого шпата, 25–30% глины и слюды, 15–20% органических веществ, около 5% хлорита, свободную окись железа.

По мнению Конента [61], накоплению осадков формации Чаттануга предшествовала пенепленизация рельефа области сноса. Бассейн, в котором происходило накопление осадков, был весьма мелководным, с многочисленными островами и отмелями и имел сообщение с открытым океаном. Браун [24] полагает, что осадки накапливались в сравнительно мелководном застойном бассейне, окруженном со всех сторон сушей. Мелководные бассейны имели по-

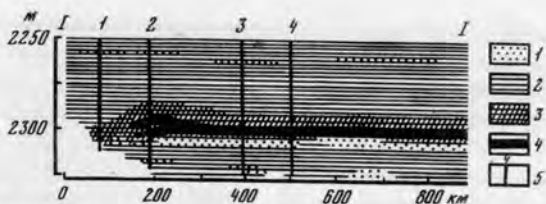


Рис. 11. Схема соотношения битуминозных аргиллитов с вмещающими породами верхней юры—нижнего мела в нижней части разреза отложенной Западно-Сибирской плиты без учета наклона пластов по И.И. Плуману [83]

1–2 – песчаники и аргиллиты с содержанием урана $n \cdot 10^{-4}\%$; 3 – аргиллиты с повышенной радиоактивностью; 4 – аргиллиты с содержанием урана $n \cdot 10^{-3}\%$; 5 – скважины по линии профиля I–I (см. рис. 10)

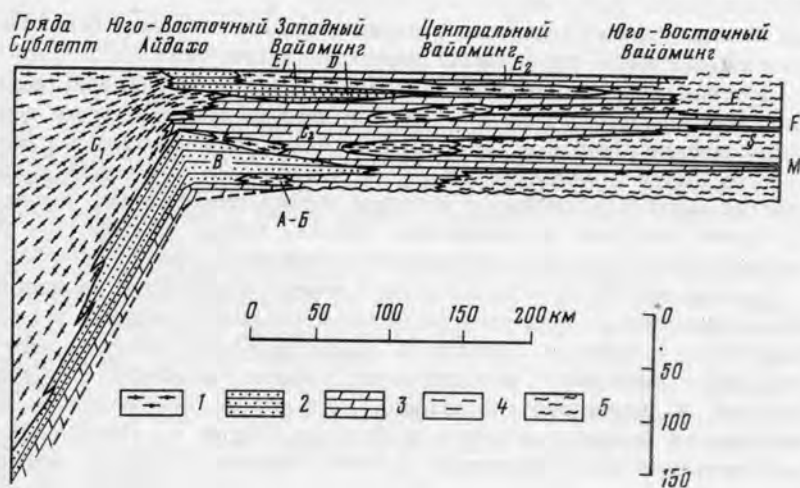


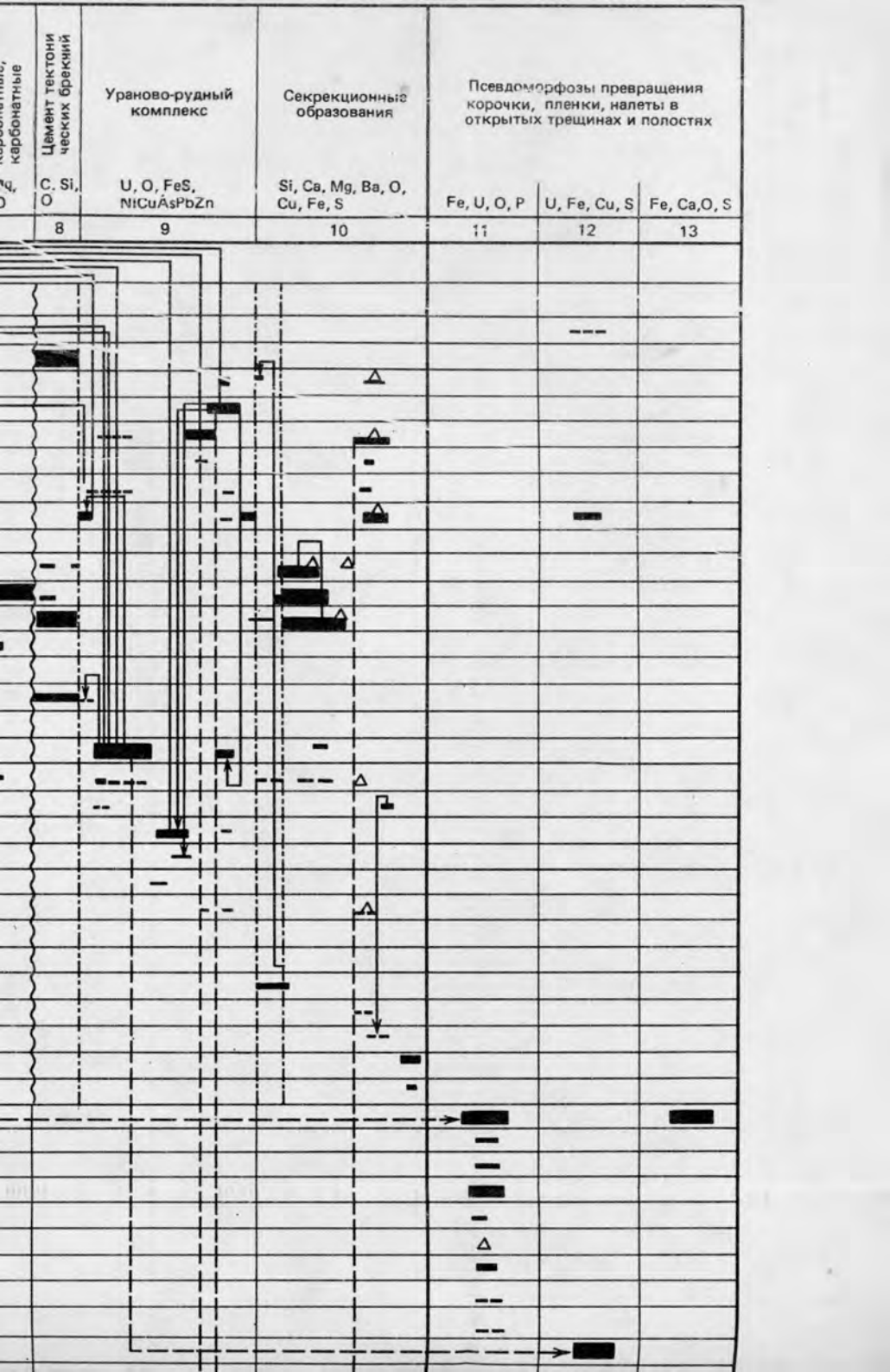
Рис. 12. Широтный фациальный профиль формации Фосфория по Мак Келви и др. [163]

1 – кремнистые и глинисто-кремнистые породы, 2 – фосфоритовые породы, 3 – доломиты и известняки, 4 – сланцы зеленовато-серые, 5 – сланцы красноватые; А – пачка нижних доломитов, А–В – нижняя кремнистая пачка, В – нижняя фосфоритовая пачка, С₁+С₂ – пачки межрудных кремней и доломитов, D – верхняя фосфоритовая пачка, E₁+E₂ – верхняя кремнисто-доломитовая пачка, S – красноватые сланцы Сатанко, MF – языки известняков, GE – красноватые сланцы пермской формации Гуз-Эгг и вверху триасовой формации Чугвота

стоянную или эпизодическую связь с открытым морем. Накопление осадков, вероятно, происходило очень медленно.

К породам, образовавшимся в бассейнах такого же типа, по-видимому, принадлежит и пермская формация Фосфория с выдержан-

Минеральные комплексы Характерные элементы Минералы	Стяжения Конкреции	Метакристаллы, расовые зерна	Дворики растажен-ия	Пленки на плоскостях скольжения	Группа ранних жилок (отслоения)		Жилы, прожилки кварцевые, кварц
	Fe, S, P, C	Fe, S	Si, Al, O	C, Al, Si, O	Fe, S, Si, O, Ca, C		Si, Ca
1	2	3	4	5		6	7
Компоненты основной ткани пород	[Diagrammatic representation of mineral distribution]						
Коллофан	[Diagrammatic representation]						
Вивианит	[Diagrammatic representation]						
Антраксолит	[Diagrammatic representation]						
Пирит	[Diagrammatic representation]						
Брвоит	[Diagrammatic representation]						
Халькопирит	[Diagrammatic representation]						
Сфалерит	[Diagrammatic representation]						
Галенит	[Diagrammatic representation]						
Марказит	[Diagrammatic representation]						
Сидерит	[Diagrammatic representation]						
Кальцит	[Diagrammatic representation]						
Доломит	[Diagrammatic representation]						
Кварц	[Diagrammatic representation]						
Серицит	[Diagrammatic representation]						
Пирофиллит	[Diagrammatic representation]						
Хлорит	[Diagrammatic representation]						
Графит	[Diagrammatic representation]						
Настуран	[Diagrammatic representation]						
Гематит, гидрогематит	[Diagrammatic representation]						
Лепидокрокит	[Diagrammatic representation]						
Хлоантит	[Diagrammatic representation]						
Раммельсбергит	[Diagrammatic representation]						
Никелин	[Diagrammatic representation]						
Теннантит	[Diagrammatic representation]						
Антимонит	[Diagrammatic representation]						
Пирротин	[Diagrammatic representation]						
Барит	[Diagrammatic representation]						
Халькозин куб.	[Diagrammatic representation]						
Арсенопирит	[Diagrammatic representation]						
Диккит	[Diagrammatic representation]						
Накрит	[Diagrammatic representation]						
Лимонит	[Diagrammatic representation]						
Отенит	[Diagrammatic representation]						
Метаторбернит	[Diagrammatic representation]						
Смеш. ур. слюдки	[Diagrammatic representation]						
Варисцит	[Diagrammatic representation]						
Вавеллит	[Diagrammatic representation]						
Аллофан	[Diagrammatic representation]						
Малахит	[Diagrammatic representation]						
Азурит	[Diagrammatic representation]						



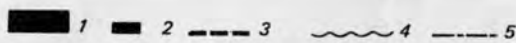
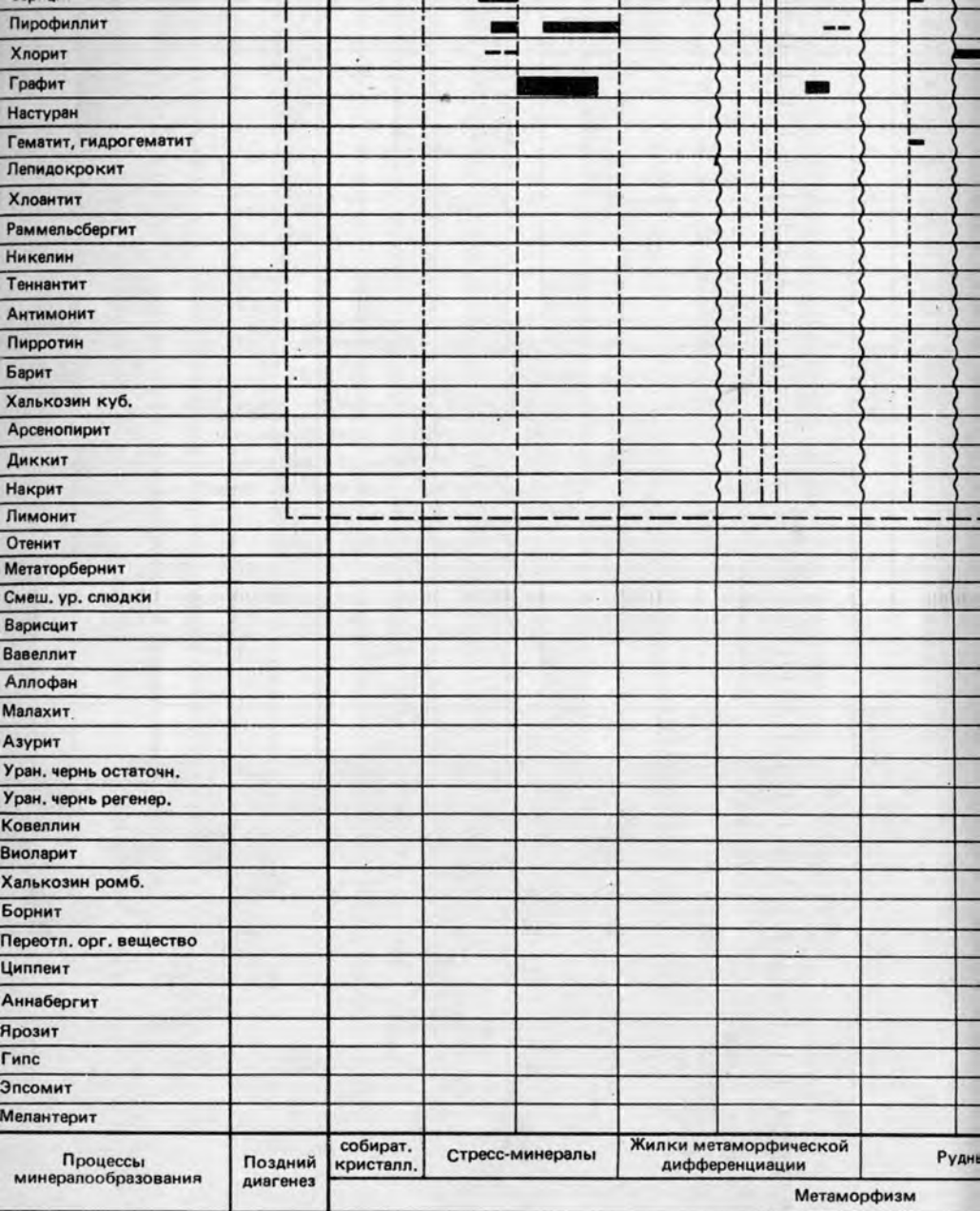
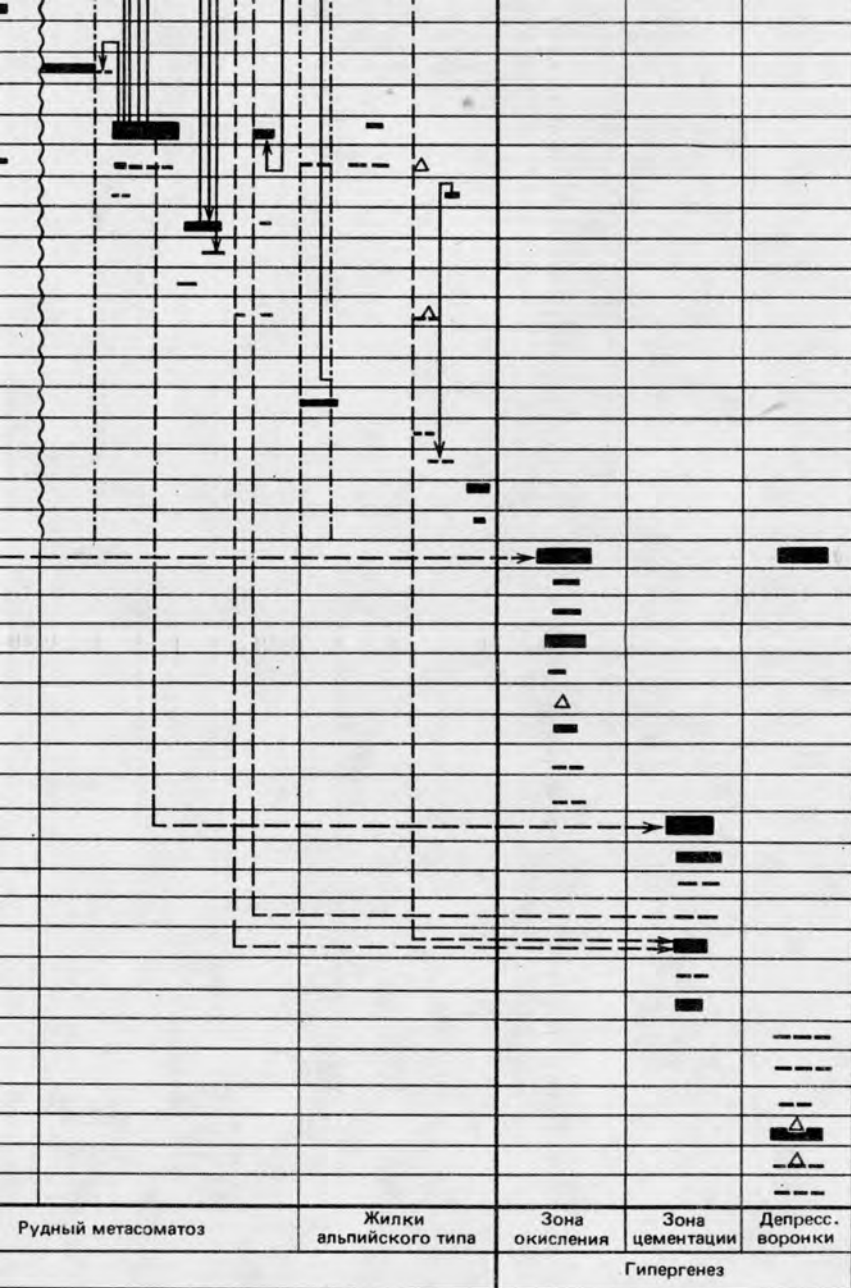


Рис. 7. Схема последовательности минералообразования в формиции черных сланцев Европы. Составили Р.В.Гецева, А.А.Дерягин

1 – много минерала; 2 – мало минерала; 3 – очень мало минерала; 4 – крупные тектонические подвижки; 5 – дробление, катаклаз зерен; 6 – комплексы близко одно-



--- 6 √ 7 ← 8 Δ 9

временны; 7 – основные направления метасоматических замещений; 8 – направление превращений в зоне гипергенеза; 9 – друзы.

I – настуран метасоматический; II – настуран коллоидный; III – настуран регенерированный

Примеры	Геотектоническое положение	Возраст	Тектонические деформации	Региональный м. физм. фации доз. сланцевой и з. сланцев
I Диктионемовые сланцы Восточно-Европейская платформа	Платформы	O ₁		
II Квасцовые сланцы Южного обрамления Фенно-Скандинавского щита		Є ₃		
III Черные аргиллиты		J ₃		
IV Черные сланцы Чаттануга		D ₃		
V Черные сланцы Вудфорд		D ₃ -C ₁		
VI Горизонты черных сланцев свиты фосфория		P		
VII Углеродисто-фосфатно кремнистая толща	Области автономной активизации	Є ₁		
VIII Углеродисто-филлитовая свита срединного массива		PR ₃		
IX Углисто-кремнисто-сланцевая толща	наги	Є ₁		
X Углисто-глинистые сланцы Пражского синклинория		S		
XI Углисто-глинистые сланцы каменноугольного бассейна Сент-Ипполит		C ₂		

III	Черные аргиллиты	Платформы	J ₃									
IV	Черные сланцы Чаттануга		D ₃									
V	Черные сланцы Вудфорд		D ₃ -C ₁									
VI	Горизонты черных сланцев свиты фосфория		P									
VII	Углеродисто-фосфатно кремнистая толща	Области автономной активизации	E ₁									
VIII	Углеродисто-филлитовая свита срединного массива		PR ₃									
IX	Углисто-кремнисто-сланцевая толща	Геосинклинали	E ₁									
X	Углисто-глинистые сланцы Пражского синклиория		S									
XI	Углисто-глинистые сланцы каменноугольного бассейна Сент-Ипполит		C ₂									
XII	Ванадиеносные сланцы углисто-глинисто-кремнистые		E ₁₋₃									
XIII	Черные сланцы		S									
XIV	Углеродисто-кварцитовая толща		E ₁									
XV	Черные сланцы нижнепротерозойской геосинклинали		PR ₁									
					Нет	Слабые	Средней интенсивности		Нет	Начальный	Очень слабый	Слабый

Рис. 22. Схема региональной интенсивности формаций черных сланцев.

Славыи
Средний
Интенсивный
Фациальный
Литолого-стратиграфический
Структурный
Интенсивность метаморфизма
Геохимический барьер
Пласт, горизонт
Выдержанная пластовая залежь
Усложненная пластобразная залежь
Секущие тела
Породы, формации
Контактирующие породы
Дисперсно-рассеянный
Настуран
Браннерит
Равномерное
Слабо контрастное
Контрастное
Трудноизвлекаемый
Подвижный
Осадочный
Осадочно-метаморфогенный
(?) Осадочно-метаморфогенный

ьного термодинамометаморфизма и уранонос-
сланцев

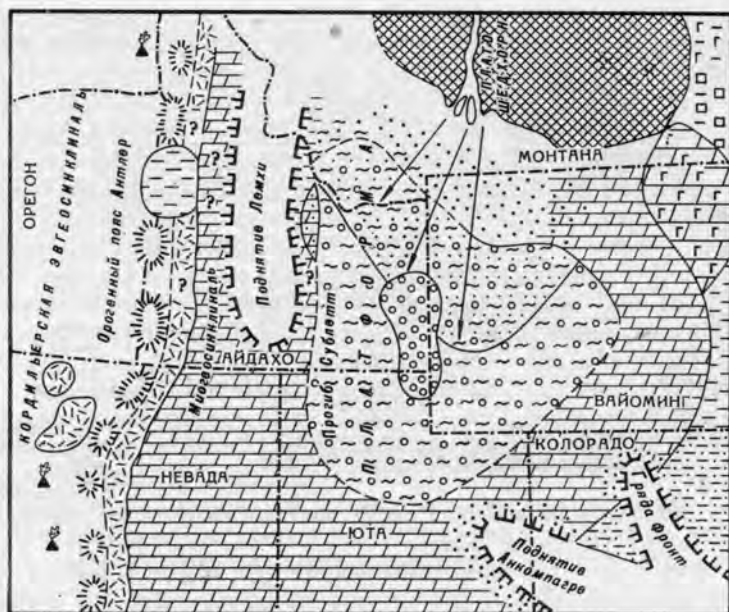


Рис. 13. Палеогеографическая карта отложений века нижней фосфоритовой пачки формации Фосфория по Г.И. Бушинскому [25]

1 – граувакки; 2 – кварцевые пески; 3–5 – фосфориты: 3 – с примесью зерен кварца и глины, 4 – с примесью глины, 5 – в области их максимального накопления; 6 – доломиты; 7 – доломиты и ангидриты; 8–10 – аргиллиты: 8 – красноцветные, 9 – с гипсом и ангидритом, 10 – красноцветные песчанистые; 11 – галлит; 12 – низменная суша; 13 – вулканы; 14 – главные направления переноса терригенного материала

ными горизонтами фосфатных битуминозных глинистых сланцев, отложения которой известны в западной части США на площади примерно 340 тыс. км² (VI). В целом в пределах всей площади распространения формации отмечаются значительные фациальные изменения [126]. Выделяется миогеосинклиальная и маломощная, постепенно выклинивающаяся к востоку платформенная фация. Миогеосинклиальная фация имеет мощность около 210 м и состоит из фосфоритов (3%), кремнистых сланцев (59%) и углеродистоглинистых сланцев (39%). Платформенные же фации имеют меньшую мощность – до 20–22 м – и к востоку постепенно выклиниваются. Такая смена фаций в горизонтальном направлении обусловлена тектоническим режимом развития дна бассейна (рис. 12).

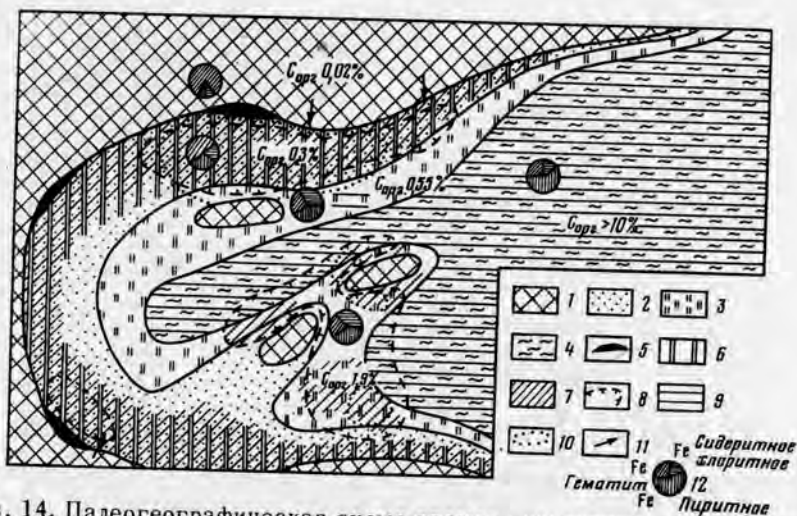


Рис. 14. Палеогеографическая схема времени накопления рудоносных осадков по Н.А. Созинову [108]

1 – область сноса и участки островных суши; 2–4 – зоны отложений: 2 – фосфатно-алевритовых, 3 – кремнисто-алевритовых, 4 – углеродисто-кремнистых; 5 – места накопления осадочных железных руд; 6–10 – зоны повышенных содержаний: 6 – железа (>8%), 7 – фосфатов (>1,5%), 8 – урана, 9 – ванадия (0,3%), 10 – никеля (>0,1%); 11 – направление сноса материалов; 12 – аутигенно-минералогические формы железа

По мнению В. Мак Келви и других [161, 162], породы формации Фосфория накапливались в большом мелководном заливе, окаймленном площадями с низким рельефом, с которых сносилось небольшое количество обломочного материала. Дно бассейна опускалось к западу, северу и востоку. Судя по горизонтальной и вертикальной смене фаций, имели место два цикла трансгрессии и регрессии. Г.И. Бушинский [25] и другие исследователи относят палеобассейн Фосфория к полустабильному шельфу платформы, отделявшемуся от геосинклинали Скалистых гор шарниром периодически поднимавшейся флексуры (рис. 13).

Еще одним примером углеродистой формации могут служить углеродисто-фосфатно-кремнистые осадки (VII), накапливавшиеся также в заливообразном платформенном бассейне в нижнекембрийское время (рис. 14).

В направлении с севера на юг имеет место увеличение мощности углеродистого горизонта. При этом отложения испытывают фациальные изменения. Эти изменения, соответствующие смене палеогеографических, фациальных и физико-химических условий седиментации при движении от области сноса вглубь бассейна, можно представить в виде следующего ряда: красноцветные песчаники – осадочные железные руды – фосфатные алевриты – фосфориты – кремнистые и углеродисто-кремнистые сланцы.

Детальные литологические исследования позволили установить,

что в эпоху, предшествовавшую накоплению осадков формации, территория представляла собой пенепленизированную низменную равнину с остаточными мелководными водоемами. Накоплению осадков предшествовал континентальный режим, в течение которого на суше в условиях жаркого и относительно влажного климата происходили процессы химического разложения пород. В конце нижнего кембрия началась крупная морская трансгрессия из геосинклинальной области. Наступление моря происходило с востока и юго-востока. К моменту накопления осадков формации образовался обширный мелководный морской залив с многочисленными островами и отмелями. В период накопления осадков суша, окружавшая бассейн, представляла собой низменную равнину, с которой выносились преимущественно продукты химического выветривания. Береговая линия бассейна вырисовывается достаточно отчетливо по положению залежей осадочных железных руд.

В пределах бассейна выделяются три фациальные зоны: мелководно-прибрежная, переходная и внутренняя мелководно-морская.

В мелководно-прибрежной фациальной зоне накапливались алевролиты и фосфаты. Отложения характеризуются небольшой мощностью, содержат следы перемыва, струйчатых течений, роющих животных и копролиты, что свидетельствует о накоплении осадков в весьма мелководных условиях.

Зона перехода прибрежного мелководья к внутренним частям бассейна характеризовалась накоплением главным образом кремнистых и кремнисто-глинистых илов с незначительной примесью фосфатов и органического вещества.

В зоне внутренних частей бассейна происходило накопление глинистых, органических и кремнистых илов с небольшой примесью фосфатов. Глинистые и органические илы отлагались в условиях сравнительно спокойных вод путем медленного осаждения из взвешенного состояния, а также при коагуляции коллоидов, что привело к образованию микрослоистых и колломорфных текстур. Отложения формации во внутренних частях бассейна характеризуются рядом особенностей: увеличением мощности до 15, а местами до 30 м и более; резко повышенным содержанием органического углерода (до 33%), кремнезема (30–60%) и пониженным содержанием фосфатов; полным отсутствием карбонатов; наличием большого количества сульфидов железа и микрослоистых структур; отсутствием следов взмучивания, перемыва и течений. Все эти признаки, вероятно, могут служить доказательством накопления осадков в относительно спокойных водах внутренних частей бассейна. Наличие в подчиненном количестве маломощных прослоев фосфатных алевролитов с примесью органического вещества может указывать на кратковременное обмеление бассейна в прибрежно-мелководной зоне.

Бассейны геосинклинального типа. Среди формаций, сформировавшихся в геосинклинальных условиях, наиболее полно изучены формации кембрийских бассейнов Азии (IX, XII) и палеогеографические условия их образования.

По данным М.М. Адышева и К.Е. Калмураева [1,2] углеро-

чистые осадки одного из этих районов относятся к нижнему кембрию и представляют собой типичную морскую трансгрессивную серию. В кембрии территория представляла собой систему проливов вблизи жесткого массива. Пролиты имели вытянутую форму согласно общему плану простираения структур.

В эпоху накопления углеродистых осадков суша, окружавшая бассейн седиментации, имела слабо расчлененный рельеф. Бассейн характеризовался выровненным рельефом дна и мелководностью. Глубины его не превышали 100 м, а возможно были еще меньше. Эффузивная деятельность замерла и проявлялась в виде поствулканических процессов, поставлявших в обильном количестве коллоидальный кремнезем. В прибрежной части бассейна накапливались глинистые и карбонатные осадки, а во внутренних его частях — кремнистые, органогенные и глинисто-кремнистые илы, обогащенные органическим веществом.

При накоплении кремнистых и органогенно-кремнистых осадков бассейн седиментации имел затрудненную связь с открытым морем. Накопление происходило при спокойном тектоническом режиме.

Близка к описанному типу и палеогеография другого, крупного геосинклинального бассейна (XII), детально описанного С.Г. и Е.А. Анкинович [6]. По данным этих авторов, углеродистая формация относится к низам среднего кембрия. В пределах района среднекембрийские отложения залегают трансгрессивно на отложениях нижнего кембрия. Между отложениями нижнего и среднего кембрия существовал континентальный перерыв, в течение которого происходило выравнивание территории, образование пенеплена и интенсивное химическое разложение пород.

Палеогеографические реконструкции, проведенные С.Г. и Е.А. Анкинович [6], показали, что тектоническая деятельность в этом районе к началу среднего кембрия была проявлена весьма слабо. В это время началась крупная морская трансгрессия. Бассейны, в которых происходило накопление осадков, представляли собой серию мелководных узких проливов, вытянутых вдоль складчатых сооружений. Они сообщались между собой и с океаническим бассейном. В прибрежных зонах этих проливов происходило накопление кремнисто-глинистых илов. Во внутренних частях накапливались осадки, обогащенные фосфатным веществом.

С.Г. и Е.А. Анкинович [6] установили, что ванадиеносные углеродистые кремнисто-глинистые и углеродисто-глинистые сланцы представлены глинистым и органическим веществом, входящим в состав пород в различных количественных соотношениях. Содержание углеродистого вещества составляет 20–25% общего объема породы и подвержено значительным колебаниям (10–75%). Кремнезем, глинистое и органическое вещество составляют в совокупности около 97–98% общей минеральной массы этих пород; из этого количества лишь 2–3% приходится на терригенный кварц. Отмечается тонкая вкрапленность пирита. Наблюдаются тонкие прожилки лидитов, сложенные криптокристаллическим кварцем, занимающим 85–98% общего объема породы. Оставшаяся часть представ-



Рис. 15. Схема образования ванадиеносных и фосфоритносных черносланцевых отложений, по С.Г. Анкинович и Е.А. Анкинович [6]

1-4 - фации: 1 - ванадиеносная, 2 - кремнисто-фосфоритная, 3 - фосфоритная, 4 - известково-фосфоритная и известковых осадков; 5 - пути движения отмершего планктона; 6 - удаление значительных масс P_2O_5 , $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, отчасти SiO_2

лена тонкодисперсным органическим веществом в тесной ассоциации с глинистым, в основном гидрослюдистым, материалом.

От береговой линии к внутренним частям бассейнов намечается следующая последовательность в изменении фациального состава осадков: углеродисто-кремнистые - кремнистые - карбонатно-кремнистые - карбонатно-фосфатные, что, безусловно, является отражением физико-химических и палеогеографических условий бассейнов седиментации (рис. 15).

Примером черных сланцев, накапливающихся в геосинклинальных условиях Европы, являются силурийские углеродистые глинисто-кремнистые сланцы, согласно залегающие на мощной толще отложений верхнего ордовика (XIII). Палеогеографические реконструкции П.И. Тарабанько (устное сообщение) показывают, что бассейн осадконакопления был в силуре полузамкнутым, слабо расчлененным, с нормалью соленой морской водой, густо населенный животными и растительными организмами.

Во времени имела место циклическая смена условий седиментации. Относительно быстрое накопление терригенного (алевритового) материала в верхнем ордовике быстро сменилось вслед за углублением водоема в начале силура осаджением хемогенных и органо-генных глинисто-кремнистых осадков с большим содержанием сапропелевого вещества. Затем в середине силура шло медленное накопление преимущественно хемогенных карбонатных осадков и в позднем силуре - снова хемогенно-органогенное осаднение сапропелевых, преимущественно глинистых осадков. На смену последним в раннем девоне снова приходит накопление карбонатных осадков, но уже хемогенно-органогенных (тентакулитовые известняки и известково-глинистые сланцы).

Формирование углеродисто-кварцитовый толщи складчатого фундамента эпигерцинской платформы Азии (XIV) характеризовалось накоплением ураноносных углеродистых осадков нижнего кембрия

в геосинклинальный период развития в открытом морском бассейне средних глубин.

Черные сланцы нижнепротерозойского возраста северной территории Австралии (XV) накапливались также в геосинклинальных условиях. Согласно Беркману [143], осадконакопление происходило в области шельфа мелководного бассейна. Характерной особенностью его на всей северной территории было широкое развитие рифовых фаций (барьерные рифы), ныне фиксирующихся по своеобразным известняковым ("кварц-гематитовым") метабрекчиям, содержащим в своем составе первоначально детритовый кварц.

Кондон и Вельполь [148] указывают, что биогермы (колониальные рифообразующие организмы), из которых под абразивным действием волн возникали брекчии, могут расти на небольшой глубине (обычно в области континентального шельфа). Упомянутые авторы считают, что рифовые фации должны были оказывать важное влияние на обстановку седиментации и отложение урана.

В сходной обстановке протекало накопление ураноносных углеродистых осадков в пределах срединного массива Азии, позднее претерпевшего тектоно-магматическую активизацию. Это верхнепротерозойская углеродисто-филлитовая свита низов байкальского вулканогенно-осадочного комплекса (VIII), отлагавшаяся в эвгеосинклинальных условиях.

Особое место среди геосинклинальных формаций черных сланцев занимают верхнекарбонные углеродисто-глинистые сланцы (XI) угольного бассейна Сент-Ипполит (Эльзасские отроги Вогез, Франция). Эти породы, весьма сходные с черными сланцами других регионов, представлены не морскими осадками, а фациально-изменчивыми отложениями континентального (озерно-морского?) бассейна небольших размеров, геология и палеогеография которого изучена еще недостаточно [150].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Тектонические деформации, их характер и интенсивность проявления играют решающую роль в создании современного геологического облика отложений формаций черных сланцев. Они прямо или косвенно направляют ход, по-существу, большинства эпигенетических и, в частности, метаморфических преобразований пород и рудогенерирующих процессов в складчатых областях.

В описываемых формациях черных сланцев тектонические деформации относятся к различным этапам тектогенеза: байкальскому (см. табл. 2, XV, VIII), каледонскому (IX, XII, XIV) и варисскому (IX, X, XI, XIII). Тектонические движения в ранее консолидированных структурах связываются с позднепалеозойско-мезозойской (VIII) и триасово-юрской (VII) автономной активизацией регионов. Слабые отголоски триасово-юрских орогенических движений фиксируются в платформенных формациях черных сланцев (IV, V, VI) и выражаются в незначительном наклоне слоев, а местами (IV) в пологих складках, которые можно рассматривать как проявления отраженной

активизации на некоторых участках (например, Северо-Американская платформа вблизи складчатой зоны Скалистых гор).

Различия в интенсивности складкообразования в геосинклинальных зонах привели к формированию разнотипных крупных складчатых структур: пологих, иногда открытых линейных складок и брахискладок (VII, IX–XII) или крупных складок в большинстве случаев линейного типа, часто асимметричных, пережатых и опрокинутых (VIII, XIII–XV). И те и другие структуры почти всегда заметно осложнены мелкой, часто дисгармоничной складчатостью более высоких порядков, нередко с гофрировкой и "выжиманием" пластичных слоев на их крыльях.

Разрывные нарушения, сопровождавшие складкообразование, — надвиги, послонные срывы, зоны брекчирования и расслаивания, часто контролируемые размещение основной массы рудных тел, — в целом более характерны для формаций с интенсивным проявлением складчатости; в формациях, смятых в пологие складки, они развиты локально (VII, X, XII) или вовсе не отмечаются. Еще в большей мере это относится к секущим постскладчатым нарушениям, таким, как сбросы, сбросо-сдвиги, зоны брекчирования и милонитизации.

Крупные разломы (как подновленные структуры древнего заложения, так и самые молодые нарушения с блоковыми перемещениями масс) фиксируются в пределах и по границам рудоносных площадей либо в связи с наложением повторных этапов тектогенеза (VIII, XIV), либо поздних стадий того же этапа (XIII, XV).

МАГМАТИЗМ

Особенностью формаций черных сланцев, сформировавшихся в геосинклинальных условиях, является наличие в их составе межпластовых залежей (силлов) и секущих даек основного состава. Это преимущественно диабазы (метадиабазы), иногда габбро-диабазы, спиллиты и туфы, реже — диабазовые порфириты (IX, XII) или базальты (IX, XII, XV). В формациях черных сланцев, даже весьма слабо метаморфизованных, магматические породы основного состава обычно сильно, иногда почти нацело изменены — альбитизированы, хлоритизированы, каолинизированы, серицитизированы, карбонатизированы, сосюритизированы, иногда окварцованы и пиритизированы. При этом изменение развивается локально в пределах самой залежи, не захватывая ее экзоконтакты. По всей вероятности, это постмагматические изменения, следовавшие за внедрением интрузивных тел до проявления процесса регионального метаморфизма. Для некоторых формаций процесс постмагматического изменения магматических тел классифицируется как зеленокаменное изменение геосинклинального периода (XIV). Высказывается также предположение, что указанные изменения диабазов представляют собой процесс гидротермальной деятельности.

Наряду с диабазовыми дайками в некоторых геосинклинальных формациях отмечаются немногочисленные дайки измененных диорит-порфиритов и лампрофиров (IX, XIII).

В отдельных регионах формации черных сланцев прорваны интрузиями гранитоидов (XV и VIII). В первом случае (XV) это конкордантные гранитные массивы, во втором (VIII) – мощные интрузивы гранитоидов, позднепалеозойско-мезозойского периода активизации срединного массива. Отмечаются также дайки аплит-пегматитового и лампрофирового состава.

На территориях, прилегающих к площадям развития формаций черных сланцев, известны гранитоиды герцинского постгеосинклинального орогенеза (XIV) и дифференцированные интрузивные комплексы (от ультраосновного до кислого и щелочного состава) этапа активизации платформы в мезозое (VII).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

За последние десятилетия достигнуты значительные успехи в области изучения низких ступеней развития регионального метаморфизма, позволившие, в частности, подойти к определению его нижней границы, а также оценить роль тектонических деформаций и структурных изменений поровых вод. Вместе с тем многие вопросы остаются еще дискуссионными, особенно применительно к таким сложным объектам, как черные сланцы. Это вызывает необходимость произвести анализ современного состояния знаний о региональном метаморфизме в рамках задач настоящей работы.

Благодаря достижениям в изучении особенностей проявления регионального метаморфизма в подвижных зонах земной коры, а также тектонических и физико-химических факторов, контролирующих этот процесс, к настоящему времени утвердилось представление о наличии в природе трех генетических типов регионального метаморфизма, связанных с различными этапами геосинклинального развития подвижных зон, претерпевших приток тепловой энергии: термодинамометаморфизм, метаморфизм погружения и ультраметаморфизм [48, 141, 114, 115, 119, 129, 87, 98, 29, 15, 16, 63].

Термодинамометаморфизм развивается в геосинклинальных зонах в связи с орогенезом главным образом при формировании первичных складчатых структур. Чаще всего в литературе он встречается под названием "региональный динамотермальный", "региональный термодинамический" метаморфизм, или, сокращенно, "региональный термодинамометаморфизм" [48, 115, 29, 15, 16], реже именуется орогенным и динамогеотермическим метаморфизмом [129 и др.].

Наряду с возрастающей в геосинклинальных условиях температурой, которая, повышая химическую активность растворов, является важнейшим фактором, направляющим метаморфические реакции, все большее значение для термодинамометаморфизма придается одностороннему давлению (стрессу). Стресс усиливает вызванное геостатической нагрузкой избыточное давление флюидной фазы, образующейся за счет легколетучих компонентов преобразующихся пород [29], дает начало реакциям и приводит к их ускорению в массе породы с постоянной или увеличивающейся температурой. Вы-

ываемые стрессом деформации пород создают благоприятные условия для инфильтрации и диффузии метаморфических растворов, способствующих зарождению центров кристаллизации и преобразованию исходных пород [119, 98, 41, 15, 16]. Некоторые исследователи, рассматривая природу метаморфизма, подчеркивают, что основными его факторами чаще являются не столько условия равновесия, сколько скорости реакций и что синтетектонические деформации, уменьшая время реакций, ведут к исчезновению метастабильных фаз [87, 123, 93].

Необходимо, однако, учитывать, что процессы термодинамометаморфизма (как и метаморфизма погружения) не сопровождаются полным растворением исходного вещества, так как они протекают в твердой фазе при участии ограниченного количества растворов [129]. При этом естественно ожидать, что наиболее далекими от равновесия будут породы, подвергшиеся низкотемпературному, наименее агрессивному метаморфизму. Наблюдения показывают, что в таких породах реликты исходного вещества и первично-осадочные структуры всегда более или менее резко преобладают над продуктами метаморфизма.

Следует обратить внимание еще на одну особенность действия стресса. Если, как это показано экспериментально, наложением подвижек не изменяет в целом поля устойчивости минеральных ассоциаций [29], то при дифференциальных перемещениях масс в подвижках скольжения углеродисто-глинистых сланцев нередко за счет тепломеханической энергии тектонических деформаций появляется неравновесная, более высокотемпературная минерализация, в частности, графит и другие "стресс-минералы" [35].

Очень важно различать, как было предложено А.Н. Заваршким [53, 54], две стороны регионального метаморфизма: стадию (или степень) развития процесса и степень (или интенсивность) его проявления.

Стадия определяется составом и температурой кристаллизации новообразованных минеральных ассоциаций и соответствует метаморфической фации (или ее субфации). Например, низкая степень термодинамометаморфизма – фация зеленых сланцев, следующая за ней – амфиболитовая фация и т.д.

Интенсивность (степень) метаморфизма определяется относительной полнотой преобразования породы и практически зависит при одних и тех же $P-T$ условиях от проницаемости среды во время превращений. При этом совершенно очевидно, что при термодинамизме для проницаемости решающее значение имеет не столько гетерогенность толщи, сколько тектоническая нарушенность пород.

Отсюда вполне понятна такая существенная особенность метаморфизма данного типа как неравномерная интенсивность его проявления, изменяющаяся в пределах одной и той же складчатой области в зависимости от развития деформаций на отдельных ее участках [54, 88, 7, 36]. На низких стадиях развития метаморфизма деформации даже в большей мере определяют степень структурных и минеральных преобразований пород, чем $P-T$ условия [41].

Необходимо также учитывать, что интенсивность метаморфизма является также функцией его продолжительности, так как даже самые слабые изменения усиливаются и суммируются во времени [129, 74] и нередко сопровождаются замещением и переотложением ранее возникающих минеральных фаз [72].

Региональный термодинамометаморфизм развивается на огромных участках земной коры в постоянных термодинамических условиях. На опыте изучения распределения разновозрастных метаморфических комплексов на территории СССР Б.Я. Хоревой [129] показано уменьшение степени метаморфизма этого типа в геологическом времени, свидетельствующее об изменении термодинамических условий. Так, монофациальные комплексы гранулитовой и амфиболитовой фации установлены только в складчатых областях архейского возраста (шиты, выступы кристаллического фундамента); типичные комплексы фации зеленых сланцев и еще более низкотемпературные филлитовые серицит-хлоритовые сланцы характерны для протерозойских складчатых поясов. В палеозойских складчатых областях породы метаморфизованы не выше фации филлитовых серицит-хлоритовых сланцев [129].

Типоморфную ассоциацию этих сланцев — кварц-серицит-хлорит (то же кварц-альбит-мусковит-хлорит) — все исследователи так или иначе связывают с границей между региональным термодинамометаморфизмом и эпигенезом. Эта граница фиксируется серией минеральных превращений, из которых определяющее значение имеет более или менее существенное исчезновение при температуре 200–250°C каолинита (монтмориллонита и других глинистых минералов) и появление серицита. Последний представляет собой особую, бедную щелочами и обогащенную водой разновидность белых слюд (фенгитов) модификации IM и IMД, являющихся как бы переходными между мусковитом и иллитом [41].

Парагенная ассоциация кварц-серицит-хлорит наряду с тем, что она является типоморфной для сланцев палеозойских складчатых областей, известна также среди эпигенетических новообразований в глинистых отложениях на платформах [66]. Это придает дискуссионность вопросу о позиции данного парагенезиса не только среди продуктов регионального метаморфизма, но и в ряду превращений диагенез-метаморфизм.

Рассматриваемая ассоциация относится либо к самой низкотемпературной субфации, принадлежавшей фации зеленых сланцев [48, 119, 29, 36, 111, 136], либо выделяется как самостоятельная фация начальной стадии регионального метаморфизма, предшествующая фации зеленых сланцев [35, 129, 33 и др.]. Эти определения различаются между собой, в сущности, лишь по терминологии. И в этом и в другом обозначении кварц-хлорит-серицитовая ассоциация рассматривается как выражающая самую низкую ступень регионального термодинамометаморфизма, уступающую в своем развитии типичному проявлению фации зеленых сланцев, т.е. ее кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации.

Рассматривая в связи с изучением эпигенетических процессов на платформах положение кварц-хлорит-серицитовая ассоциация в ряду диагенез-метаморфизм, А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов [66], А.Г. Коссовская, В.А. Дриш [65] и Н.В. Логвиненко [74] предлагают относить ее к так называемому метагенезу, т.е. процессу, переходному от эпигенеза к метаморфизму.

Если, однако, выделение метагенеза как самостоятельной стадии эпигенетических преобразований пород допустимо для платформенных условий, то распространение этого термина на геосинклинальные зоны, где широко проявлены процессы регионального метаморфизма, не оправдано. Эпигенез здесь неизбежно будет перерастать в более активный региональный термодинамометаморфизм еще на ранней и особенно на средней стадии геосинклинального развития. Во всяком случае, изменения пород в рамках той же низкотемпературной кварц-хлорит-серицитовая ассоциация в подвижных зонах хотя и далеки от равновесия, но осуществляются в них несоизмеримо полнее, чем в условиях тектонического покоя на платформах. Во-первых, образуются метапелиты ряда: кристаллически зрелый глинистый сланец - филлитовидный сланец - филлит; во-вторых - несланцеватые аргиллиты со слабо развитыми новообразованиями серпичита, кварца и хлорита.

Б.Я. Хорева [129] также считает, что региональный метаморфизм первого типа (термодинамометаморфизм) является длительным процессом преобразования геосинклинальных осадочно-вулканогенных отложений и охватывает все процессы преобразования, начинающиеся сразу же после образования осадочных пород.

Метаморфизм погружения в качестве самостоятельного генетического типа регионального метаморфизма впервые выделен Г. Винклером [29]. Такой подход к этому процессу, несомненно, является прогрессивным. В отличие от термодинамометаморфизма (от которого он ранее не отделялся) этот тип метаморфизма связан с глубоким погружением осадочных толщ и вулканитов в геосинклинальных прогибах, не сопровождавшихся горообразованием. Отсутствие в этих условиях деформирующих орогенных подвижек и господство низких температур при высоком гидростатическом давлении препятствуют развитию у пород сланцеватости и обуславливают возникновение особых метаморфических фаций, не свойственных термодинамометаморфизму.

Самым низким температурам и давлениям отвечает цеолитовая (или ломонтит-пренит-кварцевая) фация, выделяющаяся по проявлению ломонтита ($T = 220 \pm 20^\circ\text{C}$) [29, 41], за которой в узком температурном интервале (до 400°C) развивается пумпеллиит-пренит-кварцевая фация, а затем в очень глубоких прогибах может следовать лавсонит-глаукофановая фация.

Проявления цеолитовой фации как региональной метаморфической характерны главным образом для пирокластических толщ. Она является неравновесной и так же, как дозеленосланцевая фация термодинамометаморфизма, развивается при достижении температур порядка 200°C указывая на начало регионального метаморфизма погружения.

Ультраметаморфизм (или региональный плутонический метаморфизм) протекает на завершающих стадиях развития геосинклинальных зон в связи с широким проявлением процессов гранитизации в кристаллическом фундаменте и низах складчатого покрова.

И, наконец, о природе метаморфогенных растворов. В процессе термодинамометаморфизма под действием господствующего одностороннего давления от преобразующихся осадочных пород отделяется (отжимается) примерно 4% содержащейся в них воды. Под подсчетам А.А. Саукова [99], это составляет около 100 млн. т воды на 1 км³ осадков.

Известно закономерное снижение количества воды в осадочных породах по мере возрастания метаморфизма: 5,54% — в неизмененных породах, 3–5% — в породах фации зеленых сланцев, до 0,7–1% — в амфиболитовой и 0,35% — в гранулитовой фации [14]. Эти данные указывают на то, что в процессе дегидратации сами метаморфизующиеся породы становятся потенциальным источником метаморфических растворов, во всяком случае их подавляющей массы¹. Одним из наиболее очевидных источников воды являются породы, обогащенные органическим веществом, карбонизация которого при метаморфизме неизменно сопровождается образованием больших масс воды.

Значение различных форм захороненной в осадочных породах воды для метаморфических реакций неравноценно.

Вода сорбционная, которая, будучи адсорбирована поверхностью кристаллических частиц (межплоскостная, гигроскопическая), заполняет поровые пространства, является для осадочных пород преобладающей формой подземных вод (поровая вода). Она начинает выщеляться из поровых пространств на самых низких ступенях регионального метаморфизма уже при достижении температур 105–110°C и в благоприятной тектонической обстановке может далее реализоваться как основной компонент метаморфических растворов.

Кристаллогидратная вода, связанная в минералах (конституционная, кристаллизационная, цеолитная), выщеляется из кристаллических решеток минералов при температурах 300–1000°C. Обладая большей реакционной способностью, она может интенсивно растворять порообразующие компоненты пород на высоких ступенях метаморфизма вплоть до достижения равновесия.

Интересные данные о поровых водах как возможных агентах термодинамометаморфизма приводит А.М. Блох [21]. Им показана зависимость их свойств в качестве растворителей от структурного состояния воды, в частности от отсутствия ("свободная" вода) или наличия в ней водородных связей, определяющих рыхлость структуры воды и вязкость раствора ("рыхло связанная" вода).

¹ Помимо дегидратационных вод, в метаморфических реакциях, в частности на средних и высоких ступенях регионального метаморфизма, принимают участие флюиды ("сквозьмагматические" растворы), направленно идущие из магмы и способные обуславливать метасоматоз в широком масштабе [119].

Повышение температуры и действие тектонических напряжений приводят к неравномерному всестороннему сжатию пород и увеличению давления воды, что вызывает в подвижных зонах изменение структурного состояния воды, иногда почти полный разрыв ее водородных связей. Благодаря этому "рыхло связанная вода" приобретает способность к перемещению. Отжимаясь из поровых пространств вместе с находящейся в них свободной водой в капиллярные трещины, она устремляется направленным потоком в сторону областей разгрузки (тектонические нарушения, зоны трещиноватости и др.).

Следует, однако, подчеркнуть, что отделение воды и ее перемещение в пространстве должно осуществляться импульсивно как при достижении точек фазового перехода в системе $P-T$, так и, по-видимому, при формировании полостей деформации, обуславливающих резкий отсасывающий градиент давления. При выравнивании давления в областях отделения и разгрузки устанавливается динамическое равновесие, а выделение и мобилизация воды прекращается до его нарушения. Таким образом, активная циркуляция метаморфогенных растворов возможна лишь на участках, контролируемых тектоническими деформациями (разрывами сплошности пород). При этом скачкообразные переходы, "рыхло связанной" поровой воды в подвижную форму вызывают резкое повышение ее способности к выщелачиванию компонентов пород.

В отличие от термодинамометаморфизма структурная перестройка воды и обезвоживание пород при метаморфизме погружения, т.е. практически в условиях тектонического покоя, должны осуществляться значительно медленнее ввиду того, что одного гидростатического давления без приложения стресса недостаточно для разрушения водородных связей воды [21]. Кроме того, давление мощного покрова перекрывающих толщ в глубоких геосинклинальных прогибах сильно затрудняет перемещение вод.

МЕТАМОРФИЗМ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Анализ имеющихся материалов по метаморфическому преобразованию пород формаций черных сланцев показывает, что углеродистые сланцы платформенного типа представлены практически неизменными разностями, в то время как аналогичные отложения геосинклинальных зон всегда несут следы регионального метаморфизма.

В пределах Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты описываемые образования представлены преимущественно битуминозными аргиллитами (I, II, III), в пределах Северо-Американской платформы - в основном битуминозными глинистыми (аспицные) сланцами (IV V, VI). Незначительные изменения, рассланцевание пород и слабый наклон слоев связаны здесь, очевидно, с явлениями отраженной тектонической активизации периода геосинклинального развития прилегающей области Скалистых гор.

Углеродистые отложения геосинклинальных зон частично раскристаллизованы и дегидратированы. Структура пород микролепидобластовая (серпичит, хлорит) и микрогранобластовая (кварц), отме-

чается кристаллизационная сланцеватость и изредка вторичное отслаивание, а также регенерация терригенных зерен кварца, широкое развитие микрокристаллов пирита с двориками растяжения и разновозрастных жильных новообразований, включая секреторные жилки альпийского типа. Кроме того, для этих пород характерна карбонизация и полимеризация рассеянного органического вещества, локальные обособления антракосолита и графита. При этом химический и минеральный состав новообразований в черных сланцах и ассоциирующих с ними породах обнаруживают отчетливую унаследованность состава исходных пород.

Эти признаки при наличии низкотемпературной ассоциации серицит (основной индикатор)–хлорит–кварц, а также неравновесный состав и малая размерность ($0,00n - 0,0n$ мм) новообразованных фаз указывают на образование их в условиях низких ступеней термодинамометаморфизма.

Для черных сланцев нижнепалеозойского возраста это самая низкая ступень метаморфизма у границы ее с региональным эпигенезом, отвечающая дозеленосланцевой метаморфической фации. Метаморфизм более древних (протерозойских) формаций по появлению в породах наряду с серицитом биотита (и вместо антракосолита – графитита) может быть отнесен к низам зеленосланцевой фации – ее кварц–альбит–биотитовой субфации.

Отмеченная выше типоморфная ассоциация, и в первую очередь наличие мелкочешуйчатого серицита, гранобластического кварца и иногда хлорита, характерна для различных степеней дозеленосланцевого метаморфизма формаций углеродистых сланцев геосинклинальных зон. В целом же породы преобразованы относительно слабо и представлены кристаллически зрелыми глинистыми сланцами, в которых новообразованные минералы заметно уступают в количестве каолиниту, иллиту, нераскristализованной кремнистой составляющей и другим диагенетическим минералам.

При изучении прозрачных шлифов черных сланцев¹ удается проследить переходы от слабо преобразованных глинистых сланцев, близких к аспидным, с очень мелкими чешуйками серицита ко все более раскristализованным разностям, в которых серицит обладает большей степенью кристаллизационной упорядоченности, а его количество доходит в филлитовидном сланце уже до 40–50%. Увеличивается также и количество других новообразований: метакристаллов пирита, различных прожилков, чешуек графита. При сравнении изучавшихся пород между собой степень их преобразования в дальнейшем весьма условно оценивается нами как "очень слабая", "слабая", "средняя" и "сильная".

Различную степень кристаллической зрелости черных сланцев, т.е. неравномерное развитие метаморфизма дозеленосланцевой фации, можно наблюдать в пределах различных структурных форм од-

¹ Для удаления непрозрачного углеродистого (и сульфидного) пигмента шлифы необходимо изготавливать из образцов, предварительно прокаленных при температуре около 600° (и выше).

ного и того же района (VII, XII, XIII), в зависимости от интенсивности деформаций (складчатых и разрывных). В целом она возрастает вместе с общей тектонической нарушенностью пород. Более полно преобразованы породы, относимые к собственно зеленосланцевой метаморфической фации (VIII, XIV, XV). В ряду метапелитов им соответствуют углеродистые филлитовидные и кварц-пирит-биотит-хлоритовые сланцы, углеродистые и графитовые филлиты; в кремнистом ряду — различные углеродисто-кварцевые сланцы, микрокварциты и кварциты.

Эмпирически устанавливается и литологический контроль метаморфизма. В частности, несомненно, отрицательное влияние на раскристаллизацию пород оказывает углеродистое вещество. Значительные скопления его в интерстициях других минералов, очевидно, являются для последних своего рода теплоизоляционной преградой, не допускающей контакта их с просачивающимися нагретыми растворами. Породы с низким содержанием углеродистого вещества также бывают раскристаллизованы несравненно полнее, чем углеродистые сланцы, хотя и находятся в непосредственном контакте с ними.

Углеродисто-глинистые разности черных сланцев в одних и тех же P - T условиях заметно уступают по степени своей кристаллической зрелости более проницаемым углеродисто-кремнистым сланцам, особенно в тектонически нарушенных участках. Рассеянное органическое вещество в условиях дозеленосланцевой фации термодинамометаморфизма независимо от его интенсивности карбонизовано до стадии керита-антраксолита, а в пределах зеленосланцевой фации приближается к графиту или графититу.

Низкотемпературный метаморфизм пород как дозеленосланцевой, так и собственно зеленосланцевой фации был процессом весьма сложным и длительным. В том или ином выражении он сопровождал тектогенез почти на всех этапах его развития.

Основные преобразования пород по времени совпадали с главной фазой складчатости. Это более или менее существенная раскристаллизация потерявших стабильность диагенных компонентов с образованием устойчивого в новых термодинамических условиях парагенезиса: кварц — серицит — хлорит — пирит — антраксолит или кварц — альбит — серицит — биотит — графитит и возникновение путем собирательной кристаллизации метакристаллов с "тенями давления", а также стресс-минералов и жилков отслоения.

Метаморфизм послескладчатого этапа наиболее отчетливо фиксируется в формациях с хорошо проявленными разрывными нарушениями (VIII, XI, XII, XIII, XV). Он протекает в обстановке общего спада давления и неоднократно возобновляющихся тектонических подвижек, локализуясь в участках разрывных нарушений. Решающим фактором здесь является резко усиливающаяся по трещинам циркуляция растворов, уже достаточно насыщенных компонентами, выносимыми из пород. Взаимодействие этих растворов ("псевдогидротерм") с вмещающими породами приводит к образованию разновозрастных жилков, цемента брекчий и иногда также невыдержанных околотрещинных

метасоматически измененных зон и каемок с урановой минерализацией и повышенными концентрациями других элементов.

Заключительный этап метаморфизма протекает в условиях постепенно затухающих тектонических подвижек и фиксируется секреторными образованиями жил альпийского типа, возникающими путем крайне медленной кристаллизации мобилизованных петрогенных элементов на стенках открытых трещин и пустот. Эти пострудные жилки ограничивают метаморфическую минерализацию, после которой превращения пород, связанные с поздними, часто оторванными во времени разломами и блоковыми движениями, носят деструктивный характер – катаклаз зерен, дробление пород и руд.

В срединных массивах иногда имеет место полиметаморфизм (VIII), т.е. наложение на продукты регионального метаморфизма зеленосланцевой фации контактного метаморфизма, отвечающего амфиболитовой фации. Последний связан с внедрением крупных массивов лейкократовых гранитов на раннем этапе тектоно-магматической активизации территории и проявился в образовании контактных ореолов с зонами развития роговиков, узловатых сланцев и спорадической биотитизации. В зоне развития узловатых сланцев углеродисто-филитовой свиты и локализуются основные рудовмещающие структуры месторождений.

Глава III

УРАНОНОСНОСТЬ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

В размещении стратиформного уранового оруденения, приуроченного к формациям черных сланцев, прослеживается ряд закономерностей регионального и локального значения (табл. 3)¹. Анализ табл. 3 показывает, что контроль уранового оруденения осуществляется под влиянием многих факторов, среди которых главное значение имеют: фациальный, литолого-стратиграфический и структурный контроль. Кроме того, степень и характер оруденения зависят также от интенсивности метаморфизма пород и геохимического барьера.

КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Фациальный контроль оруденения в формациях черных сланцев имеет региональное значение и выражается в выделении в пределах всей площади бассейна седиментации наиболее благоприятных фациальных зон.

¹ В табл. 3 рассматриваются те же формации (I–XV), которые приведены в табл. 2.



Рис. 16. Предполагаемое положение кислородной поверхности по Т.Н. Давыдовой, Ц.Л. Гольдштейн, С.М. Сухановой [40]

1 — неясно слоистые алевритовые аргиллиты с глауконит-фосфатной ассоциацией; 2 — неслоистые черные аргиллиты с настурановой ассоциацией; 3 — неясно слоистые аргиллиты со слюdkовой ассоциацией

При изучении условий отложения рудоносных осадков ордовикского бассейна (I) методом фациально-циклического анализа Т.Н. Давыдова и Ц.Л. Гольдштейн [40] показали, что контуры пласта, обогащенного ураном, отвечали промежуточной фациальной зоне, сменявшей прибрежно-мелководную зону на сравнительно небольшом удалении от берега палеопротолива. Они установили, что основным процессом, непосредственно определившим высокие концентрации, являлось длительное взаимодействие иловых вод, глинистых, богатых органическим веществом осадков оптимальной зоны, имевших восстановительную среду, с придонными водами, содержащими свободный кислород и шестивалентный уран. Оптимальная зона развивалась вдоль южного берега протолива, через который происходило сообщение крупных бассейнов. Это обеспечивало обновление придонных вод, возможность фиксации металла из новых порций этих вод и его накопление в осадке путем длительного взаимодействия придонных вод с иловыми водами и веществом осадка. Стык разных сред осадка и придонных вод, как полагают Т.Н. Давыдова и Ц.Л. Гольдштейн [40], был характерен только для оптимальной зоны (рис. 16).

В меньших количествах уран накапливался и в других фациальных зонах в зависимости от наличия осадителей органического вещества и фосфатов кальция.

Фациальный контроль в пределах верхнеюрского бассейна проявлен в закономерном увеличении ураноносности черных аргиллитов наряду с обогащением их органическим веществом и уменьшением общей мощности пачки в направлении от береговой линии к внутренним частям бассейна.

Фациальный контроль оруденения устанавливается также и для нижнепалеозойского бассейна Азии (IX), в пределах которого накопление черных сланцев происходило в переходной фациальной зоне от внутренних к прибрежным частям бассейна.

В распределении урана по фациальным зонам в пределах площади нижнекембрийского бассейна седиментации (VII) отмечаются следующие особенности.

В прибрежно-мелководной зоне повышенные содержания урана приурочены к горизонту фосфатных алевролитов и фосфоритов. По мере удаления от прибрежно-мелководной зоны к внутренним частям

Таблица 3
Ураноносность формаций черных сланцев

Формация, местоположение	Контроль уранового оруденения	Рудные тела		Распределение урана
		форма	состав	
1	2	3	4	5

I. Диктионемовые сланцы, Восточно-Европейская платформа	<p>Фациальный контроль: контуры зоны, обогащенной ураном, примерно параллельны береговой линии и отвечают промежуточной фациальной зоне, сменяющей прибрежно-мелководную</p> <p>Литолого-стратиграфический: наиболее высокие концентрации урана в прослоях битуминозных аргиллитов средних частей мелких циклов седиментации</p>	Пласт	Битуминозный аргиллит, фосфатные оолиты	Равномерное (по фациальным зонам)
II. Квасцовые сланцы, южное обрамление Фенно-Скандинавского щита (Южная Швеция). Восточно-Европейская платформа	<p>Литолого-стратиграфический: пласт битуминозных глинистых сланцев с более повышенными концентрациями урана в прослоях и линзах кольма</p>	Пласт с обогащенными ураном прослоями и линзами кольма	Кольм, битуминозный, глинистый сланец	Равномерное
III. Черные битуминозные аргиллиты, Азия	<p>Литолого-стратиграфический и фациальный: закономерное увеличение радиоактивности аргиллитов (при обогащении их органическим веществом и уменьшении общей мощности пачки) в направлении от береговой линии к внутренним частям бассейна</p>	<p>Выдержанный по площади пласт (пачка) мощностью от 10-20 до 40-50 м</p>	Черный битуминозный аргиллит	Равномерное, повсеместно

Минералого-геохимическая характеристика руд		Спутники урана	Генетический тип уранового оруденения
минеральные и другие формы урана	корреляционные связи урана; (+) - прямая связь (-) - обратная связь		
6	7	8	9

Носители урана: фосфатные оолиты (25-30%), органическое вещество (25-30%), светлое илистое (силикатное) вещество (30%), настуран в пиритовых конкрециях ~ 6%)

(+): с $C_{орг}$, P, Ca, Mn, Fe, S; (-): с K и Al

-

Осадочный (седиментационно-диагенетический)

Уран дисперсно рассеян в сланце и в колъме

Нет данных

Местами нефтяные продукты

Осадочный (седиментационно-диагенетический)

Носители урана: рассеянное органическое вещество, фосфоритизированные остатки рыб

(+): с $C_{орг}$, P, S, Mo, V

-

Осадочный (седиментационно-диагенетический)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5
IV. Черные сланцы Чаггана, Северо-Американская платформа (штаты Теннесси, Кентукки, Алабама)	Литолого-стратиграфический: битуминозные глинистые сланцы с несколько повышенными (средневзвешенное - 0,005%) против среднего (0,003%) содержания урана в нижних частях разреза, обогащенных органическим веществом и фосфатами кальция	Выдержанные пластовые залежи	Битуминозные черные и темно-серые глинистые сланцы, фосфатные желваки и фосфатсодержащие песчаники	Равномерное, очень выдержанное по площади (обычно $U = 0,001 - 0,002\%$, модалное содержание $0,002\%$, среднеарифметическое - $0,003\%$)
V. Черные сланцы Вудфорд, Северо-Американская платформа (штат Оклахома)	Литолого-стратиграфический: битуминозные глинистые и кремнистые сланцы с повышенными против среднего для толщи (0,003%) содержания урана на интервалах слоев, наиболее обогащенных органическим веществом (до $0,005\%U$) и фосфатами кальция	Выдержанные пластовые залежи	Битуминозные черные и темно-серые глинистые и кремнистые сланцы, меньшефосфатные желваки и фосфатсодержащие песчаники	Равномерное, очень выдержанное по площади (обычно $U = 0,001 - 0,002\%$, модалное $0,001\%$, среднеарифметическое $0,003\%$)
VI. Горизонты черных сланцев формации Фосфория, Северо-Американская платформа (штаты Айдахо, Монтана, Вайоминг)	Литолого-стратиграфический: горизонты черных сланцев с наиболее повышенными концентрациями в фосфоритовых пластах	Пласты (рудные горизонты)	Фосфатно-битуминозные глинистые сланцы, фосфориты	Равномерное ($U = 0,005 - 0,006$, до $0,01\%$)
VII. Углеродисто-фосфатно-кремнистая голша, Азия	Фациальный контроль - наиболее высокие содержания урана отмечаются в прибрежной части бассейна. Лито-	Выдержанные пластобразные залежи ленточной	Углеродисто-кремнистые сланцы, крем-	Слабо контрастное, участками равномерное

6	7	8	9
<p>~90% урана - коллоидальная фаза, диспергированная в рассеянном органическом веществе в виде окислов или металлоорганических соединений; ~10% урана - изоморфное замещение кальция в структуре апатита; 0,55%-0,71% урана - ураноносное "фюзенизированное" (асфальтовое?) вещество споровидных ископаемых микроорганизмов (редкая форма)</p>	<p>Для залежей в целом корреляционные связи отсутствуют. В сланцах: (+) с P_2O_5, локально с уд. весом нефти, с $S_{орг}$ ($r = +0,84\%$); (+симбатная): с пиритом; в фосфатных желваках: (+) с TR (при сод. TR < 0,5%) (-): с количеством кластического материала, с Ca</p>	<p>Частично фосфор и редкие земли</p>	<p>Осадочный (седиментационно-диагенетический) Уран накапливался в бассейне сингенетично с осадком и адсорбировался органическим и фосфатным веществом до уплотнения и захоронения осадка</p>
<p>~90% урана - коллоидная фаза, диспергированная в рассеянном органическом веществе в виде окислов или металлоорганических соединений; ~10% - изоморфное замещение кальция в структуре апатита; до 0,11% U_3O_8 - ураноносное асфальтовое (?) вещество ископаемых костных остатков</p>	<p>Для залежей в целом корреляционные связи отсутствуют. В сланцах, местами (+): с P_2O_5, с уд. весом нефти; в фосфатных желваках (+): с TR (при содержании TR < 0,5%), (-): с Ca</p>	<p>Участками P и TR</p>	<p>Осадочный (седиментационно-диагенетический). Уран накапливался в бассейне сингенетично с осадком и адсорбировался органическим и фосфатным веществом до уплотнения и захоронения осадка</p>
<p>Диспергирован в фосфатах (замещает кальций в структуре фторапатита, адсорбирован на поверхности фосфатных частиц) и меньше в органическом веществе (рассеянная двуокись? урана)</p>	<p>Четких устойчивых связей нет. При низких содержаниях урана иногда (+) с $S_{орг}$; при более высоких (+) с P_2O_5, (-): с $S_{орг}$; тенденция к (+) с V_2O_5 и к (-) с CO_2</p>	<p>Никель, молибден, ванадий, фосфор Уран не отделяется от фосфора</p>	<p>Осадочный (седиментационно-диагенетический). Непосредственное отложение урана из океанических вод</p>
<p>Дисперсно-рассеянная минералогически не выраженной форма (в слабо метаморфизованных участках рудного горизонта).</p>	<p>По рудному горизонту в целом корреляционные связи отсутствуют.</p>	<p>Никель, молибден, ванадий, фосфор</p>	<p>Осадочно-метаморфогенный</p>

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5
	<p>лого-стратиграфический (цикличность седиментации): слои углеродистых сланцев и кремнистых фосфоритов. Структурный: сводовые части антиклиналей второго порядка, осложняющих крылья крупных синклинальных структур; по-слойные зоны брекчирования и рассланцевания в углеродистых сланцах (вмещают рудоносные участки горизонта). Интенсивность метаморфизма пород</p>	<p>и линзовидной формы (мощность от 0,5 до 15-20 м) в пределах рудоносных участков горизонта</p>	<p>нистые фосфориты</p>	<p>и контрастное</p>
<p>VIII. Углеродисто-филлитовая свита низов вулканогенно-осадочного комплекса срединного массива, Азия</p>	<p>1. При убогой концентрации урана - литолого-стратиграфический: избирательная приуроченность к черным сланцам начальных ритмов трех филлитовых подсвит нижней свиты рифея</p> <p>2. При уранинит-браннеритовом оруденении: литолого-стратиграфический: приуроченность к двум нижним подсвитам, главным образом слоям и линзам филлита, известняка, сланца и других пород, обедненных органическим веществом, непосредственно контактирующим с углеродистыми сланцами. Структурный: замковая часть главной антиклинали. Крутопадающие разрывы, субпараллельные складчатым структурам и секущие под острым углом рудовмещающие пачки. Рудная минерализация в пределах метасоматически измененных участков брекчиевого выполнения. Геохимический барьер: контактный ореол лейкократовых гранитов: рудовмещающие</p>	<p>1. Пластообразные залежи</p> <p>2. Крутопадающие линзовидные тела со сложными прихотливыми контурами, секущими под острым углом вмещающих пород</p>	<p>1. Углеродисто-кварцевые, углеродистые и кварцево-углеродистые сланцы</p> <p>2. Рудоносные метасоматически измененные брекчии из альбитизированных (с биотитом и актинолитом) мелких обломков филлита, углеродисто-кварцевых сланцев, гранат-диопсидовой породы, известковистого алевролита и известняка с биогит-актинолитовым или хлорит-актинолит-карбонатным цементом</p>	<p>1. Слабоконтрастное</p> <p>2. Контрастное</p>

6	*7	8	9
---	----	---	---

Настуран - неравномерное (сгустковое) и послойное замещение породы; стяжения с кварцем, пиритом и органическим веществом; секущие прожилки. Урановые черны

В слабо метаморфизованных участках отмечается статистическая связь с Р ($r = +0,66$ при $t_{x,y} = 10$)

1. Сорбция на породообразующем органическом веществе ($U = 40,8-47,0\%$); гухолит (?) ($U = 50-250 \cdot 10^{-4}\%$) - редкая форма

1. $C_{\text{орг}}$, почти прямая пропорциональность

1. Осадочно-метаморфогенный

2. Браннерит и лейкоксенизированные продукты его распада в скоплениях, прожилковидных выделениях в тесном сростании с альбитом, темноцветными силикатами, иногда ильменитом, молибденитом и другими сульфидами; уранинит - мелкие зерна в сростании с браннеритом, включения в биотите, актинолите и кальците, чаще визуально не наблюдается; носители урана - темноцветные силикаты и сидерит

2. (+): Mo, Pb, (близко к лог-нормальному), (-): слабая с As, с Cu

2. Спорный
а) осадочно-метаморфогенный (?);
б) литогенно-гидротермальный: мобилизация урана из вмещающих пород (в основном из первично ураноносных черных сланцев) нагретыми растворами в период тектоно-магматической активизации и преотложение его в благоприятной литологической и структурной обстановке

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5
	<p>структуры располагаются в основном в зоне "узловатых сланцев", несколько второстепенных - в зоне развития биогита</p>			
<p>IX. Углеродисто-кремнисто-сланцевая толща, палеозойские складчатые сооружения Азии</p>	<p>Фашиальный: переходная фашиальная зона от внутренней к прибрежной зоне бассейна. Литолого-стратиграфический: прослой углеродистого и углеродистого-глинистого сланца</p>	<p>Выдержанный моно-клинально залегающий сланцевый пласт с редкими тонкими (5-10 см) обогашенными ураном прослоями, местами нарушенным тектоническими подвижками</p>	<p>Углеродисто-глинистые сланцы - прослой в массе преобладающих рудных кремнистых и углеродистых сланцев</p>	<p>Равномерно-ритмическое</p>
<p>X. Углеродистого-глинистые сланцы Пражского синклинария, Европа</p>	<p>Литолого-стратиграфический: аномально-повышенные концентрации в черных сланцах силура (главным образом в основании разреза), частично дайках диабаз, битуминозных известняках силура и контактирующих песчано-глинистых слоев верхнего ордовика; Структурный: зона тектонического контакта силура и ордовика (по видимому, надвига) - в пределах первых метров от контакта, в породах силурийского возраста; участки наиболее тектонически нарушенных черных сланцев</p>	<p>Пласты? (не оконтуривались), местами, возможно, выдержанные залежи</p>	<p>Углеродистого-глинистые сланцы, меньше - битуминозный известняк, диабаз и очень редко песчаник и сланец ордовика</p>	<p>Равномерное</p>
<p>XI. Углеродисто-глинистые сланцы каменноугольного бассейна Сент-Ипполит, Эльзасские отроги Вогезов (Франция)</p>	<p>Литолого-стратиграфический: оруденение только в пластах вестфальского сланца, со строго выдержанным послойным распределением урана, преимущественно в наиболее темных прослоях сланцев.</p>	<p>Пласты</p>	<p>Углеродистого-глинистый сланец, обогащенный органическим веществом</p>	<p>Равномерное до слабо контрастного (тухольские руды) и контрастного (за</p>

6	7	8	9
---	---	---	---

<p>Тонко рассеян в сланцах. Обогащенный углеродистым веществом (седиментационная форма). Остатки диспергированных частиц в конкреционных образованиях фосфатного и органического вещества (позднедиагенная форма)</p>	<p>Прямая корреляционная связь Re урана (не более 40-50%) с $C_{орг}$ и менее отчетливая - с Mo</p>	<p>Mo, V, TR, Se,</p>	<p>Осадочный (седиментационно-диагенетический)</p>
---	--	-----------------------	--

<p>Дисперсно-рассеянная минералогически не выраженная форма</p>	<p>Нет данных</p>	<p>-</p>	<p>Осадочный с очень слабым перераспределением (концентрацией) при метаморфизме в тектонически нарушенных участках</p>
---	-------------------	----------	--

<p>Дисперсно-рассеянная форма с относительной концентрацией в мелких стяжениях органического вещества ("ежики" трещин) - адсорбция на поверхности органических и неорганических (каолинит, иллит) компонентов.</p>	<p>В "минерализованных" разностях сланца с метаотенитом, по данным Бейтса и Стрела, связи отсутствуют</p>	<p>-</p>	<p>Осадочный (седиментационно-диагенетический) с эпигенетическим (метаморфическим) перераспределением урана (осадочно-метаморфогенный?) Гидротермальный</p>
--	---	----------	---

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5
	Структурный: развитие прожилков тухолита в зонах трещиноватости, сопровождающих сбросы (безрудные) в местах пересечения ими пластов черного сланца, наиболее обогащенных рассеянным ураном			счет метатенига) U ₃ O ₈ в руде 0,02- 0,1%
XII. Ванадиеносные углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, палеозойские складчатые сооружения Азии	Литолого-стратиграфический: породы углеродисто-глинисто-кремнистой голши, особенно слои, обогащенные кремнисто-фосфатными конкрециями, прослой углеродистого алевролита. Структурный (для балансовых руд): послойные зоны дробления, трещиноватости, рассланцевания. Геохимический барьер: границы окисленных участков (в переходной зоне пятнистого осветления древней каолиновой коры выветривания)	Крупная полого наклоненная зона сложной плащевой (?) формы с заметным усложнением морфологии в замках складок. Внутри обшего балансового контура мелкие гнездо- и линзообразные тела кондиционных руд с нечеткими границами. В целом коэффициент рудоносности низкий	Черные и пятнисто-осветленные углеродисто-глинистые, углеродисто-глинистые сланцы, углеродистые фганыты, углеродистые алевролиты	В забалансовых контурах слабоконтрастное, в телах кондиционных руд - контрастное
XIII. Черные сланцы, Европа	Литолого-стратиграфический; горизонты черных сланцев, главным образом хрупкие кремнистые разности нижнего горизонта; в карбонатном горизонте наиболее глинистые фациальные разновидности доломитового известняка. Геохимический барьер: породы непосредственно контактирующие с черными сланцами; подстилающие и покрывающие слои, эндоконтакты диабазовых залежей.	Крупные пластообразные (иногда седловидные) тела с тектонически осложненной морфологией (главная масса бедных руд). Мелкие штокверкоподобные тела (скопления) на-	Углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинистые (меньше) сланцы, алевритистые богатые пиритом слюдисто-глинистые сланцы (подстилающие), меньше-глинистые сланцы (покрывающие слои), из-	От слабо контрастного до контрастного

6	7	8	9
---	---	---	---

Тухолит ($U = 12-15\%$) в ассоциации с выделениями сульфидов и сидерита. Метаотенит (руды заметно окислены)

Рассеянная форма (окислы?). Настуран в составе "рудных" сульфидно-карбонатных и сульфидно-апатитовых конкреций; мономинеральные желвачки и скопления; секущие метасоматические прожилки мономинеральные и с марказитом

Частичная связь (+) с P_2O_5
Отсутствует связь с V

V, Mo

Спорный: а) осадочно-метаморфогенный, с последующим перераспределением урана в коре выветривания на окислительных барьерах; б) инфильтрационный. Рудообразование связано с формированием триасово-юрской коры выветривания; в) литогенный инфильтрационный ("эпигенетический экзогенного типа"). Рудообразование за счет мобилизации урана из черных сланцев и перераспределение его вадозными водами в период преобразования триасово-юрской коры выветривания, т.е. в постсеноманское время

Рассеянная (главная) форма - молекулярно-дисперсные окислы (?) урана. Настуран - гонкие каемки, скопления и прожилки метасоматического замещения породы (избирательно по органическому веществу, слюде, хлориту). Настуран колломорфный - редкая регенерированная форма в пустотах и пострудных прожилках настурановых руд. Уран-железо-органические комплексы - очень редкая реликтовая (от диагенеза) форма в рудном углеродисто-кремнистом сланце

В бедных рудах частичные "породные" связи (+): с S, V, Mo, TR
В рядовых рудах - (+): с TR, Cu, Mo, (-): с Ni

-

Спорный: а) осадочно-метаморфогенный с двухстадийной со- и посткладчатой (варисский тектогенез) метаморфической мобилизацией и концентрацией рассеянного урана; б) гидротермальный, связанный с внедрением варисских гранитных интрузий

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5
	<p>Структурный: сводовые части, антиклиналей, соскладчатые межформационные надвиги, брекчии и зоны дробления, постскладчатые сбросы.</p> <p>Интенсивность метаморфизма пород (для наиболее тектонически осложненных участков)</p>	<p>стурановых руд по седущим нарушениям в пластообразных рудных телах</p>	<p>мененные диабазы и доломитовые известняки</p>	
<p>XIV. Углеродисто-кварцевая голша, складчатый фундамент эпигерцинской платформы Азии</p>	<p>Для генетического типа 1 (см. гр. 9) – фациальный и литолого-стратиграфический; чисто кремнистые фации (горизонты углеродистых кварцитов) на смене карбонатно-кремнистыми, в пределах двух полос развита продуктивной свиты</p>	<p>Генетический тип 1. Маломощные прослой, четкообразные линзы</p>	<p>Генетические типы 1 и 2. Углеродистые кварциты</p>	<p>Генетический тип 1. Равномерное</p>
	<p>Для генетического типа 2 – литолого-стратиграфический, как в типе 1. Структурный: микроскладки мелких послонных зон дробления; интенсивность метаморфизма углеродистых кварцитов</p> <p>Геохимический барьер: контакт углеродистых кварцитов с зеленокаменной серией</p>	<p>Генетический тип 2. Более сложные в зависимости от контролирующих структур мелкие пласто-, линзо-, гнездо- и седлообразные тела</p>		<p>Генетический тип 2. Слабо контрастное</p>
	<p>Для генетического типа 3 – структурный; микроскладки (особенно шарнирные части синклинальных складок, флексуобразные изгибы межпластовых зон дробления и сопровождающих их зон грешниватости в углеродистых кварцитах на контакте с зеленокаменной серией)</p> <p>Геохимический барьер: вторичная зональность – зона окисления и переходная зона к каолиновой коре выветривания</p>	<p>Генетический тип 3. Пологие пластообразные линзующиеся залежи. Залегание рудных тел всех генетических типов, как правило, согласное с вмещающими породами</p>	<p>Генетический тип 3. Глиноподобная (существенно монтмориллонитовая) масса выполнения зон дробления, сильно дробленные углеродистые кварциты, в разной степени выветренные, изредка филлитовидные сланцы и филлиты</p>	<p>Генетический тип 3. Контрастное</p>

6	7	8	9
---	---	---	---

Генетический тип 1. Уран минералогически не выражен. На выходах в зоне окисления - гююмунит

Генетический тип 1. (+) с Mo, V, Cu, C_{орг}

Генетический тип 1. Mo (до 0,1%), V (до 1,45%)

В таблице различаются три типа уранового оруденения
1. Осадочный (седиментационно-диагенетический)

Генетический тип 2. То же. Ниже зоны окисления-дисперсные окислы (?) урана в трещинах отслоения (радиографии) и настуран - тонкие прожилки и включения в пороодообразующем кварце и органическом веществе, в ассоциации с молибденитом и другими сульфидами

Генетический тип 2. Нет данных

Генетический тип 2. То же

2. Осадочно-метаморфогенный

Генетический тип 3. В пределах коры выветривания-уранованадаты (карнотит, гююмунит) и уранофосфаты (горбернит, огенит, бассейт) с гетитом и галдуазитом в трещинах и пустотах выщелачивания. За пределами рудных тел мелкие скопления настурана в углеродистых кварцитах

Генетический тип 3

Генетический тип 3. Mo (до 0,05%), V (до 0,5%)

3. Спорный: а) осадочно-метаморфогенный; б) инфильтрационный: рудообразование связано с формированием триасово-юрской коры выветривания: послекоровое; в) инфильтрационный; вторичные обогащения ураном в неоген-четвертичной зоне цементации (впоследствии частично окисленной) убогих сингенетических концентраций урана;

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5
<p>XV. Черные сланцы нижепротерозойской геосинклинали, Северная территория Австралии (рудное поле Рам-Джангл)</p>	<p>Литолого-стратиграфический: все месторождения и рудные тела в черных углеродистых сланцах или непосредственно контактирующих хлоритовых сланцах вблизи подстилающей толщи доломитов.</p> <p>Фациальный: ассоциация месторождений с останцами рифовых фациальных барьеров (известняковые метабрекчии).</p> <p>Структурный: сложно деформированные складки, главным образом антиклинальные; послойные зоны смятия и расщепления около крупных сбросов, в смещенных (опущенных) по ним тектоническим блокам.</p>	<p>Четыре крупные кругопадающие пластообразные залежи или рудные тела, каждое из которых соответствует месторождению</p>	<p>Черные углеродистые кварц-пирит-серпичитовые сланцы (обедности: "плигчатая углистая" и "графитовая"), меньше - кварцбиотит-хлоритовые сланцы, иногда кварцит и известняковая (гемагит-кварцито-вая) метабрекчия</p>	<p>Контрастное</p>

Насгунан: 1-я генерация - гонкая вкрапленность (сферолиты) и маломощные ленточные жилки замещения сланца по наслоению, кливажу, плоскостям отдельности, совместно с ранним пиритом; 2-я генерация - жилки заполнения сколовых трещин в ассоциации с поздним пиритом и более молодыми сульфидами меди и кобальта

Установлено отсутствие корреляционных связей с S_{org} и пиритом

U, Cu

г) гидротермальный герцинского этапа с образованием вторичных уранованадагов в зоне окисления; д) гидротермальный альпийского этапа или альпийский восстановительный эпигенез с первичными уран-ванадатами, наложенными на неоген-четвертичную зону окисления мезозойской коры выветривания

Спорный:

а) осадочно-метаморфогенный; сингенетичные накопления урана в фациях шельфа, переотложение и концентрация при стрессе (соскладчатом динамотермальном метаморфизме [148, 76]; б) осадочно-метаморфогенный (основная пирит-смолковая рудная генерация) с наложением гидротермальной регенерации (поздняя сульфидно-смолковая генерация); в) осадочно-метаморфогенный (основная рудная регенерация) с наложением супергенной сульфидно-смолковой минерализации [143]; [Berkman, 1970]; г) осадочно-гидротермальный; источник урана - черные сланцы, мобилизация и концентрация урана гидротермами первого периода гранитных интрузий [171, 176]; д) гидротермально-метасоматический; источник урана - гранитные интрузии [171, 176]

бассейна содержание урана уменьшается. В зоне перехода прибрежного мелководья к внутренним частям бассейна отмечается некоторая дифференциация содержания урана в зависимости от литологических типов пород. В этой зоне иногда можно наблюдать зависимость оруденения от цикличности осадконакопления. Максимальные концентрации урана приурочены к тем частям циклов, в течение которых накапливался наиболее тонкоотмученный материал, т.е. к таким, которым соответствовала наиболее стабильная тектоническая обстановка в области сноса.

Эти участки, иногда располагаются в области перехода от одной фациальной зоны в другую, особенно эта зависимость отмечается при переходе области максимального фосфатонакопления к области максимального накопления хемогенного кремнезема, обогащенного органическим веществом.

В геосинклинальных отложениях складчатого фундамента эпигерцинской платформы (XIV) ураноносные отложения накапливались в кремнистых фациях при переходе их в карбонатно-кремнистые.

Своеобразный контроль оруденения отмечается у рудного поля Рам-Джанг (XV). Здесь месторождения приурочены к останцам рифтовых известняковых фаций (карбонатные метабрекчии) в основном гематит-кварцевого состава, которые, вероятно, оказывали существенное влияние на накопление урана при седиментации (рис. 17). Эти метабрекчии используются в качестве поискового признака на уран по всей северной территории Австралии [148].

Литолого-стратиграфический контроль. Связь концентрации урана с теми или иными стратиграфическими подразделениями (горизонт, пласт, слой) является основным фактором, контролирующим ураноносность формаций в самом широком значении — от размещения оруденения в стратиграфическом разрезе участка и развития площадей с повышенными сингенетичными накоплениями урана до локализации генетически разнотипных стратиформных месторождений и рудных тел. Данный фактор является единственным "сквозным" проявлением контроля оруденения в формациях всех регионов независимо от их возраста и геотектонической позиции.

В платформенных формациях, в которых распределение урана целиком подчиняется закономерностям строения и состава урансодержащих осадков, положение и контуры рудопроявлений определяются стратиграфическими уровнями. В геосинклинальных образованиях из-за нарушения первоначальных закономерностей распределения урана за счет развития вторичных наложенных процессов взаимоотношения порода — руда более сложны, но литолого-стратиграфический контроль проявлен также достаточно отчетливо.

Конкретные формы этого контроля оруденения сводятся к следующему (см. табл. 3).

В пласте диктионемовых сланцев (I) наиболее высокие содержания урана приурочиваются к битуминозным аргиллитам средних частей разреза мелких (несколько сантиметров) седиментационных циклов.

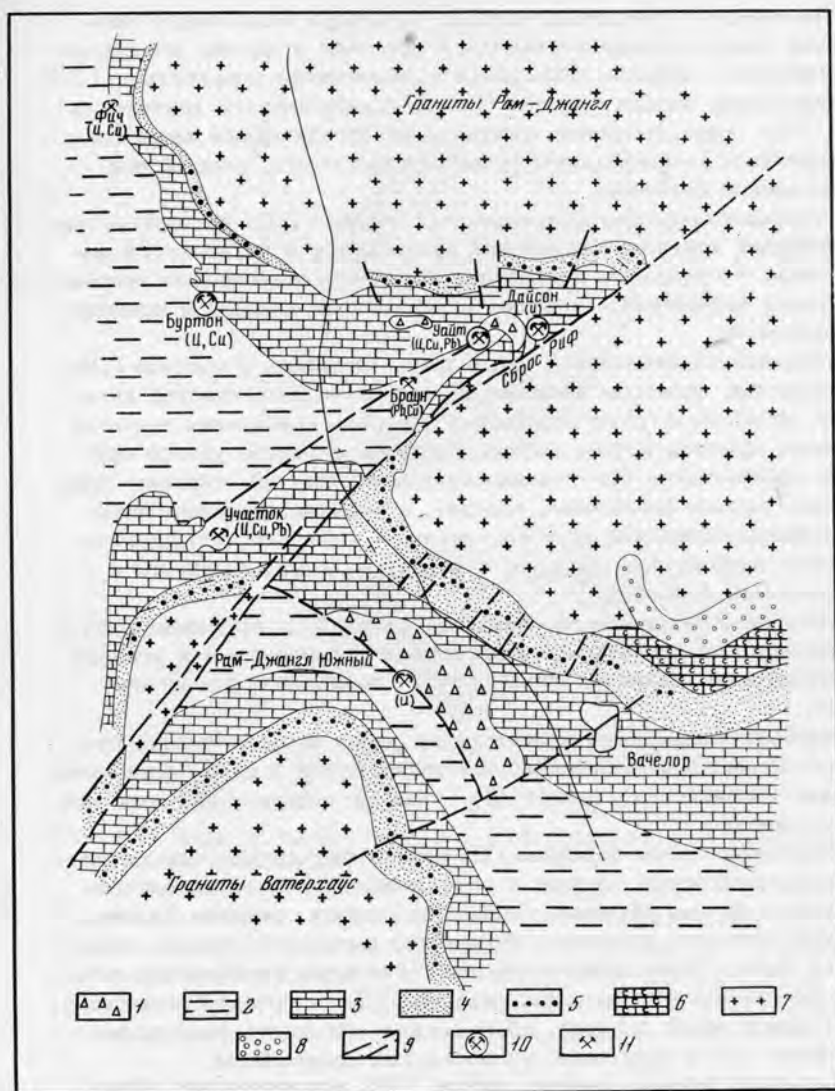


Рис. 17. Геологическая карта района Рам-Джангл, по Спратту [176]

1 – гематит-кварцевые и кварцевые брекчи, кварцит, аргиллит, алевролит; 2 – черный плитчатый сланец, алевролит (формация Голден-Дайк); 3 – доломит, доломитовый мергель (формация Кумаль-Доломит); 4 – граувакки, песчаники, кварциты, конгломераты (вулканогенная формация); 5 – гематитовый валунный конгломерат; 6 – доломиты, доломитовая брекчия (формация Сели Крик Доломит); 7 – гранитный комплекс; 8 – конгломерат; 9 – разлом; 10 – рудник; 11 – заявка

В ураноносных кварцевых сланцах (II) резко повышенные концентрации урана сосредоточиваются в прослоях и линзах углеродистого вещества — кольма, обладающего повышенной зольностью [169].

В формациях черных сланцев Северо-Американского континента (IV, V, VI) слои, наиболее обогащенные органическим веществом, характеризуются содержанием урана, превышающим средний фон сланцев данной формации.

В углеродисто-фосфатно-кремнистых породах (VII) литолого-стратиграфический контроль оруденения проявляется в цикличности седиментации: в гетерогенном разрезе горизонта повышенные концентрации урана приурочены к слоям углеродистых сланцев и кремнистых фосфоритов.

В углеродисто-филлитовой свите рифея срединного массива (VIII), где проявились процессы наложенной тектоно-магматической активизации, литолого-стратиграфический контроль оруденения выражен в наиболее сложной форме: широко развитое в районе убогое оруденение избирательно приурочивается к углеродистым сланцам трех начальных ритмов филлитовых подсвет, а уранинит-браннеритовые руды, локализующиеся в двух подсветах, — к бедным органическим веществом карбонатным породам и филлитам, контактирующим с углеродистыми сланцами.

В углеродисто-кремнисто-сланцевой толще (IX) оруденение ограничивается резко подчиненными прослоями углеродистых и углеродисто-глинистых сланцев среди массы безрудных кремнистых сланцев.

Аномально-повышенные концентрации урана в палеозойских отложениях Пражского синклинория контролируются в целом формацией углеродисто-глинистых сланцев (X), главным образом нижними частями ее разреза.

В каменноугольном бассейне (XI) ураноносны только пласты углеродисто-кремнистых сланцев с отчетливой послышной концентрацией урана главным образом в наиболее гемных прослоях сланцев.

Распространение уранового оруденения в разрезе мощных толщ палеозоя Азии строго ограничивается горизонтом кембрийских углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев (XII) с преимущественной концентрацией урана в слоях, обогащенных кремнисто-фосфатными конкрециями (?) и прослоями углеродистых алевролитов.

В формации черных сланцев силура (XIII) исключительно важен контроль оруденения нижним горизонтом черных сланцев. Ему подчиняется в региональном плане размещение всех урановых рудопоявлений, а в более узком — локализация рудных тел как в слоях черных сланцев и залегающих в них силлах диабазов, так и в верхних слоях подстилающей толщи ордовика, часто приведенной в соприкосновение с черными сланцами силура по межформационным нарушениям. В пределах горизонта черных сланцев рудные тела концентрируются преимущественно в углеродисто-кремнистых сланцах и практически отсутствуют в монотонных пачках слоев углеродисто-глинистых сланцев, обладающих менее благоприятными в отношении проницаемости физико-механическими свойствами. Как показал

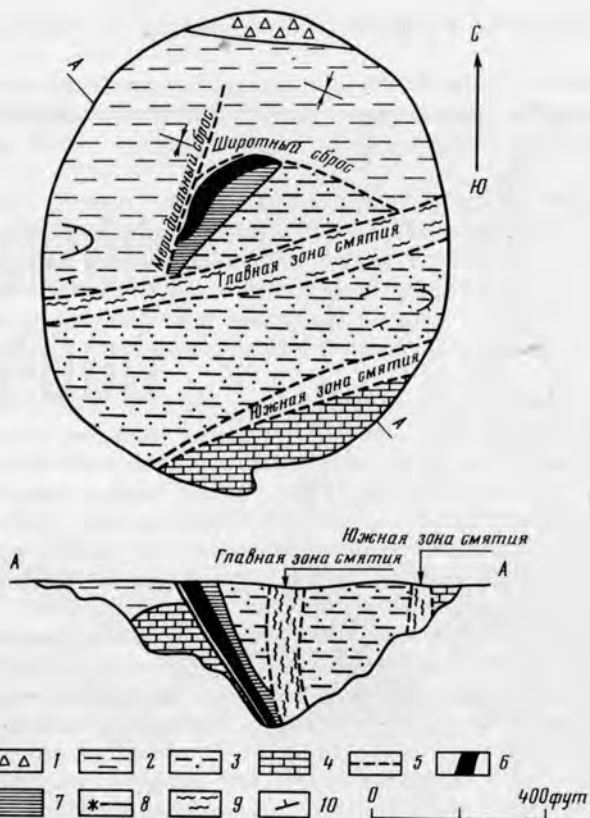
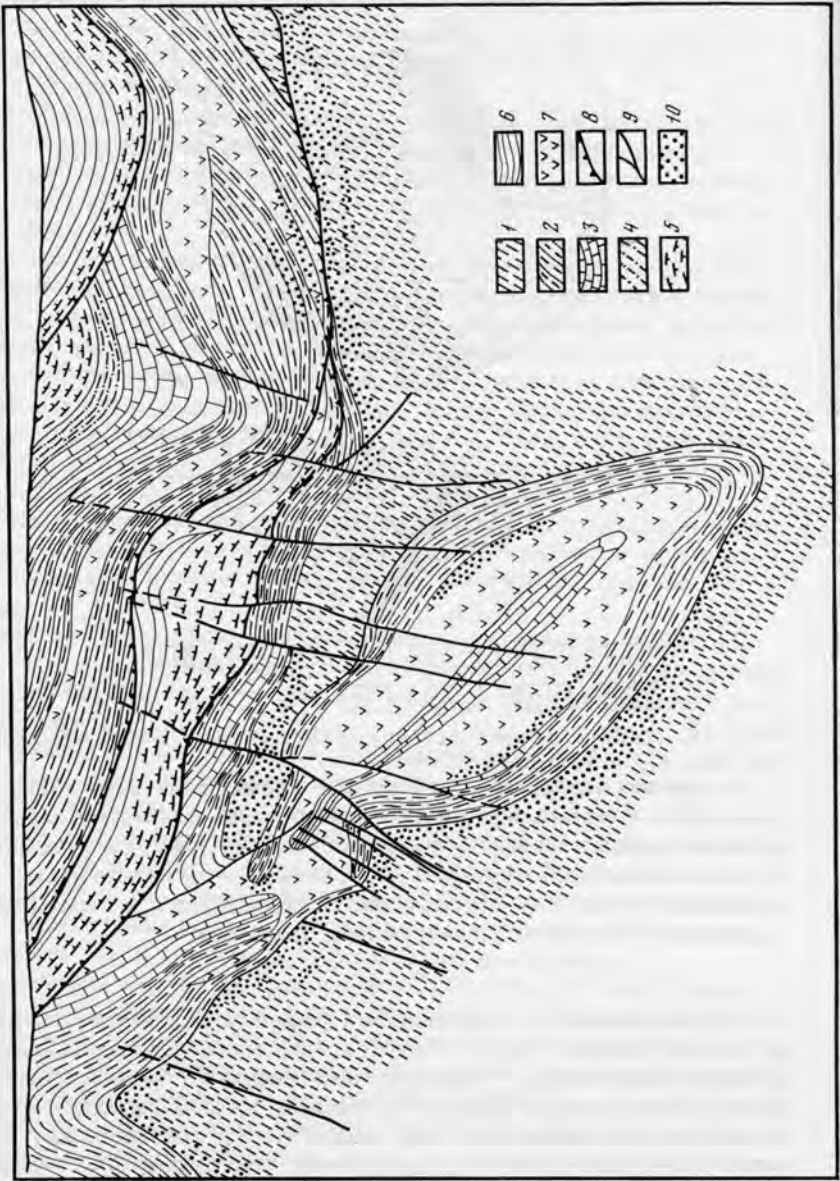


Рис. 18. План и разрез карьера Уайт рудное поле Рам-Джангл, (см. рис. 17) по Робертсу [171]

1 – гематит-кварцевая брекчия; 2 – черные плитчатые сланцы и аргиллиты; 3 – черные серицитовые и хлоритовые плитчатые сланцы, графитовые сланцы и филлиты (формация Голден-Дайк); 4 – доломиты (формация Кумаль Доломит); 5 – разломы; 6 – урановые руды; 7 – сульфидные руды; 8 – оси синклинальных складок; 9 – замыкание антиклинальных складок; 10 – элементы залегания

В.А. Крупеников [71], кремнистые разности вследствие высокой прочности (модуль Юнга $E > 7 \cdot 10^5$ кг/см²) в основном поддаются хрупким деформациям с образованием трещин и общим дроблением пород, причем весьма низкая (в среднем 1,65%) эффективная поверхность их в три-четыре раза возрастает у тектонических нарушений благодаря развитию микротрещин. Это служит благоприятной структурной подготовкой к рудному процессу. Что касается значительно менее хрупких ($E = 4 \cdot 10^5$ кг/см²) углеродисто-глинистых сланцев, которые способны не к трещинообразованию, а к пластичным деформациям, то они, несмотря на свою более высокую эффек-



тивную пористость (в среднем 4,2%), остаются породами малопроницаемыми.

В пределах складчатого фундамента эпигерцинской платформы широко распространенные в нем убогие концентрации урана и урано-рудные тела (XIV) сосредоточиваются в горизонтах углеродистых кварцитов.

В пределах рудного поля Рам-Джангл (XV) все урановые и медно-урановые месторождения и рудопроявления смежных с ним площадей приурочиваются к формации черных сланцев (Голден-Дайк формация) вблизи кровли подстилающих ее доломитов (рис. 18). Рудные скопления локализуются непосредственно в самих углеродистых сланцах и, реже, в контактирующих с ними прослоях хлоритовых сланцев.

Структурный контроль уранового оруденения в формациях черных сланцев выражен тем значительнее, чем большее развитие в них получили тектонические деформации. Эта закономерность находит отражение прежде всего в региональной приуроченности месторождений и рудопоявлений к наиболее сложнодислоцированным участкам или сильно нарушенным тектоническим блокам (XII–XV).

Рудоконтролирующими являются как складчатые, так и разрывные нарушения. Среди складчатых нарушений первостепенное значение имеют антиклинальные структуры, преимущественно их замковые части (VIII). Сводовые части антиклиналей второго порядка, осложняющие крылья крупных синклинальных структур, контролируют расположение рудных участков в горизонте черных сланцев активизированной платформы (VII). В сводовых частях антиклиналей располагаются наиболее крупные пластообразные тела в породах, контактирующих с черными сланцами (XIII). Сложно деформированные антиклинальные складки являются поисковым признаком на рудные тела в пределах северной территории Австралии (XV).

Иногда структурный контроль оруденения осуществляется и синклинальными структурами, в частности мелкими складками, особенно в их шарнирной части, а также флексуорообразными изгибами межпластовых зон дробления (XIV).

Из разрывных структур наиболее важное рудоконтролирующее значение имеют послонные нарушения, которые вместе со складчатыми структурами контролируют размещение в месторождениях основной массы руд. В одних формациях черных сланцев (VII) это послонные зоны брекчирования и рассланцевания; в других (X) – зоны меж-



Рис. 19. Геологический разрез одного из месторождений Европы, приуроченного к сильно дислоцированным складкам, по Б.Л. Рыбалову [97]

1 – глинисто-сланцевые сланцы; 2 – углеродисто-кремнистые сланцы; 3 – известняки; 4 – углеродисто-глинистые сланцы; 5 – известняки и известковистые сланцы; 6 – глинистые сланцы; 7 – диабазы; 8 – надвиги; 9 – разрывные нарушения (сбросы и сдвиги-сбросы); 10 – рудные тела

формационных нарушений; в третьих (XII) – послойные зоны дробления, трещиноватости и рассланцевания, в которых сосредоточиваются все наиболее качественные руды; в четвертых (XIII) – протяженные межформационные надвиги, часто чешуйчатого строения, в поднадвиговых частях которых располагаются выдержанные рудные тела; в пятых (XIV) – пластовые сложноскладчатые зоны дробления и сопровождающие их зоны трещиноватости, вмещающие все известные рудные тела и, наконец (XV), послойные зоны смятия и рассланцевания, развитые около крупных сбросов.

С более поздними, постскладчатыми разрывными структурами секущих направлений в формациях некоторых регионов связывается локальное развитие наиболее контрастных руд. В углеродисто-кремнистых сланцах (XIII) к ним относятся небольшой амплитуды и протяженности нарушения типа сбросо-сдвигов, в брекчиевом выполнении которых в случаях, если эти нарушения накладываются на тела бедных руд, появляются выделения настурана. Настурановую минерализацию в этих и других породах данной формации контролируют также мелкие трещины разрыва. В углеродисто-филлитовой толще (VIII) крутопадающие разрывы, секущие под острым углом слои, служат рудовмещающими структурами уранинит-браннеритовых руд. В пределах рудного поля Рам-Джангл (XV) рудоконтролирующее значение имеют крутые сбросы, вблизи которых в пределах оперяющих продольных нарушений опущенного тектонического блока размещается часть месторождений (см. рис. 17, 18) [170].

Интенсивность метаморфизма пород низких ступеней развития, отвечающих, в частности, условиям дозеленосланцевой и зеленосланцевой фаций, в самой общей форме может рассматриваться как региональный рудоконтролирующий фактор, поскольку все промышленно-ценные стратиформные рудопоявления урана сосредоточиваются в наиболее значительно преобразованных формациях геосинклинальных областей. Кроме того, в отдельных ураноносных формациях (XIII) фиксируется связь целого ряда месторождений и в их пределах – рудных тел с участками наиболее интенсивного изменения пород, которые, в свою очередь, контролируются тектоническими структурами различных масштабов. В других формациях (VII, XIV) отмечается повышение содержания урана в рудных телах с возрастанием интенсивности метаморфического преобразования пород.

Однако, несмотря на отмеченные эмпирические закономерности, объясняющиеся важной генетической ролью регионального термодинамометаморфизма в рудообразовании, непосредственное использование этого фактора в прогнозных целях эффективно лишь при общей оценке перспективности формаций черных сланцев. Это связано как с трудностями выявления низкотемпературных метаморфических изменений углеродистых сланцев, так и со сложностью оценки количественной стороны таких процессов.

Геохимический барьер. В качестве восстановительного геохимического барьера, способствующего осаждению из растворов рудного вещества в месторождениях метаморфизованных формаций, нередко выступает контакт углеродистого горизонта с другими поро-

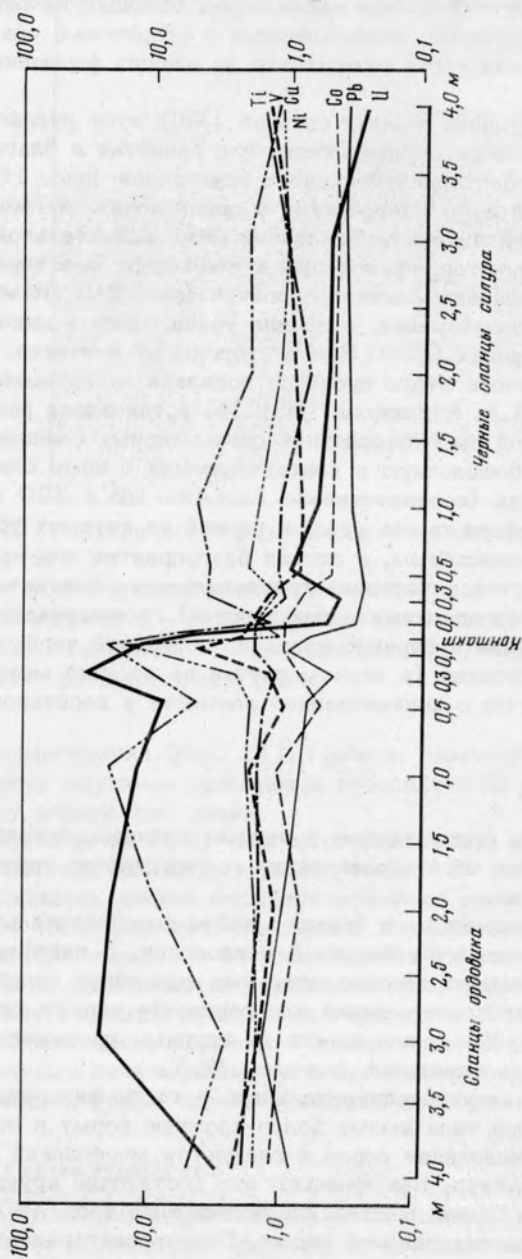


Рис. 20. Сводный геохимический профиль по девяти сечениям через контакт ордовик-силур, по Р.В. Гецевой и А.А. Дерягину [37]

По оси ординат — отношение содержания элемента к геохимическому фону

дами, содержащими минералы-восстановители (пирит, хлорит и другие). В узкой приконтактной полосе таких пород (сланцисто-глинистые сланцы, диабазы, филлиты, филлитовидные и хлоритовые сланцы) размещается значительная часть рудных тел во многих формациях (XIII, XIV, VIII) [143].

Для силурийской формации черных сланцев (XIII) этот рудоконтролирующий фактор является определяющим для развития в благоприятной структурной обстановке уранового оруденения (рис. 19). Изучение приконтактной зоны силурийских и ордовикских отложений показало отчетливую тенденцию направленной межгоризонтальной миграции всех рудных элементов, приводящей к обеднению ими черных сланцев силура и обогащению сланцев ордовика (рис. 20). Наиболее резкие перепады концентраций, особенно урана, меди и никеля, фиксируются на расстояниях 0,3-0,5 м в стороны от контакта.

Геохимическая сущность этого процесса показана экспериментальными исследованиями А.А. Курдюкова [73]. Им установлена резкая смена окислительной высококислотной среды черных сланцев на восстановительную слабощелочную в контактирующих с ними сланцисто-глинистых сланцах (соответственно $Eh + 490$ мВ и 320 мВ и $pH = 2,5$ и $8,1$). Подобная смена сред, в первой из которых уран является миграционно способным, а вторая благоприятна для его осаждения, указывает, что в условиях гидравлического контакта (что подтверждено гидрогеологическими наблюдениями) геохимически вполне допустима мобилизация и перенос урана из горизонта черных сланцев на небольшие расстояния (в данном случае на десятки метров) в контактирующие породы с концентрацией элемента у восстановителей.

Форма рудных тел

Урановые рудные тела, приуроченные к черным сланцам, локализуются обычно в пределах стратиграфических границ рудных горизонтов и формации в целом.

Рудные тела платформенных и большей части геосинклинальных формаций заметно различаются по своей морфологии. В платформенных и слабодислоцированных геосинклинальных формациях понятие "рудное тело" отвечает пласту, пачке или горизонту черных сланцев (I, II, III, VI, IX, X, XI) или иногда их крупным протяженным участкам (выдержанные пластовые залежи - IV, V).

В отдельных формациях геосинклинальных, а также активизированных областей рудные тела имеют более сложную форму в зависимости от степени дислокации пород и сложности морфологии рудоконтролирующих структур. Как правило, это достаточно крупные тела (VII, XII, XIII, XV) или мелкие пластообразные тела (XIV) часто гнездо-, линзо- или седловидной формы. Они нередко располагаются многоярусно в пределах горизонтов черных сланцев.

Детальным картированием установлено, что морфология пластообразных тел осложнена более молодыми разрывными нарушениями местами вплоть до потери такими телами их первоначально пласто-

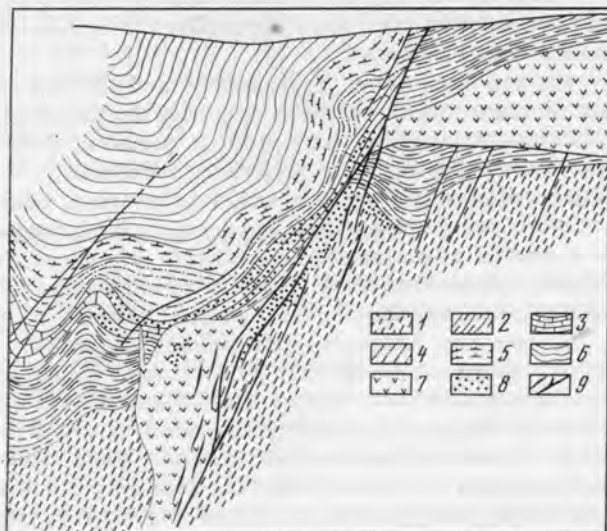


Рис. 21. Геологический разрез одного из месторождений, по Б.Л. Рыбалову [97]

1 – глинисто-сланцевые сланцы; 2 – углисто-кремнистые сланцы; 3 – известняки; 4 – углисто-глинистые сланцы; 5 – известняки и известковые сланцы; 6 – глинистые сланцы; 7 – диабазы; 8 – рудные тела; 9 – разрывные нарушения

вой конфигурации (рис. 21). Границы пластообразных тел с вмещающими породами условные и проводятся по установленному бортовому содержанию урана.

Иногда руды (XIII) или месторождение в целом (VIII) бывают представлены секущими рудными телами. В одних случаях это невыдержанные, иногда штокверкоподобные метасоматические тела и рудные (настурановые) скопления, локализованные в пределах постскладчатых сбросов и сопровождающих их зон дробления; такие тела иногда оканчиваются сериями апофиз, пересекающих стратиграфические контакты рудоносных горизонтов. В других случаях это метасоматические уранинит-браннеритовые руды образующие серии сближенных линзовидных тел в крутопадающих разрывах, секущих под острым углом слоистость рудовмещающей формации.

Состав рудных тел

Рассматриваемые урановые руды по своему химическому и минеральному составу, как правило, не отличаются от "пустых" пород рудовмещающего горизонта черных сланцев. Таким образом, различия в составе рудных тел отдельных формаций в основном отражают литологические и геохимические особенности самих формаций и относительное развитие в породах продуктов метаморфизма

одной из его низкотемпературных фаций. Лишь иногда в рудах по сравнению с вмещающими породами нарушаются соотношения глинистых и кремнистых разностей.

В отложениях платформенных формаций в составе руд наряду с ураноносными битуминозными аргиллитами или битуминозными сланцами в небольшом количестве встречаются фосфаты, иногда ураноносные алевролиты или фосфатсодержащие песчаники.

В формациях геосинклинальных и активизированных областей, где оруденение обычно распространяется на несколько горизонтов черных сланцев и иногда захватывает вмещающие формацию отложения, состав руд бывает более сложный. Помимо преобразованных углеродистых сланцев, входящих в состав рудовмещающего горизонта (глинистых, кремнистых, глинисто-кремнистых, кварцевых, филлитовидных и углеродистых кварцитов), рудные тела представлены также ураноносными доломитовыми известняками, метадиабазами, слюдясто-глинистыми, хлоритовыми и кварц-биотит-хлоритовыми сланцами, известняковыми (гематит-кварцевыми) метабрекчиями. Все эти руды, полностью наследующие состав материнских пород, кроме появления в них редких выделений настурана и рассеянных метакристаллов пирита, бравоита и халькопирита, иных новообразований обычно не содержат.

Наряду с этим в ряде месторождений встречаются рудные тела (чаще рудные скопления), представленные настурановыми рудами прожилковой, вкрапленной или брекчиевой текстуры (VI, XIII-XV). С настураном в них ассоциируют сульфиды и арсениды. Иногда существенной составной частью таких руд являются тектонические брекчии и милониты, выполняющие рудо локализирующие нарушения (XIII). В составе углеродисто-кварцевых рудных тел (XIV) в пределах коры выветривания рудоносной является глиноподобная (существенно монтмориллонитовая) масса выполнения пластовых зон дробления, содержащая выделения уранованадатов.

Иной, более высокотемпературный тип оруденения представлен в секущих рудных телах срединного массива. Руды представлены глубоко метасоматически измененными брекчиями пород рудовмещающей свиты с включениями браннерита и уранинита (VII); носителями урана являются также урансодержащие темноцветные силикаты и сидерит.

Распределение урана

В распределении урана в рудных телах отмечаются следующие особенности.

В черных сланцах формаций платформенного типа, а также в весьма слабо метаморфизованных геосинклинальных формациях (IX-XI) уран распределен равномерно, содержание его не изменяется на больших площадях распространения рудного пласта (горизонта, пластовой залежи), а встречающиеся отклонения от средних содержаний обычно не превышают одного порядка. Этот уровень (0,00%) соответствует содержанию урана, вычисленному К.Краускопфом [70] для черных сланцев мира.

В месторождениях относительно более интенсивно метаморфизованных формаций (VII, VIII, XII, XV) благодаря местному перераспределению урана в структурно благоприятных участках распределение его в рудах слабо контрастное. В таких рудах встречаются в подчиненном (VII, XII, XIII) или преобладающем (VIII, XIV, XV) количестве контрастные настурановые (браннеритовые, слюdkовые) руды.

Минеральные и другие формы урана

Для черных сланцев характерны различные формы нахождения урана. Чаще всего он встречается в дисперсно рассеянной, минералогически невыдержанной форме.

В черных сланцах платформенного типа уран удерживается прочными сорбиционными связями с органическим, меньше — с глинистым веществом породы. Носителями существенной части связанного металла являются также фосфаты (оолиты, фосфатизированные остатки рыб), в которых уран замещает кальций в структуре фторапатита и частично адсорбирован на поверхности фосфатных частиц.

В слабо преобразованных вторичными процессами формациях черных сланцев (IV–VI) уран диспергирован в органическом веществе в виде свободных окислов или ураноорганических соединений, и только фосфаты кальция прочно удерживают уран в структуре апатита. Носителем небольшой части урана является здесь также фюзенизированное (асфальтитовое?) вещество ископаемых микроорганизмов и костных остатков.

В рудах формаций черных сланцев геосинклинального типа рассеянный минералогически невыраженный уран находится в свободной, легко подвижной форме, по всей вероятности в виде рассеянных в породе окислов (?) молекулярной степени дисперсности ("ежики" треков на микрорадиографиях), образующих иногда сгустки диспергированных частиц в конкреционных образованиях фосфатного и углеродистого состава (IX). Кроме того, иногда отмечаются позднедиагенетические формы рассеянного урана в виде уран-железоорганических соединений с содержанием урана 5–11% (XIII).

В минеральной форме уран фиксируется в основном в месторождениях углеродистых формаций геосинклинального типа и формациях активизированных областей (VII, VIII, XII–XV) и встречается в составе как первичных, так и вторичных минералов.

Первичные урановые минералы представлены настураном, браннеритом, уранинитом, тухолитом (?), вторичные — урановыми черными и урановыми слюdkами.

Настуран является основным урановым минералом первичных руд. В количественном отношении он, как правило, резко уступает дисперсно рассеянному урану бедных руд. Подавляющая часть настурана (его первая основная генерация) выделяется метасоматически и сопровождается каемками околорудного осветления — окисления породообразующего органического вещества сланцев. Количественно меньшая часть настурана (более поздние, вторая, третья и четвер-

тая генерации) связана с заполнением сколовых трещин, пустот и переотложением урана из руд в пострудных прожилках.

Проявления настурана в отдельных месторождениях представляют собой:

неравномерно-сгустковые и послойные замещения породы, стяжения с кварцем, пиритом, органическим веществом; секущие прожилки (VII); своеобразные сульфидно-карбонатные и сульфидно-апатитовые рудные конкреции, иногда метаморфизованные; мономинеральные желваки и скопления; секущие метасоматические прожилки мономинеральные и с марказитом (XII);

тонкие каемки, скопления и прожилки метасоматического замещения в черных сланцах, где настуран первой генерации избирательно замещает органическое вещество и ранние дисульфиды железа (в других породах - слюду и хлорит) около метакристаллов, конкреций и тонких прожилков пирита, вдоль стенок тонких трещин, на обломках породы в мионитовом цементе, содержит микроскопические включения и эмульсионную вкрапленность бравоита, хлоантита, марказита, халькопирита, сфалерита, галенита и других (XIII);

колломорфный регенерированный настуран второй генерации в пустотах руд и в пострудных кварц-карбонатных жилках (XIII);

мелкие скопления, тонкие прожилки, включения в породе, иногда в ассоциации с молибденитом и другими сульфидами (XIV);

тонкую вкрапленность (сферолиты) настурана первой генерации и маломощные ленточные жилки замещения углеродистых сланцев по слоистости, кливажу, плоскостям отдельности, совместно с ранним пиритом (XV);

жилки заполнения настураном второй генерации сколовых трещин в ассоциации с поздним пиритом, сульфидами меди и кобальта (XV).

Кроме того, известен позднедиагенный настуран в составе пиритовых конкреций, на который падает около 6% всего металла ураноносных аргиллитов (I).

Браннерит (с лейкоксенизированными продуктами распада) является основным урановым минералом уранинит-браннеритовых руд (VIII); образует скопления и прожилковидные выделения в тонком сростании с альбитом и темноцветными силикатами ураноносных брекчий.

Уранинит фиксируется в незначительном количестве в уранинит-браннеритовых рудах в сростании с браннеритом и в виде включений в биотите, актинолите и кальците.

Тухолит (?) предполагается в рудах срединного массива Азии и Эльзасских отрогов Вогезов (VIII, XI), точно не диагностирован.

Урановые черни, остаточные и регенерированные, фиксируются во всех месторождениях, приуроченных к формациям черных сланцев. Первая разновидность является продуктом неполного окисления настурана, вторая развивается в зонах вторичного обогащения, спускающихся по тектоническим нарушениям на десятки и первые сотни метров ниже базиса эрозии.

Урановые слюдки развиты в зонах окисления, часто наложенных на древние коры выветривания. В большинстве месторождений слюдки представлены урано-фосфатами - отенитом, торберки-

том, в отдельных формациях (XIV) урано-ванадатами - карнотитом и тьямунитом с небольшим количеством урано-фосфатных слюдок. Установлено, что в некоторых формациях слюдковое оруденение располагается не в самих ураноносных черных сланцах, а в контактирующих с ними породах, особенно в каолинизированных диабазах, сиенит-порфирах, глинистых сланцах, при этом черные сланцы резко обедняются ураном на всю мощность зоны окисления (XIII).

Корреляционные связи урана

В пластах и залежах ураноносных черных сланцев платформенных формаций отмечаются различные по устойчивости положительные связи урана с органическим углеродом и пятиокисью фосфора. Наиболее устойчивы они в породах формаций Европы и Западно-Сибирской плиты (I-III), в которых уран обнаруживает положительные связи с серой и молибденом, иногда также с кальцием, марганцем и железом, отрицательные - с калием и алюминием (I). В формациях черных сланцев Северо-Американской платформы (IV-VI) четких корреляционных связей урана с другими элементами не отмечается, лишь иногда выявляются положительные связи урана с органическим углеродом ($r = +84\%$), пятиокисью фосфора, ванадием, редкими землями и удельным весом нефти, отрицательные - с кальцием и уголекислотой [178].

В геосинклинальных формациях корреляционные связи урана сохраняются только в слабо метаморфизованных отложениях, в частности, фиксируются прямые корреляции урана с органическим углеродом (r не более 40-60%) и менее отчетливые - с молибденом (IX). Имеющиеся сведения по месторождениям формаций черных сланцев геосинклинальных и активизированных областей указывают на то, что положительные корреляционные связи урана с органическим углеродом, молибденом, фосфором, а в ряде случаев - с серой и редкими землями удерживаются только в наименее метаморфизованных отложениях продуктивных горизонтов и бедных рудах. В относительно более богатых (настурановых) рудах появляется тенденция к нарушению связей урана с органическим углеродом и молибденом и образованию положительных связей его с медью и никелем.

Качественные показатели руд

Уровень содержания урана и сопутствующих полезных компонентов, их подвижность и возможность комплексного извлечения определяют качество руд и являются основными параметрами, определяющими промышленную ценность стратиформных месторождений формаций черных сланцев, обладающих достаточно крупными запасами бедных (и рядовых) руд.

Для платформенных формаций характерны убогие руды урана, большей частью в комплексе либо с нефтяными продуктами, либо с фосфором и редкими землями или же с никелем, молибденом, ванадием и фосфором. Эти руды, несмотря на достижения в разработке новых методов их переработки, остаются еще технологически неблаго-

приятными, так как уран в них с трудом отделяется от своих сорбентов. В ураноносных сланцах Северо-Американской платформы уран легко отделяется от органического вещества, но не отделим от фосфора.

Урановым рудам месторождений геосинклинальных и активизированных областей свойственна подвижная, легко извлекаемая форма урана как дисперсно рассеянного, так и представленного окислами, уранованадатами и другими минеральными видами. Распределение урана по сортам различное. Весьма слабо метаморфизованные ураноносные черные сланцы являются большей частью убогими; в месторождениях, относительно более сильно преобразованных вторичными процессами, наряду с убогими представлены бедные сорта промышленных руд с различным коэффициентом рудоносности. Основная масса руд в месторождениях углеродистых формаций с неравномерно проявленным дозеленосланцевым метаморфизмом пород относится к бедным сортам и меньшая – к рядовым рудам. Рядовые, местами до богатых, настурановые руды характерны для формаций, породы которых метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

По составу элементов-спутников урана в рудах наметились некоторые особенности специализации формаций черных сланцев различных континентов. Так, руды формаций Азиатского континента имеют комплексный ванадий-молибден-урановый и уран-ванадиевый состав, Европы – монометалльный урановый, (севера континента – молибден-ванадий-урановый), Северо-Американского континента – фосфор-урановый с редкими землями, месторождений Северной Австралии – урановый и медно-урановый состав.

На данной стадии изученности состава руд нельзя с уверенностью сказать, чем объясняются эти особенности – спецификой ли углеродистых формаций или нарушением геохимических связей элементов и разобщением путей их миграции при наложенных вторичных процессах.

Глава IV

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА СТРАТИФОРМНОГО УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ФОРМАЦИЯХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Строгая приуроченность рудных концентраций урана к напластованию и тектоническим деформациям определенных стратиграфических горизонтов позволяет отнести описываемые рудопоявления и месторождения к разряду стратиформных. Формирование их началось, очевидно, на стадии накопления ураноносных углеродистых осадков и завершалось в зависимости от последующей геологической истории либо на седиментационно-диагенетической стадии, либо гораздо позднее под воздействием вторичных наложенных процессов. По мере усиления интенсивности последующих преобразований

вместе с изменением оруденения усложняется и расшифровка генетического облика таких полигенных месторождений. Это достаточно отчетливо видно даже при учете существующих взглядов на генезис оруденения, приведенных в табл. 4 и в обобщенном виде представленных на рис. 22 (вкл.).

Так, применительно к платформенным (см. табл. 3, I-VI) и слабо преобразованным геосинклинальным формациям (IX, XI) всеми исследователями единодушно признается осадочный (седиментационно-диагенетический) генезис оруденения. Распределение урана подчиняется здесь закономерностям строения, состава и распределения урансодержащих осадков. Повышение концентрации урана, а также фосфора, ванадия, молибдена и других элементов связано со спецификой условий формирования отложений. Спокойный тектонический режим, ограниченное поступление в бассейн разбавляющего терригенного материала и малые скорости осадконакопления приводили к длительному взаимодействию в условиях восстановительной среды углеродистого осадка иловых вод с придонными водами, содержащими свободный кислород и шестивалентный уран.

Стратиформные месторождения урана, приуроченные к формациям черных сланцев геосинклинальных и активизированных областей (XII-XV, VIII) являются полигенными, обладающими рядом конвергентных признаков [173], в связи с чем их относят к числу рудных месторождений спорного генезиса.

Если унифицировать терминологию, использованную различными исследователями при выделении генетических типов оруденения, то все учтенные в данной работе стратиформные урановые концентрации промышленного и непромышленного значения (в целом "рудопроявления") можно разделить по источнику рудного вещества на две группы: а) литогенные [158], или мобилизационные [179], в которых уран мобилизуется из самой осадочной породы, в данном случае из повышено-ураноносных черных сланцев и б) магматогенные, для которых допускается привнос металла из магматических очагов. По механизму формирования руд месторождения делятся на четыре типа: осадочные (седиментационно-диагенетические), осадочно-метаморфогенные, литогенно-гидротермальные и инфильтрационные.

Анализ данных, приведенных в табл. 3 и 4 показывает, что в основе взглядов большинства исследователей лежит получившее в науке широкое признание представление об осадочных породах как возможном источнике рудного вещества эндогенных, метаморфогенных и генетически спорных месторождений цветных металлов, олова, золота, урана и других [179, 60, 10, 100, 22, 135, 8, 91, 50, 43, 82, 76].

Расхождения во взглядах исследователей отмечаются в отношении предполагаемого механизма формирования руд, т.е. привлечения в качестве рудообразующего какого-либо из наложенных процессов, реализация которых находит отражение в конкретных условиях данной ураноносной формации. Чем сложнее геологическая позиция месторождения и резче выражены в нем явления конвергенции, тем труднее определить тип оруденения.

Таблица 4

Группировка стратиформных рудопроявлений урана в формациях черных сланцев по источнику урана и механизму формирования руд

Группы рудопроявления по источнику урана	Типы рудопроявления по механизму формирования руд	Формации, отнесенные кем-либо из исследователей к данному типу (см. табл. 3)
Литогенные (источник — черные сланцы)	Осадочный (седиментационно-диагенетический)	Сингенетические I, II, III, IV, V, VI, IX, XI
	Осадочно-метаморфогенный	
Магматогенные (источник — гранитные интрузии)	То же, с наложенной гидротермальной регенерацией	Эпигенетические (мобилизационные) VII, VIII, XII, XIII, XIV, XV XV XII, XV VIII, XV XII, XIII, XIV, XII, XIV
	То же, с наложенной гипергенной регенерацией	
	Литогенно-гидротермальные Инфильтрационные, связанные с образованием кор выветривания, преобразованием кор выветривания, обогащением убогих (осадочно-метаморфогенных) концентраций урана в зонах цементации под линейными корами выветривания	
	Гидротермальные	XI, XIII, XIV, XV

Данные табл. 4 показывают, что в основе возможных рудообразующих процессов почти всех месторождений спорного генезиса (см. табл. 3, VIII, XII, XIII, XIV, XV), по мнению многих исследователей, лежит метаморфическая мобилизация вещества, связанная с низкотемпературным региональным метаморфизмом углеродистых формаций, эти месторождения относят к осадочно-метаморфогенному типу оруденения, иногда (XII, XV) в сочетании с наложенной гидротермальной или гипергенной регенерацией урана.

В последние десятилетия в связи с достижениями в области изучения метаморфизма отмечается возрастающий интерес к теории метаморфогенного рудообразования, роли метаморфизма в размещении

рудных месторождений и особенно возможности мобилизации и концентрации рудных элементов (марганец, медь, уран, золото, никель, свинец, цинк) на разных этапах прогрессивного регионального метаморфизма осадочных толщ [20, 179, 5, 92, 88, 185, 160, 120, 37, 116, 49, 42, 50, 15, 16, 44 и др.].

Тем не менее осадочно-метаморфогенный тип редкометалльного оруденения и, в частности, вопросы метаморфической мобилизации рудного вещества изучены крайне слабо и нуждаются в подкреплении фактическими геологическими данными и опытами по моделированию в лабораторных условиях. Применительно к урану этот тип оруденения был охарактеризован нами в 1957 г. на примере формации ураноносных черных сланцев [35] и вошел в дальнейшем в классификации урановых месторождений как один из перспективных типов оруденения [117, 67].

Значительно труднее аргументируются мобилизация и концентрация урана в процессе регионального метаморфизма. В качестве примеров перераспределения урана при начальном метаморфизме (преобразование черных сланцев в аспидные с графитизацией углеродистого материала) Э.У. Хейнрих [126] приводит докембрийские сланцы штата Колорадо, радиоактивность которых повышается в 1,5-2 раза над нормальным фоном, а зоны скальвания и смятия в этих сланцах содержат 0,5% урана и небольшие количества свинца, меди, ванадия и цинка. М.Р. Клеппер и Д.Г. Уайнт [60] считают, что миграция и местная концентрация урана в толщах черных сланцев района Рам-Джангл (Северная Австралия) и Железного хребта у Великих озер (США) могли осуществляться за счет сингенетического урана в условиях "умеренного" метаморфизма.

О перераспределении и концентрации урана в формациях черных сланцев в условиях дозеленосланцевой и зеленосланцевой фаций регионального термодинамометаморфизма говорят фактические данные.

Закономерное залегание рудных тел во всех наиболее преобразованных вторичными процессами формациях характерно не только для горизонтов черных сланцев, но в значительной мере и для непосредственно контактирующих с ними пород, причем в таких месторождениях черные сланцы, как правило, являются безрудными.

Отчетливые перепады концентраций урана и других мобильных рудных элементов на контактах пород (обеднение черных сланцев и соответственно обогащение контактирующих пород) можно объяснить лишь направленной миграцией урана и элементов-спутников из металлоносных черных сланцев и осаждение их на смене геохимической среды в реакционноспособных контактирующих породах. Процессом, управляющим таким механизмом, исходя из конкретных геологических ситуаций и повышенной подвижности поровых вод при резком нарушении динамического равновесия (в данном случае перепадов давления), мог быть термодинамометаморфизм. Принципиальная возможность мобилизации в металлоносной породе рудного вещества и перемещения его в контактирующие безрудные породы, богатые восстановителями (аргиллит с тонкой вкрапленностью пирита), была показана экспериментально на примере ме-

дистых песчаников (при температуре 200–400°C и давлении 1200 атм.) [127]. В настоящее время с помощью методов осколко- и α -радиографии удается достаточно отчетливо выявить следы выноса в окружающую среду урана, входящего в качестве примесей в породообразующие минералы [19].

Среди имеющихся фактических данных, указывающих на региональное переотложение сингенетического урана черных сланцев, можно привести установленный радиометрически в пределах одного из рудных полей пониженный фон урана для горизонта вмещающих черных сланцев в сравнении с фоном в том же горизонте на соседних безрудных площадях (соответственно 0,002% и 0,006% урана), причем этим дефицитом урана в масштабе всего рудного поля перекрывается количество его в рудных телах.

Подобный аргумент приводит и С.Т. Бадалов [8] в доказательство того, что главным механизмом образования золотоносных жил месторождения Мурунтау являлось перераспределение золота, ранее тонко рассеянного в обогащенных органическим веществом породах. В периферических частях рудного поля, где эти породы не затронуты метасоматическими преобразованиями, они характеризуются повышенным кларком золота. В.А. Шумлянский и А.М. Горунова [135] приводят данные о гидротермальном перераспределении химических элементов в микрокварцитах.

Кроме того, необходимо учитывать потенциальную продуктивность регионального термодинамометаморфизма – его существенные мобилизационные возможности, которые начинают реализовываться уже на самых низких ступенях развития процесса еще в условиях дозеленосланцевой фации. Одной из направляющих сил служат тектонические деформации, оказывающие каталитическое действие на весь ход метаморфических превращений, в том числе на вовлечение в миграцию урана и других рудогенных элементов, являющихся, как известно, весьма чувствительными индикаторами изменения физико-химических условий среды. Так, очевидно, что отделение элементов-примесей, протекающее при складкообразовании под действием сокращения внешней и внутренней поверхности породы, характерно для низкотемпературного метаморфизма [50]. При этом среди всех преобразующихся металлоносных осадочных формаций наиболее благоприятными, несомненно, являются формации черных сланцев. В этих формациях уран (медь, никель и другие элементы) практически полностью теряет сорбционные связи с органическим веществом, легко подвергаясь карбонизации и полимеризации в условиях низких температур и повышенных давлений, а сами породы изменяются весьма слабо.

Необходимо также учитывать и резко возрастающую подвижность даже слабо подогретых поровых вод с переходом их при повышении давления из связанного в свободное состояние и усиление их реакционной способности во времени. Перемещаясь в течение длительного промежутка времени по межзерновым пространствам, порам и трещинам, отжатые поровые воды все более обогащаются летучими компонентами пород, приобретают способность растворять и переносить рудные элементы, а также вступать в метасоматические реакции

при достижении температур 200–400°C [92, 95] аналогично типичным гидротермальным флюидам [20, 179, 99, 127, 22, 43, 43 и др.].

Областями разгрузки рудного вещества метаморфогенных растворов ("псевдогидротерм") должны были служить участки пониженных давлений [88, 14]. Поскольку одна из составляющих бокового давления направлена параллельно, а другая – перпендикулярно наслоению [72 и др.], уран на первом, складчатом этапе метаморфизма мигрирует с растворами по направлению движения масс к ядрам формирующихся складок и откладывается в наиболее нарушенных участках пластов в диспергированной форме. На втором, послескладчатом этапе такими "ловушками" служили более поздние секущие нарушения и зоны трещиноватости. При благоприятных P – T условиях на первом этапе в горизонтах черных сланцев и на контакте с ними в других породах формируется основная масса пластобразных тел бедных руд, на втором в наиболее тектонически нарушенных формациях возникают секущие тела настурановых руд.

Вслед за приведенными данными о мобилизационных возможностях низкотемпературного термодинамометаморфизма можно из числа полигенных признаков выделить такие, которые более всего свойственны метаморфогенному и частично также инфильтрационному рудообразованию и не характерны для гидротермального типа. К таким признакам относятся: а) преобладающий монометалльный урановый или ванадий–молибден–урановый состав руд, аналогичный составу рудных элементов "материнских" пород; б) отсутствие или незначительное проявление безрудной жильной минерализации и небольшое количество сопутствующих минералов; в) интраметаморфический (интратектонический) возраст руд, из которых главная масса слабо контрастных бедных руд с минералогически невыраженным ураном синхронна складчатости, а более поздние настурановые руды образуются уже после формирования складчатых структур, но до образования жил альпийского типа, завершающих метаморфическую минерализацию.

Регенерированный характер большинства настурановых руд, локализация их в пределах стратифицированных тел бедных руд, характер корреляционных связей урана и относительный возраст не позволяют рассматривать бедные рудные тела с явными признаками осадочного накопления как ореолы настурановых руд гидротермального типа. Вместе с тем набор элементов–примесей настурана (ванадий, серебро и других) отражает состав типоморфных примесей черных сланцев [37], что может свидетельствовать в пользу представлений о заимствовании элементов из вмещающих углеродистых формаций на различных этапах рудной мобилизации.

Принципиальная схема поэтапного метаморфогенного рудообразования представлена в табл. 5. Опыты по синтезу уранинита на этих сланцах при 300°C [104] показывают, что, несмотря на наличие в сланцах восстановителей, уран переносился растворами в шестивалентной форме и восстанавливался до закиси–окиси (настуран первой и более поздней, второй, генераций) органическим веществом или пиритом. Возможность переноса растворами при 100–300°C от-

Таблица 5

Схема поэтапного уранового рудообразования в геосинклинальных формациях черных сланцев

Этап метаморфизма	Тектоническая обстановка	Основные метаморфические преобразования
1	2	3

Соскладчатый
(основные преобразования)

Складкообразование с дифференциальными перемещениями, течением масс, по-слойными разрывными нарушениями (надвиги, зоны дробления, срывы). Рассланцевание пород

Частичная раскристаллизация и дегидратация пород с элементами вторичного отслаивания вещества (ранние жилки), образованием стресс-минералов (графит). Карбонизация и полимеризация рассеянного органического вещества до уровня антраксолита (и графитита). Десорбция и отторжение с дегидратационными водами смеси рудных элементов

Послескладчатый, отвечающий периоду разрывных деформаций (локальные преобразования)

Образование текущих малоамплитудных нарушений при спаде давления (главным образом, типа сбросов), дробление, брекчирование, милонитизация пород. Многократное возобновление подвижек

Локальные преобразования (вынос, переотложение вещества), развивающиеся в наиболее нарушенных (проницаемых) участках пород по мере усиления циркуляции трещинных растворов и все большего насыщения их компонентами пород. Образование в сколовых трещинах серии разновозрастных жилок, отвечающих составу вмещающих слюев; частичная цементация брекчий

Послескладчатый
заключительный

Постепенное затухание тектонических движений

Медленная, спокойная кристаллизация в трещинах отрыва, в

Урановое рудообразование

Основные направления миграции урана	Концентрация урана	Форма нахождения урана в руде (порode)	Продуктивность этапа
4	5	6	7
<p>Разрушение сорбционных связей урана с органическим веществом. Частичное растворение и миграция с дегидратационными и десорбционными водными растворами по межзерновым пространствам, капиллярам и трещинам. Выпадение из слабokonцентрированных растворов преимущественно в замковых частях антиклиналей и на участках разреженного давления в зонах нарушений</p>	<p>Формирование в черных сланцах, иногда в контактирующих породах (на геохимическом барьере) крупных усложненно-пластообразных тел обычно бедных слабо контрастных руд, с минералогически невыраженным ураном, местами метасоматических настурановых руд тонковкрапленной или тонкополосчатой текстуры</p>	<p>Рассеянные окислы (?) урана молекулярной степени дисперсности – главная форма. Настуран первой генерации. Тонкие метасоматические каемки (V пирита), рассеянные сферолиты и стяжения (с сульфидом и апатитом), ленточные сложные жилки замещения сланца, иногда главная форма урана в месторождениях</p>	<p>Интенсивная</p>
<p>Мобилизация урана растворами из пород и ранних руд. В конце этапа (при нарушении равновесия растворов со средой) – некомпенсированный урановорудный метасоматоз и окислительно-восстановительные реакции урана с породообразующим органическим веществом (в пространстве и времени разобщены с жильной минерализацией)</p>	<p>Развитие урановой минерализации (настуран второй генерации) по секущим нарушениям, образование небольшой массы метасоматических настурановых руд (рядовые до богатых) в пределах сильно тектонически нарушенных блоков пород и бедных рудных тел с усложнением морфологии последних (за счет регенерации ранних окислов урана)</p>	<p>Настуран второй генерации. Метасоматические каемки замещения сланца и милонита у обломков пород, тонкие разноориентированные метасоматические прожилки. Главный урановый минерал секущих руд. Настуран третьей генерации. Жилки заполнения сколовых трещин, колломорфные выделения в пустотах настурановых вод (регенерированная форма)</p>	<p>Средняя</p>
<p>Регенерация настурана при жилооб-</p>	<p>Эпизодические выделения насту-</p>	<p>Настуран четвертой генерации регенери-</p>	<p>Низкая</p>

Таблица 5 (окончание)

1	2	3
этап метаморфической минерализации		полостях пород остаточных метаморфогенных растворов, образование секреторных жилок альпийского типа с сульфидами
Постминерализационный деструктивный	Нет данных	Крупные дизъюнктивные нарушения, блоковые перемещения

носителем высоких концентраций шестивалентного урана в присутствии восстановителей была показана экспериментально Р.П. Рафальским, А.Д. Власовым и И.В. Никольской [94].

Образование настурана основных генераций осуществлялось путем некомпенсированного метасоматоза с преобладанием выноса регенерированных гуминовых кислот, CO_2 , CO , H_2O над отложением настурана. Об этом свидетельствуют характер радиографий, повышенная эффективная пористость осветленных рудных сланцев против неизмененных безрудных и другие признаки [35, 37].

К настоящему времени группой исследователей впервые достаточно убедительно обоснован также литогенный гидротермальный тип уранового оруденения (см. табл. 3, VIII). Для подтверждения мобилизационной природы урана в рудах уранинит-браннеритовых месторождений были проведены расчеты коэффициента выноса урана с помощью отношения количества установленного изотопа радиогенного свинца к радиогенному свинцу, рассчитанному по ^{238}U пород рудовмещающей формации. При этом кварц-углеродистые сланцы показали существенный дефицит урана. Мобилизация металла и концентрация его в благоприятных литолого-структурных условиях связывается с циркуляцией гидротермальных растворов периода позднепалеозойско-мезозойской тектономагматической активизации среднего массива.

Заслуживает внимания допущение [171, 176] гидротермального перемещения и концентрации урана, извлекаемого постмагматическими растворами из нижнепротерозойских черных сланцев месторождений рудного поля Рам-Джангл (см. табл. 3, XV). Это, однако, может быть справедливым при условии, если возраст конкордантных гранитов Рам-Джангл, который до сих пор не определен, является более поздним, чем нижний протерозой.

Вполне правомерны представления ряда исследователей, связывающих формирование контрастных руд в формациях ураноносных черных сланцев с процессами инфильтрации подземных трещинных кислородсодержащих вод.

4	5	6	7
разовании (в ничтожных масштабах)	рана в альпийских жилках на пересечениях ими метасоматических скоплений настурана в рудных телах	роvanный. Микроскопические корки на гранях и в двойниковых швах жильных минералов	
Дробление и смешение пород, жилок, рудных тел, без проявлений минерализации	Нет данных	Нет данных	Нет данных

Во всяком случае, на последних этапах рудного процесса решающая роль гипергенеза в перераспределении и концентрации первоначально рассеянного в черных сланцах урана несомненна.

Проведенные исследования позволяют считать, что одним из условий формирования экзогенных урановорудных концентраций в ураноносных формациях черных сланцев наряду с наличием геохимического барьера [46] является метаморфическая подготовленность пород. Уран приобретает способность к выщелачиванию и вовлекается в миграцию подземными водами только в тех формациях черных сланцев, которые претерпели метаморфические изменения, поскольку в неметаморфизованных сланцах металл удерживается прочными связями со своими сорбентами.

На возможность формирования литогенного инфильтрационного типа уранового оруденения в формациях черных сланцев указывают опыты по выщелачиванию урана из осадочных пород, проведенные Л.С. Евсеевой [86]. Опыты показали исключительно высокую подвижность дисперсно рассеянного урана в палеозойских углеродисто-кремнистых сланцах. Извлечение его дистиллированной водой за 10 суток составляет 3,4–12%, а в присутствии пирита содержание урана в растворе повышается в 100 раз даже при pH 4,5.

Под собственно гидротермальным в настоящей работе понимается гидротермальный тип уранового оруденения с присущим ему ювенильным характером рудных флюидов, связанных с глубинными источниками. Во всех рассматриваемых месторождениях, природа оруденения которых считается гидротермальной, в качестве "материнских" выступают гранитные интрузии.

Так, генетически спорные месторождения и рудопроявления формации XIII связываются сторонниками гидротермальной гипотезы с варисскими гранитами. В последнее время на основе определений абсолютного возраста образцов прожилкового настурана отдельные исследователи допускают связь оруденения не с варисским, а с предполагаемым альпийским магматизмом. Для руд месторождений, связанных с углеродистыми кварцитами (см. табл. 3, XIV), в качестве

Класс формаций	Тип			Возраст*			Палеогеография	Литологический тип разреза	Типоморфны U, Mo, V, P	Органическое вещество																	
	Платформы	Геосинклинали	Активизир. области	PR	PZ ₁	MZ PZ ₂₋₃				Сорг %	Сапропелево-битуминозное	Низкая карбонизация	Высокая карбонизация														
														1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
А																											
В																											
С																											

Рис. 23. Относительная классификация формаций черных сланцев по перспективности, составленная на основании унифицированных признаков

источника растворов и рудного вещества одними авторами выдвигаются гранитоиды герцинского постгеосинклинального орогенеза, обнажающиеся за пределами рудоносных площадей, другими – проблематичные интрузии альпийского этапа. В последнем случае уранованадаты рассматриваются как первичные эндогенные минералы, а известные в данном районе ниже зоны окисления бедные руды с дис-

Типоморфные диагенные минералы	Тектонические деформации				Метаморфизм							
	Нет	Слабые— средние	Средние— интенсивные	Интенсивные	Нет	Дозеленслан- цевая фация	Зеленосланце- вая фация	Очень слабый	Слабый— средний	Слабый— интенсивный	Средний— интенсивный	Интенсивный
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
■												
■			■									
■	■		■	■	■	■	■					
■						■						
■	■			■		■			■			
■												■
■												
■	■				■							
■												
■												
■												
■												
■												
■												

первыми окислами (?) урана классифицируются теми же авторами как осадочные и осадочно-метаморфогенные (см. табл. 3, XIV, типы 1 и 2).

И, наконец, для сложной геологической обстановки рудного поля Рам-Джангл Робертс [171] и Спратт [176] допускают, что гранитные интрузии могли быть источником не только постмагматических рудогенерирующих растворов, но также урана и меди (см. табл. 3, XV).

В обоснование постмагматического гидротермального генезиса уранового оруденения сложных стратиформных месторождений, помимо пространственной сопряженности их с известными или пред-

полагаемыми на глубине гранитными интрузиями обычно приводятся частные признаки. Эти признаки обосновываются, главным образом, геолого-структурными особенностями поздних настурановых руд и внешней аналогией их с рудами типичных гидротермальных жил. В частности, указывается на эпигенетичность настурана по отношению к продуктам метаморфизма, т.е. на его постметаморфический возраст, на контроль настурановых руд послескладчатыми разрывными нарушениями, на явления околорудного осветления, а также на парагенезис настурана с сульфидами и арсенидами. К таким признакам как к генетическим показателям, вообще, следует относиться с осторожностью, поскольку они являются конвергентными для рудных процессов различных типов - гидротермальных, метаморфогенных и отчасти инфильтрационных. Послеметаморфический возраст настурана также не является бесспорным, если учесть сложность и длительность метаморфического минералообразования, завершающегося формированием пострудных жил альпийского типа, иногда регенерирующих настуран.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ УРАНОНОСНОСТИ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Среди рассмотренных формаций черных сланцев различных континентов рудные концентрации урана с неизменно большими запасами металла отвечают кондициям в восьми случаях. На данной стадии изученности промышленная ценность половины из них ограничивается теми или иными факторами, и только четыре оцениваются как промышленные по всем параметрам.

Нами сделана попытка по сочетанию рассмотренных выше признаков ураноносных формаций черных сланцев выделить геологические ситуации ("классы формаций") образования промышленных стратиформных месторождений урана (рис. 23). Выделяются три класса - А, В, С.

В класс А вошли формации черных сланцев, вмещающие "промышленные" месторождения. Класс В составляют "перспективные" формации также с месторождениями кондиционных руд, но удовлетворяющие в настоящее время не всем промышленным параметрам вследствие неразработанной технологии, низкого коэффициента рудоносности, а также недоразведанности. К классу С отнесены формации черных сланцев с забалансовыми рудами.

Для формаций платформенного типа, вошедших в классы А (промышленные) и В (перспективные), характерен нижнепалеозойский возраст пород, что отличает их от более молодых неперспективных формаций класса С. Однако как прогнозный оценочный критерий геологический возраст использован быть не может, так как отмечавшийся выше уникальный характер накопления урана в платформенных формациях связан с особенностями процессов седиментации и диагенеза.

Формации геосинклинальных и активизированных областей, вошедшие в классы А и В, в большинстве сходны между собой, но заметно отличаются от формаций класса С более сильным развитием тектонических деформаций и метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ геологических особенностей формаций черных сланцев показал наличие двух групп признаков, которые могут быть использованы при оценке их ураноносности.

Первую группу составляют "сквозные" признаки. Они проявлены в общем однотипно во всех формациях черных сланцев и, несмотря на различное геотектоническое положение, характеризуют сходные условия формирования ураноносных осадков.

Для формаций черных сланцев характерен однотипный разрез, имеющий трехчленное строение осадочного цикла трансгрессирующих серий: нижняя часть – подстилающие породы – может иметь различный состав и возраст; средняя часть, или собственно углеродистая формация черных сланцев, начинается слоями базальных песчаников, алевролитов или кремнистых сланцев, в большинстве своем трансгрессивно залегающих на размытой поверхности подстилающих толщ, кверху постепенно переходящими в углеродистые ураноносные сланцы, сопровождающиеся слоями слабо углеродистых пород; верхняя часть разреза – безрудные терригенно-карбонатные и карбонатные породы. Наряду с этим углеродистые формации геосинклиналичного типа имеют более сложное по сравнению с платформенными строение разрезов вмещающих отложений, а также большее количество и мощность горизонтов черных сланцев. В разрезе отложений формаций геосинклиналичного типа часто отмечаются синхронные вулканические и поствулканические образования, что позволяет ряду исследователей высказывать предположения о связи оруденения с вулканической деятельностью.

Как платформенные, так и геосинклиналичные формации характеризуются однородностью фациального состава на больших пространствах, что свидетельствует об устойчивых палеогеографических, климатических, гидродинамических и био-геохимических условиях их формирования. Эти формации возникают в связи с нисходящими движениями и отмирают с развитием максимума трансгрессии. На смену им приходят терригенные и карбонатные осадки.

Углеродистые формации черных сланцев приурочены к таким ритмам, которые сформировались при относительной стабилизации тектонического режима. Эти условия существовали и на платформах, и в краевых зонах многогеосинклиналей, в непосредственной близости от жестких массивов. Слабые тектонические движения, характерные для платформ, могли иногда происходить также в краевых частях гео-

синклинальных зон [112]. С этим, вероятно, и связано происхождение углеродистых формаций геосинклинального типа.

Общая пенеппенизация области сноса и спокойный тектонический режим в течение длительного промежутка времени предопределили и незначительный снос разбавляющего терригенного материала. В связи с этим очевидно, что главную роль играли процессы био- и хемоседиментации, а решающим фактором осаждения и накопления осадков служила геохимическая среда бассейна. Последняя определялась в первую очередь обильным накоплением отмирающего планктона и фитопланктона, густо покрывавших поверхность пленку воды. Разложение его обеспечивало резко восстановительную среду придонных и иловых вод и сероводородное их заражение.

Вторую группу признаков, используемых при оценке ураноносности, составляют признаки менее универсальные, связанные с более поздними вторичными наложенными процессами. Они проявлены качественно однотипно, но в разной степени и только в формациях черных сланцев складчатых областей. Эти признаки характеризуют, с одной стороны, общие черты, а с другой — специфику геологических условий конкретных районов.

Для формаций черных сланцев геосинклинального типа характерна одна и та же низкотемпературная ассоциация минералов, серицит-кварц-хлорит (пирит, антраксолит), по которой метаморфические преобразования пород отнесены к дозеленосланцевой фации регионального термодинамометаморфизма; углеродистые формации протерозойского возраста соответствуют фации зеленых сланцев — ее кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации. Метаморфические изменения в условиях низкотемпературных фаций далеки от равновесия, эмпирические закономерности и теоретические предпосылки указывают на то, что интенсивность их проявления тем выше, чем сильнее и неравномернее дислоцированы породы. Однако оценивать интенсивность метаморфизма по деформациям, которые являются только катализаторами метаморфических реакций, можно лишь в первом приближении, причем наиболее правомерно для условий конкретной геосинклинальной зоны.

Устанавливается, что захороненное в формациях черных сланцев рассеянное органическое вещество гораздо более чутко реагирует на низкотемпературный метаморфизм, чем силикатная составляющая пород. Равновесное состояние органического вещества, отвечающее по степени карбонизации и полимеризации высшим битумам ряда керит-антраксолит, достигается уже в самом начале ряда метаморфических преобразований дозеленосланцевой фации и доходит в конечных членах его, соответствующих зеленосланцевой фации, до графитоподобного вещества — графитита. Наряду с этим даже самое слабое проявление дозеленосланцевого термодинамометаморфизма вызывает локальное развитие кристаллического графита как стресс-минерала, а также жильных форм графита и антраксолита, связанных с отделением и конденсацией в водной среде летучих компонентов органического вещества. Это свойство органического вещества обуславливает раннюю десорбцию первоначально удерживавшихся им в

осадке элементов даже при незначительном изменении пород в условиях слабой тектонической активизации платформенных областей.

На развитие рудного процесса в формациях черных сланцев, помимо термодинамометаморфизма, оказывает влияние также структурная перестройка поровых вод (разрыв водородных связей), которая, начиная с температур 105–110⁰, должна была сопровождать метаморфизм на складчатом этапе, усиливая подвижность и мобилизационные свойства этих вод.

Уран теряет сорбционные связи с органическим веществом при преобразовании пород и переходит в подвижное состояние. Лишь уран, входящий в решетку фтор-апатита продолжает при этом удерживать свои прочные связи с фосфором. В углеродистых формациях геосинклиналей и областей тектоно-магматической активизации уран обособляется от органического вещества в виде окислов молекулярной степени дисперсности и приобретает минеральную форму в виде настурана.

Распределение урана по мере усиления метаморфизма приобретает все большую контрастность. Наряду с убогими рудами в месторождениях появляются бедные и рядовые сорта кондиционных руд, доходящие до богатых.

Благодаря конвергентным признакам руд стратиформные месторождения всех более или менее существенно метаморфизованных формаций черных сланцев относятся к образованию спорного генезиса. В некоторых случаях стратиформные рудопроявления и месторождения урана приурочены к районам развития интрузивных пород.

С внедрением более молодых гранитоидов может быть связана активизация процессов минерализации в ранее сформированных урановорудных телах и образование поздних генераций жильного настурана. Имеются также примеры, указывающие на вовлечение в рудный цикл гидротермальными растворами сингенетического урана черных сланцев (литогенный гидротермальный тип месторождений). В то же время наличие гранитоидов само по себе без учета геохимических особенностей ураноносной углеродистой формации не является признаком развития стратиформных урановорудных концентраций.

Анализ признаков, определяющих условия формирования и масштабы оруденения, показал, что при оценке перспектив ураноносности черных сланцев конкретных регионов прежде всего необходимо учитывать генетические особенности рудообразования на постседиментационных этапах перераспределения рудного вещества в платформенных и геосинклинальных условиях.

На платформах, не претерпевших тектоно-магматической активизации, такие факторы следует искать в особо благоприятных условиях осадочного накопления урана, таких, как непрерывное поступление в осадок с течениями новых порций урана, обособление в процессе осадочной дифференциации углеродистого вещества и др. В обычных условиях урановые руды месторождений формации черных

сланцев платформенного типа не удовлетворяют промышленным условиям.

В пределах складчатых областей оптимальные условия формирования полигенных промышленных месторождений урана возникают в условиях неравномерного по интенсивности проявления низкотемпературного регионального термодинамометаморфизма на фоне широкого развития разномасштабных тектонических деформаций. Этими связями можно руководствоваться как объективно существующими независимо от того, генетически или парагенетически связано оруденение с метаморфизмом урансодержащих черных сланцев. При оценке масштабности месторождений урана в углеродистых формациях, несущих следы воздействия любого из указанных рудогенерирующих эпигенетических процессов, необходимо учитывать также и их структурные особенности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адышев М.М. О стратиграфическом положении ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации. - Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3, с. 543-546.
2. Адышев М.М., Калмурзаев К.Е. О седиментационно-диагенетическом происхождении уранового оруденения в углисто-кремнисто-сланцевой формации. - Геол. рудн. месторожд., 1965, № 4, с. 16-25.
3. Адышев М.М., Калмурзаев К.Е., Шабалин В.В. Молибдено-ванадиевая рудоносность углисто-кремнисто-сланцевой формации нижнего палеозоя. - В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1968, с. 411-414.
4. Альтгаузен М.Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеонтехиздат, 1956. 16 с.
5. Анкинович С.Г. К вопросу об осадочно-метаморфогенном происхождении некоторых свинцово-цинковых месторождений. - Труды Казах. горно-металлург. ин-та, 1956, вып. 13, с. 54-71.
6. Анкинович С.Г., Анкинович Е.А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 356-374.
7. Арустамов А.А. О начальном и раннем метаморфизме осадочных пород. - Труды СНИИГТИМС, 1960, вып. 13, с. 54-65.
8. Бадалов С.Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-сульфидных месторождениях. - В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. Ташкент: Фан, 1969, с. 35-47.
9. Балашов Ю.А., Ронов А.Б., Мигдисов А.А. и др. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе. - Геохимия, 1964, № 10, с. 995-1014.
10. Барсуков В.Л. Об источнике рудного вещества и его значении для металлогенических построений. - В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 9-11.
11. Батурич Г.Н., Коченов А.В., Шимкус К.М. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей. - Геохимия, 1967, № 1, с. 41-49.
12. Бауков С.С. Ордовикские сланцевосные формации (Прибалтийский бассейн). - В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1973, с. 17-39.
13. Бейтс Т., Строл Э. Минералогия и химия урансодержащих черных сланцев. - В кн.: Геология атомного сырья. М.: Атомиздат, 1959, с. 93-101.
14. Белевцев Я.Н. Структурные условия образования рудных месторождений. - Труды ИГЕМ АН СССР. Сер. геол., 1971, вып. 7, с. 232.

15. Белевцев Я.Н. Генетические проблемы метаморфогенных месторождений. – В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. Киев: Наукова думка, 1972а, ч. 1, с. 33–74.
16. Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. – В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. Киев: Наукова думка, 1972б, ч. 1, с. 6–32.
17. Бельков И.В. *Крианитовые сланцы свиты Кейв*. Л.: Наука, 1963. 321 с.
18. Березкин В.И. Стратиграфия, корреляция и возраст метаморфических толщ Ярогинского, Субганского и Чульманского грабенов Алданского щита. – В кн.: *Геология и золотоносность докембрия Якутии*. Якутск, 1971, вып. 19, с. 146–164.
19. Берзина И.Г., Столярова А.Н., Флеров Г.Н. и др. О возможности выявления миграции урана в продуктах его распада в минералах. – Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 5, с. 1062–1065.
20. Бетехтин А.Г. О генетических типах марганцовых месторождений. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 4, с. 3–46.
21. Блох А.М. Структура воды и геологические процессы. М.: Недра, 1969. 216 с.
22. Богданов Ю.В. О роли седиментационных (поровых) вод в образовании стратифицированных месторождений меди. – Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 649–653.
23. Боровская И.С., Мысякина В.С., Волкова Л.В. Рифейские фосфориты Сангилена (Юго-восток Тувы). – В кн.: *Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород*. М.: Наука, 1966, с. 91–100.
24. Браун А. Уран в чаттанугских сланцах восточного Теннесси. – В кн.: *Мирное использование атомной энергии*. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 6, с. 511–516.
25. Бушинский Г.И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 105 с. (Труды/Геол. ин-т АН СССР; Вып. 201).
26. Ведеполь К.Г. Геохимическое и петрографическое исследование "медистого сланца" в северо-западной Германии. – В кн.: *Химия земной коры*. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 398–414.
27. Вернадский В.И. Биохимические очерки, 1922–1932. М.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 198–210.
28. Вернадский В.И. Природный углерод. – Избр. соч., М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 338–387.
29. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.
30. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555–571.
31. Волков И.И., Фомина Л.С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом. – *Литол. и полезн. ископ.*, 1971, № 6, с. 3–15.
32. Галдобина Л.П., Горлов В.И. Шунгитсодержащие толщи докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования. – В кн.: *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 161–163.
33. Гарьковец В.Г. Условия образования месторождений, связанных с низкими температурами дозеленосланцевой фации метаморфизма (на примере Мурун-Тау и др.). – В кн.: *Проблема метаморфогенного рудообразования: II Межвед. совещ. Тезисы докладов*. Киев: Наукова думка, 1974, с. 18–20.
34. *Геология Кореи*. М.: Недра, 1964. 256 с.

35. Гецева Р.В. К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения. – В кн.: Вопросы геологии урана. М.: Атомиздат, 1957, с. 20–36.
36. Гецева Р.В. Некоторые данные о поведении урана при метаморфизме. – В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М.: Госатомиздат, 1963, с. 208–227.
37. Гецева Р.В., Дерягин А.А. О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфогенных месторождений урана. – В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М.: Госатомиздат, 1963, с. 71–93.
38. Грибовская И.Ф., Летунова С.В., Романова С.Н. Медь в сопредельных отложениях СССР. – В кн.: Биологическая роль меди. М.: Наука, 1970, с. 110–112.
39. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики. – В кн.: Региональная палеогеография. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 15–24.
40. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л., Суханова С.М. Фации, палеогеография черных сланцев и закономерности распределения в них урана. – В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 172–179.
41. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В. и др. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 328 с.
42. Домарев В.С. О метаморфогенном рудообразовании. – Сов. геология, 1967, т. 4, с. 6–17.
43. Домарев В.С. Источники вещества метаморфогенных растворов. – В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев, 1972, ч. 1, с. 100–114.
44. Домарев В.С. Роль метаморфизма в размещении рудных месторождений. – Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, вып. 191, с. 137–151.
45. Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М.: ИЛ, 1957. 450 с.
46. Евсева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат, 1974. 280 с.
47. Евстихин В.А. Урановорудные эпохи. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 3, с. 28–41.
48. Елисеев Н.А. Метаморфизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. 415 с.
49. Ермолаев Н.П., Жидикова А.П. Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма. – Геохимия, 1966, № 8, с. 900–916.
50. Ермолаев Н.П. Анализ процессов перераспределения и отторжения урана от горных пород при их прогрессивном метаморфизме. – Геохимия, 1971, № 8, с. 949–962.
51. Жданова Л.В. Распределение радиоактивных элементов и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нижнепротерозойских отложениях жайминской свиты. – В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1971, с. 128–131.
52. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
53. Заварицкий А.Н. Метаморфизм и метасоматизм колчеданных месторождений. – В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950а, с. 7–52.
54. Заварицкий А.Н. Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданные месторождения им. III Интернационала на Среднем Урале. – В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950б, с. 19–45.

55. Калинин Ю.К., Соколов В.К. Опыт типизации углеродистых пород протерозоя Карелии. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 155–160.
56. Калмурзаев К.Е., Успенский В.А., Медведев Л.Р. и др. Органическое вещество в углеродисто-кремнисто-сланцевой формации кембрия Средней Азии. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1972, № 3, с. 33–38.
57. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наукова думка, 1965. 189 с.
58. Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя и Залаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 167 с. (Труды/ИГН АН СССР; Вып. 104).
59. Кивмяги Э.К., Лоог А.Р. Диктионемовые сланцы Эстонской ССР. – В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1973, с. 11–17.
60. Клеппер М.Р., Уайнт Д.Г. Урановые провинции. – В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 16–23.
61. Конент Л.К. Условия накопления чаттангуских сланцев. – В кн.: Мирное использование атомной энергии. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 6, с. 506–510.
62. Конторович А.В. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты. – Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3, с. 60–67.
63. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 276 с.
64. Королев В.Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. – В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1962, вып. 3, с. 18–35.
65. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдяных минералов осадочных пород. – В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 71–95.
66. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7, с. 3–18.
67. Котляр В.Н., Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 246 с.
68. Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столяров А.С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб. – В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 135–143.
69. Красильникова Н.А., Гуревич Б.Г. и др. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области. – Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4, с. 28–37.
70. Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. – В кн.: Проблема рудных месторождения. М.: ИЛ, 1959, с. 75–84.
71. Крупенников В.А. Закономерности размещения урановых руд на месторождениях, залегающих среди углисто-кремнистых сланцев и известняков. – Геол. рудн. месторожд., 1969, № 4, с. 74–87.
72. Кузнецов Е.А. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Изд-во МГУ, 1956. 281 с.
73. Курдюков А.А. Окислительно-восстановительные свойства горных пород, вмещающих урановое оруденение в черных сланцах. – Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1, с. 130–133.
74. Логвиненко Н.В. Постдиagenетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 230 с.
75. Мак Келви В., Карсуэлл Л. Уран в формации Фосфория. – В кн.: Геология урана и тория. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 6, с. 582–586.
76. Мак Келви В., Эверхарт Д., Гаррелс Р. Происхождение урановых месторождений. – В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1958. 426 с.

77. Манская С.Д., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
78. Марков М.С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии. – В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Наука, 1962, с. 70–76.
79. Михайлов Б.М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского штата. – Труды/ВСЕГЕИ. Нов. серия, вып. 167, 1969, 105 с.
80. Мкртычян А.К. Тамальское месторождение фосфоритов (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1971. 26 с.
81. Муратов М.В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. – В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 2, с. 86–103.
82. Ордынец Г.Е., Полуаршинов Г.П. Об изотопном составе рудного свинца в Среднем Пришимье. – Геохимия, 1973, № 5, с. 676–682.
83. Остапенко Ю.П., Кардаш В.Т., Маслов В.К. Ванадиеносные породы в архейских отложениях Центрального Прибайкалья. Иркутск, 1970, с. 80–85. (Труды/Иркут. политехн. ин-та, Иркут. ТГУ; вып. 51).
84. Павлинов В.Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. М., 1937, с. 28–43. (Труды МГРИ; Вып. 9).
85. Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). – В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 9–53. (Труды/геол. ин-т АН СССР; Вып. 93).
86. Перельман А.И., Евсеева Л.С. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Госатомиздат, 1963. 246 с.
87. Питчер У.С. Общий обзор проблемы. – В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 13–28.
88. Плотников Л.М. О миграции вещества при динамометаморфизме синийских отложений Енисейского кряжа. – В кн.: Информационный сборник ВСЕГЕИ. М., 1960, т. 123, № 40, с. 18–24.
89. Плуман И.И. Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадко-накопления. – Геохимия, 1971а, № 9, с. 1138–1143.
90. Плуман И.И. Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты. – Геохимия, 1971б, № 11, с. 1362–1368.
91. Попов В.М. Проблема происхождения стратиформных месторождений и пути ее решения. – Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2, с. 89–106.
92. Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации вещества. – В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М.: ИЛ, 1957, с. 198–210.
93. Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов. – В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 78–93.
94. Рафальский Р.П., Власов А.Д., Никольская И.В. О возможности одновременного переноса U^{VI} и S гидротермальными растворами по экспериментальным данным. – Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 2, с. 785–788.
95. Рафальский Р.П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М.: Атомиздат, 1974. 130 с.
96. Розен О.М., Сидоренко Св. А., Созинов Н.А. Углеродистые отложения докембрия и фанерозоя. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 141–155.

97. Рыбалов Б.Л. Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих в черных сланцах и карбонатных породах. – Геол. рудн. месторожд., 1965, № 2, с. 3–24.
98. Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. – В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 24–36.
99. Сауков А.А. Геохимия. М.: Наука, 1960. 487 с.
100. Семенов А.И., Смыслов А.А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, вып. 5, с. 584–597.
101. Семенов Н.П., Жуков Г.В. Петровский графитоносный район. Киев: Известие, 1955. 95 с.
102. Сердюченко Д.П., Созинов Н.А. Роль организов и углеродистого вещества в формировании осадочных месторождений докембрия. – В кн.: Проблема осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 245–249.
103. Сидоренко А.В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочных метаморфических породах и некоторые геологические проблемы. – Сов. геология, 1971, № 5, с. 3–20.
104. Сидоров Г.П., Рафальский Р.П. Гидротермальный синтез уранинита. – В кн.: Вопросы геологии урана. М.: Атомиздат, 1957, с. 83–85.
105. Синдеева Н.Д., Курбанова Н.З. О кларке селена в некоторых горных породах СССР. – Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 2, с. 353–356.
106. Смиркстын А.О., Светлицкий Н.И., Суховерова М.В. и др. Новое месторождение фосфоритов на юге Красноярского края. Новосибирск, 1966, с. 28–37. (Труды/СНИИГИМС, вып. 45).
107. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. – Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6, с. 3–18.
108. Созинов Н.А. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации (на примере одного района). – Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1, с. 78–92.
109. Созинов Н.А. Позднедокембрийская эпоха накопления осадочных сидеритов. – В кн.: Металлогения докембрия: Тезисы докладов, Л.: ВСЕГЕИ, 1975, с. 42–43. Ротапринт.
110. Созинов Н.А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. – Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684–687.
111. Старцев Г.Н. Метаморфизм пород Польского рудоносного района. – В кн.: Метаморфизм: Второе петрограф. совещ. Тезисы докладов. Свердловск, 1966, т. 5, с. 35–37.
112. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. I, II. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.
113. Суансон В.Е. Уран в морских черных сланцах США. – В кн.: Геология урана и тория. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 6, 500 с.
114. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и геосинклиналиное развитие. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 385 с.
115. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.
116. Судовиков Н.Г. Метаморфогенное рудообразование. – Сов. геология, 1965, № 1, с. 25–37.
117. Суражский Д.Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М.: Атомиздат, 1960. 280 с.
118. Сухарина А.И. Геологические особенности формирования кембрийских отложений в Западной Сибири. – В кн.: Фосфориты Западной Сибири. М.: Недра, 1965, с. 18–31.

119. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. *280 с.
120. Тугаринов А.И. Уран в метаморфических процессах. – В кн.: Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1967, с. 110–121.
121. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.
122. Тугаринов А.И., Дьячкова И.Б. Селен в Криворожье. – Геохимия, 1966, № 9, с. 25–34.
123. Флинн Д. Деформация при метаморфизме. – В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 49–58.
124. Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
125. Харитонова Л.Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 52 с. (Труды / Ленингр. геол. трест; Вып. 17).
126. Хейнрих Э.У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М.: ИЛ, 1962. 469 с.
127. Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. – Труды / Лаб. вулканологии, 1961, вып. 19, с. 34–44.
128. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.
129. Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. – Геотектоника, 1966, № 6, с. 18–28.
130. Хаскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А. и др. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 188 с.
131. Чистяков П.А., Лошилин В.П., Глейзер Л.М. Некоторые геохимические особенности докембрийских и нижнепалеозойских осадочных толщ отдельных районов Западной части Среднего и Южного Тянь-Шаня (Центральные Кызылкумы и Чаткальские горы). – В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям Западной части Южного и Среднего Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1971, с. 233–250.
132. Шарков А.А. О литологических особенностях майкопских отложений Южного Мангышлака. – Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1, с. 20–35.
133. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. – В кн.: Сопоставление по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 7–99.
134. Шатский Н.С. Парагенезисы осадочных пород и фаций. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 5, с. 3–23.
135. Шумлянский В.А., Горунова А.М. Некоторые черты гидротермального перераспределения химических элементов в микрокварцитах рудоносной углеродисто-кремнистой формации. – Труды / Ташк. гос. ун-та, 1967, вып. 326, с. 215–226.
136. Эрвье Ю.Ю. Некоторые особенности регионального метаморфизма в северной части Полярного Урала. – В кн.: Метаморфизм: Второе петрограф. совещ. Тезисы докладов. Свердловск, 1966, т. 5, с. 25–28.
137. Явхута Г.В. Верхнеюрская сланцевосная формация. – В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1973, с. 53–70.
138. Ahrens L.H. Aspects of the geochemistry of the Earths. N.Y.: Pergamon Press, 1964, p. 1–54.
139. Bain G.W. Patterns to ores in layered rocks. – Econ. Geol., 1960, vol. 55, N 4, p. 695–731.

140. Bates T.F., Strahl E.O. Mineralogy, petrology and radioactivity of representative samples of Chattanooga Shale. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1957, vol. 68, N 10, p. 1305–1314.
141. Bearth P. Versuch einer Gliederung Alpinmetamorpher Serien der Westalpen. — *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*, 1962, Bd. 42, S. 127.
142. Beath O.A., Hagner A.F., Gilbert C.S. Some rocks and soils of high selenium content. — *Wyo. Geol. Surv. Bull.*, 1946, N 36, p. 23.
143. Berkman D.A. Geology of the Rum Jungle uranium deposits. — *Atom. Energy Austral.*, 1970, vol. 13, N 1, p. 12–20.
144. Bradly G. Origin and microfossils of the oil shale of Green River formation of Colorado and Utah. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1931, N 168, p. 58.
145. Byers H.G., Miller I.T., Williams K.T. et al. Selenium occurrence in certain soils in the United States with a discussion of related topics: Third rept. — In: *Bull. Dept. Agr. Techn. U.S.*, 1938, N 601, p. 74.
146. Cloud P.E., Gruner J.W., Hagen H. Carbonaceous rocks of the Sudan iron formation. — *Science*, 1965, vol. 148, N 3678, p. 1713–1716.
147. Clover, Lynn. Stratigraphy and uranium content of the Chattanooga Shale in northeastern Alabama, northwestern Georgia, and eastern Tennessee. — *Geol. Surv. Bull.*, 1959, N 1087–E, p. 133–168.
148. Condon M.A., Walpole B.P. Sedimentary environment as a control of uranium mineralization in the Katherine-Darwin region, Northern Territory. — *Bur. Miner. Res. Geol. and Geophys. Rept. Australia*, 1955, N 24.
149. Goodwin A.M. Structure, stratigraphy and origin of iron formations, Michipicoten Area, Algoma District Ontario, Canada. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, vol. 73, p. 561–586.
150. Grimbert A. Sur l'origine des impregnations uraniferes des schistes houillers de Saint-Hippolite (Hout-Rhin). — *Bull. Soc. Geol. France*, 1956, N 6, p. 707–712.
151. Gross G.A. Geology of iron deposits in Canada. Vol. 1. Ottawa. — *Econ. Geol. Rept., Geol. Surv. Can.*, 1965, N 22.
152. Harrison I.M. Iron formation of Ungava Peninsula, Canada. — In: *Comptes rendus de la 19 session du Congres geologique international. Alger, 1953, fasc. X.*
153. James H.L. Sedimentary facies of the iron formation. — *Econ. Geol.*, 1954, vol. 49, N 3.
154. James H.L., Dutton C.E., Pettijohn F.I., Wier K.L. Geology and ore deposits of the Iron-River-Crystal-Falls district. Iron County, Michigan. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1968, N 570.
155. Kautzsch E. Untersuchungsergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschiefer. — *Ark. Lagerstätten*, 1942, N 74, S. 42.
156. Lakin H.W., Byers H.G. Selenium occurrence in certain soils in the United States with a discussion of related topics: Seventh report. — In: *Agr. Techn. Bull.*, 1948, N 950, p. 36.
157. Landis E.R. Uranium and other trace elements in Devonian and Mississippian black shales in the Central Midcontinent area. — *Geol. Surv. Bull.*, 1962, vol. 1107–E, p. 289–336.
158. Lovering T.S. Epigenetic, diagenetic, syngenetic and lithogene deposits. — *Econ. Geol.*, 1963, vol. 58, N 3.
159. Manheim F.T. A geochemical profile in the Baltic Sea. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, vol. 25, p. 52–70.
160. Marmo V. On the sulphide and sulfide-graphite schists of Finland. — *Bull. Commis. geol. Finl.*, 1966, N 190.
161. McKelvey V.E., Nelson J.M. Characteristics of marine uranium-bearing sedimentary rocks. — *Econ. Geol.*, 1950, vol. 45, N 1, p. 35.

162. McKelvey V.E., Swanson R.W., Sheldon R.P. The Permian phosphorite deposits of Western United States. — In: *Comptes rendus de la 19 session du Congrès géologique international*. Alger, 1952, Alger, 1953, fasc. 11.
163. McKelvey V.E., Williams J.E., Sheldon B.P. et al. The Phosphoria, Park City and Shedhorn formations in the western phosphate field. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1959, vol. 313—A.
164. McKirdy D.M. Organic geochemistry in Precambrian research. — *Precamb. res.*, 1974, vol. 1, p. 75—137.
165. Minami E. Gehalte an seltenen Erden in europäischen und japanischen Ton-schiefern. — *Gesell. Wiss. Göttingen Nachr. math.—phys. Kl. Geol. und Mineral.*, 1935, Bd. 1, N 14, S. 155—170.
166. Murty P.S.N., Aswathanarayana U., Mahadevan C. Geochemistry of the siliceous black shales at Nagarjunasagar dam site, India. — *Econ. Geol.*, 1962, vol. 57, N 4, p. 614—616.
167. Okko V., Peltola E. On the Outokumpu Boulder Train. — *Bull. Commiss. geol. Finl.*, 1958, N 180.
168. Peltola E. On the black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland. — *Bull. Commiss. Geol. Finl.*, 1960, N 192, p. 192.
169. Peterson A. Progressing of low grade uranium ores. — *Atom. Energy Agency*, 1967.
170. Rade J. Spearing along anticlines as an important structural feature in uranium mineralization in the northern part of the Northern Territory of Australia. — *Econ. Geol.*, 1957, vol. 52, p. 282—288.
171. Roberts W.M.B. Mineralogy and genesis white's orebody Rum Jungle uranium fields. — *Austral. and N.Z. J. Miner.*, 1960, vol. 94, p. 868—889.
172. Rose E.R. Uranium and vanadium content of assorted rocks in Canada. — *Pap. Geol. Surv. Can. Part B.*, 1970, N 1, p. 63—64.
173. Schneiderhöhn H. Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. — *Geol. Rdsch.*, 1953, Bd. 42, N 1, S. 34—43.
174. Schofield Y.A., Haskin L.A. Rare-earth distribution patterns in eight terrestrial materials. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964, vol. 28, p. 437.
175. Siggerud T. The occurrence of uranium and thorium in Norway. — *Proc. Intern. Conf. Peaceful Uses Atom. Energy.*, 1956, N 6, p. 326.
176. Spratt R.N. Uranium ore deposits of Rum Jungle/Ed. J. Mc. Andrew. — In: *VIII Common Mining and Metallurg Congr. Australia and New Zealand*, 1965, N 1, p. 201—206.
177. Svenke E. The occurrence of uranium and thorium in Sweden. — *Proc. Intern. Conf. Peaceful Uses Atom. Energy*, 1956, N 6, p. 198.
178. Swanson V.E. Oil field and uranium content of black shales. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1960, vol. 356—A.
179. Taupitz K.C. Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. — *Chem. Erde*, 1954, Bd. 17, N 2, S. 104.
180. Tourtelor E.B. Selected annotated bibliography of minorelement content of marine black shale and related sedimentary rocks. — *Geol. Surv. Bull.*, 1970, N 1293.
181. Tyler S.A., Barghoorn E.S., Barrett L.P. Anthracitic coal from precambrian upper Huronian black shale of the Iron River District, Northern Michigan. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1957, vol. 68, p. 1293—1304.
182. Vine J.D., Tourtelor E.B. Geochemistry of black shale deposits — a summary report. — *Econ. Geol.*, 1970, vol. 65, N 3, p. 253—272.
183. White W.S., Wright I.C. The White Pine copper deposit. Ontonagon County, Michigan — *Econ. Geol.*, 1954, vol. 49, N 2, p. 675—716.
184. Wilson M.E. Early precambrian rocks of the Timiskaming area Qvebes and Ontario. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, vol. 67, N 10.
185. Williams D. Genesis of Sulphide ores. — *Proc. Geol. Assoc.*, 1960, vol. 71, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
<i>Глава I</i>	
ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ	5
Типы формаций	7
Металлоносность формаций	19
<i>Глава II</i>	
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРАНОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ	27
Стратиграфическое положение	38
Литологический состав	40
Вещественный состав	41
Минералогические особенности	43
Палеогеографические условия осадконакопления	44
Тектонические деформации	54
Магматизм	55
Метаморфические преобразования пород	56
Метаморфизм формаций черных сланцев	61
<i>Глава III</i>	
УРАНОНОСНОСТЬ ФОРМАЦИЙ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ	64
Контроль оруденения	64
Форма рудных тел	88
Состав рудных тел	89
Распределение урана	90
Минеральные и другие формы урана	91
Корреляционные связи урана	93
Качественные показатели руд	93
<i>Глава IV</i>	
ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА СТРАТИФОРМНОГО УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ФОРМАЦИЯХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ	94
Критерии прогнозной оценки перспектив ураноносности формаций черных сланцев	106
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	107
ЛИТЕРАТУРА	111