

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
КОМИ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

**АГРОМИНЕРАЛЬНОЕ  
И ГОРНО-ХИМИЧЕСКОЕ  
СЫРЬЕ  
ЕВРОПЕЙСКОГО  
СЕВЕРО-ВОСТОКА  
СССР**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
КОМИ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

**АГРОМИНЕРАЛЬНОЕ  
И ГОРНО-ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ  
ЕВРОПЕЙСКОГО  
СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

Ответственные редакторы  
доктор геолого-минералогических наук профессор **Н. П. Юшкин**,  
доктор геолого-минералогических наук **Я. Э. Юдович**

**Сыктывкар 1987**

В книге обобщены современные данные об основных видах агроминерального и горно-химического сырья на Европейском Северо-Востоке — фосфоритах, каменных и калийно-магниевых солях, самородной сере, соде, цеолитах и др. Даются геологическая и минералогическая характеристики месторождений и проявлений, рассматриваются условия их формирования, устанавливаются закономерности размещения. Анализируются региональные перспективы на рассмотренные виды полезных ископаемых, определяются направления их поисков, обсуждаются проблемы освоения.

Работа адресована геологам и экономистам, занимающимся проблемами минерально-сырьевых ресурсов.

Авторы

Н. П. Юшкин, Б. А. Илларионов, Н. Д. Василевский,  
Б. А. Осташенко, Е. П. Калинин, А. М. Павлов

Рецензент

доктор геолого-минералогических наук В. А. Дедеев

**АГРОМИНЕРАЛЬНОЕ И ГОРНО-ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ  
ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

Редактор *О. П. Сорокина*  
Техн. редактор *М. А. Сазанская*  
Художник *А. А. Оплесни*

Подписано в набор 19/XII-86 г. Подписано в печать 30.06.87 г. Ц02548.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. типографская № 1. Печать высокая. Усл. печ. л.  
8,25. Уч.-изд. л. 8,2. Тираж 550. Заказ № 3444. Цена 55 к.

Республиканская типография Государственного комитета Коми АССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 167610, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 70.

## ВВЕДЕНИЕ

В широком и разнообразном классе нерудных полезных ископаемых по своему целевому назначению выделяются специфические виды минерального сырья, являющиеся источником важнейших химических продуктов и составляющие основу промышленности химических средств интенсификации сельскохозяйственного производства — агроминеральное и горно-химическое сырье.

Спрос промышленности и сельского хозяйства на эти виды сырья постоянно повышается, высокими темпами растет их потребление, которое уже не может удовлетворяться внутренними ресурсами и в значительной степени обеспечивается за счет импорта. Продовольственная программа СССР, принятая майским (1982 г.) Пленумом ЦК КПСС, предусматривает резкое повышение урожайности сельскохозяйственных культур главным образом за счет более широкого и эффективного использования минеральных удобрений. Агрохимические виды полезных ископаемых выходят в ряд наиболее важных, и перед геологами встают новые задачи существенного увеличения их запасов, открытия новых перспективных районов и месторождений.

На Европейском Северо-Востоке известны многочисленные месторождения и перспективные проявления различных видов агрохимического минерального сырья — фосфоритов, каменной и калийно-магниевых солей, самородной серы, соды, цеолитов, карбонатных пород, гипса, глауконитов, торфа, торфовивианитов, бентонитов, янтареподобных смол и многих других. Ряд полезных ископаемых, таких как каменные соли, карбонатные породы, разрабатывается и используется, но в целом уровень не только освоения, но и изучения агрохимических видов сырья очень низок. В связи с формированием Тимано-Печорского

территориального производственного комплекса, предусматривающего комплексное освоение минерально-сырьевых ресурсов Коми АССР и Ненецкого автономного округа Архангельской области, должны вовлекаться в освоение месторождения агро-руд и горно-химического сырья, должна развиваться сырьевая база этих полезных ископаемых. Некоторые из видов горно-химического сырья, такие как соли, сера, сода и другие, необходимы для эффективной технологической переработки рудных полезных ископаемых — титановых руд, бокситов, медных и полиметаллических руд и, следовательно, освоение многих видов полезных ископаемых взаимосвязано.

Цель этой монографии — обобщение современных данных по важнейшим видам агрохимических полезных ископаемых на территории Тимано-Печорского ТПК, выяснение закономерностей строения, размещения и формирования их месторождений, прогнозная оценка, обсуждение проблем, связанных с расширением и освоением сырьевой базы.

Работа подготовлена коллективом авторов Института геологии Коми филиала АН СССР и производственного геологического объединения Полярноуралгеология, главным образом Выгодской партии этого объединения.

Авторы благодарят за полезные советы, конструктивную критику, творческую и техническую помощь В. А. Дедеева, Ю. В. Жукова, О. В. Заборина, В. А. Молина, М. В. Фишмана, В. С. Осташенко, Л. Н. Божеско, Г. Н. Модянову.

Книга входит в серию минерально-сырьевых монографий, издаваемую Институтом геологии Коми филиала АН СССР. Ряд выпусков этой серии уже вышли в свет: «Хромитоносность Полярного Урала» (1985), «Коксующиеся угли Печорского бассейна» (1985), «Энергетические угли. Печорского бассейна» (1987), «Научные основы развития поисково-разведочных работ на нефть и газ в Тимано-Печорской провинции» (1987).

## ФОСФОРИТЫ

Фосфориты являются одним из наиболее перспективных видов агрохимического минерального сырья на Европейском Северо-Востоке. Фосфоритоносные горизонты здесь известны в мезозойских, палеозойских и верхнепротерозойских отложениях.

Начиная со второй половины XIX в. и по настоящее время, различными аспектами проблемы фосфоритоносности здесь занимались многочисленные исследователи — Л. Ф. Васильева, А. И. Водолазский, В. С. Гильденблат, Л. Я. Гольдин, А. И. Елисеев, Ю. В. Жуков, О. В. Заборин, Л. А. Караух, Е. А. Киреева, В. Н. Кирсанов, С. И. Кириллин, Б. Н. Костюков, В. Н. Кочанов, О. С. Кочетков, Н. В. Кудрявцев, А. И. Мартышев, Л. В. Мигунов, А. С. Микляев, В. М. Овчинников, Э. Н. Овчинников, Л. И. Опаренкова, Н. Ю. Органова, А. М. Павлов, А. Я. Петренко, М. П. Раюшкин, Г. А. Слонимский, О. А. Солнцев, В. Г. Хименков, И. С. Худяев, А. К. Шенкман, А. А. Чернов, В. С. Юдин, Я. Э. Юдович, Н. П. Юшкин и др. Предпринимались даже попытки добычи фосфоритов с их переработкой на фосфатную муку в Койгородском районе. Однако все эти исследования и опытные работы имели несистематический характер, и серьезных попыток практического решения проблемы фосфатного сырья не было, широких поисково-разведочных работ не проводилось.

В разрезе фанерозоя выделяется около двух десятков фосфоритоносных или потенциально фосфоритоносных горизонтов, краткая характеристика которых дана ниже.

### Фосфоритоносность верхнемеловых отложений

Верхнемеловые отложения (сантонский ярус) распространены лишь на северо-востоке Коми АССР, в бассейне р. Усы. Обнажения пород известны на р. Усе и ее притоках (реках

Сейда, Лемва), на притоке Лемвы — р. Харуте. Многочисленные пересечения разреза верхнего мела получены по скважинам, пробуренным в южной части Усинского месторождения коксующихся углей и в северной части Сейдинского месторождения энергетических углей. Вскрытая мощность разреза по скважинам изменяется от нескольких метров до 287,4 м (скв. 77), составляя в большинстве случаев 50—90 м.

Разрез верхнего мела представлен чередованием кварцевоглауконитовых и опоковидных песчаников и алевролитов, слабо известковистых (содержание  $\text{CaO}$  от 1,5 до 6%).

Наличие фосфоритов и фосфоритсодержащих пород в отложениях верхнего мела установлено при поисковом и картировочном бурении, проводившемся в районе Сейдинского месторождения углей верхне-пермского возраста И. Ф. Федоровым и при специализированных ревизионно-опробовательских работах на фосфориты Сейдинской площади Л. В. Мигуновым. Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  колеблется от 1 до 33%. Прослои фосфатсодержащих пород располагаются на разных уровнях разреза, не образуя выдержанного горизонта. Верхнемеловые отложения Сейдинской площади оцениваются как малоперспективные. Заслуживает дальнейшего изучения лишь базальный горизонт верхнемеловых отложений, где обнаружены фосфоритовые конкреции. Такой горизонт в основании сантонского яруса отмечается также на восточном склоне Полярного Урала в Тюменской области\*.

### **Фосфоритоносность верхнеюрско-нижнемеловых отложений Печорской синеклизы**

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения развиты в пределах Печорской синеклизы и Мезенско-Вычегодской впадины.

В пределы Коми АССР попадает район южного замыкания и центральная часть Печорской синеклизы. Северная часть синеклизы находится на территории Ненецкого округа Архангельской области. Выходы этих отложений в пределах Печорской синеклизы протягиваются от верховьев р. Ижмы (на юге) до берегов Баренцева моря (на севере). Ширина полосы выходов отложений на юге составляет 120—140 км, к северу она увеличивается и на границе Коми АССР и Ненецкого округа составляет около 250—300 км.

На большей части территории отложения  $J_3-K_1$  залегают под довольно мощным (50—100 м и более) покровом четвер-

---

\* Я. Э. Юдовичем в 1981 г. на р. Харуте (приток Лемвы) установлена фосфатоносность (9,5%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) биоморфных мшанковых образований в отложениях  $K_2$  (прим. ред.).

тичных отложений. Обнажения пород сосредоточены главным образом по левобережным притокам р. Печоры — рекам Ижме, Нерице, Печорской Ижме, Цильме и их притокам. Изученность разреза  $J_3-K_1$  довольно слабая. Литолого-стратиграфическая характеристика отложений и оценка фосфоритоносности разреза базируются на материалах описания обнажений и по данным бурения немногочисленных опорных, параметрических и поисково-оценочных (на нефть и газ) скважин, а также отдельных поисковых (на воду) и картировочных скважин.

**Фосфоритоносность нижнемеловых отложений.** Нижний отдел меловой системы в пределах Печорской синеклизы представлен практически в полном стратиграфическом объеме и включает сверху вниз: нерасчлененные отложения аптского и альбского ярусов, барремский, готеривский, валанжинский, берриасский ярусы. Общая вскрытая мощность разреза 300—325 м (скв. 11—Мишвань и др.), мощность апт-альбских отложений достигает 200—230 м.

Нижнемеловые отложения представлены разномеловыми известковистыми песками, слюдистыми, без глауконита (апт-альб) и серыми, темно-серыми, зеленоватыми глинами, алевролитами, песками и песчаниками с редкими желваками черного известняка.

Фосфоритоносными являются валанжинские и берриасские преимущественно серые и зеленовато-серые алевролиты и глины с глауконитом и прослоями песка и песчаника. В верхах разреза нижнего мела встречены лишь единичные конкреции фосфоритов или фосфатсодержащих пород с содержанием  $P_2O_5$  до 3%.

В отложениях валанжинского и берриасского ярусов фосфатопоявления приурочены, главным образом, к нижневаланжинскому подъярису и к верхним и нижним горизонтам берриаса. Фосфориты здесь присутствуют в виде фосфатизированного детрита фауны — в глинах и алевролитах, карбонатно-фосфатных конкреций — в глинах; в виде обломков и алевролитовых зерен фосфатов — в глинах, конкреций фосфоритов — в прослоях известняков; песчаных фосфатных конкреций — в глауконитовых песках и песчаниках. Практический интерес представляют лишь единичные обнажения со скоплениями конкреций фосфоритов до 40 штук на квадратный метр. Мощность «продуктивного горизонта» достигает 1,7 м, содержание  $P_2O_5$  до 16%.

С целью выявления перспектив отложений валанжинского и берриасского ярусов нижнего мела Печорской синеклизы необходима постановка специализированных контрольно-оперобательских работ с изучением обнажений по рекам Ижма и Собысь, где известны промышленные скопления фосфоритов,

так как общая продуктивность фосфоритовых горизонтов здесь практически не изучена.

**Фосфоритоносность верхнеюрских отложений.** Верхний отдел юрской системы в пределах Печорской синеклизы представлен отложениями всех ярусов, однако каждый из ярусов выделяется не в полном объеме вследствие стратиграфических перерывов на их границах, а оксфордский и кимериджский ярусы местами полностью отсутствуют. Общая мощность отложений  $J_3$  составляет 150—186 м.

Наиболее интересны здесь известковистые глины (до глинистых мергелей) волжского яруса с обломками раковин пеленипод, аммонитов, белемнитов, фораминифер. На юго-западе Печорской синеклизы, в обнажениях по рекам Максара (левый приток р. Нерицы) и Печорская Пижма фосфоритоносный слой прослежен на 30 км. Полностью слой вскрыт в двух обнажениях, где мощность его 7,4 и 5,3 м. Во всех одиннадцати обнажениях, где выходит этот слой, он содержит обильные фосфоритовые конкреции на всю видимую мощность. Диаметр конкреций 3—10 см, форма округлая или несколько вытянутая, состав мергелисто-фосфатный, содержание  $P_2O_5$  по двум пробам 22,91 и 11,97%. Все конкреции переполнены раковинами аммонитов, белемнитов и др. Ширина участка, в пределах которого кровля фосфоритоносного слоя залегает на глубине до 20 м, составляет 5—7 км. Прогнозные ресурсы фосфоритов по этому участку составляют 720 млн. т, а в пересчете на  $P_2O_5$ , при его среднем содержании 17,3%—125 млн. т. Следовательно, Максара — Пижминский участок можно рассматривать как весьма крупное месторождение, пригодное для отработки открытым способом.

Перспективы фосфоритоносности отложений остальных ярусов верхней юры Печорской синеклизы на современном уровне изученности невелики вследствие значительной глубины залегания, малой мощности фосфоритоносных слоев, их невыдер-жанности или низкого качества фосфоритов.

### **Фосфоритоносность верхнеюрско-нижнемеловых отложений Мезенско-Вычегодской впадины**

Названные отложения образуют несколько обособленных по площади выходов в пределах Ертомской, Лоптюгской, Сысольской и Койгородской синклинальных структур.

В Ертомской и Лопкогской структурах надежных сведений о нижнемеловых отложениях нет. Верхнеюрские отложения Ертомской площади не фосфоритоносны; в Лоптюгской — наличие фосфоритов установлено Л. Ф. Васильевой в волжском и кимериджском ярусах верхней юры при изучении Чим-Лоп-

тюгского участка Яренгской сланценосной площади на горючие сланцы и М. П. Раюшкиным в бассейнах рек Яренга, Кижмола, Ертом. Редкие желваки фосфоритов поперечником до 12 см залегают в известковистых глинах и мергелях в основании разреза волжского яруса и в глауконитовых глинах с прослоями алевролитов и песков нижнекимериджского подъяруса. М. П. Раюшкин, изучивший обнажения пород нижнего кимериджа по рекам Тора и Огея, указывает, что фосфориты здесь образуют скопления. Ни одним из исследователей не приводятся сведения о качестве фосфоритов, их мощности и площади распространения. Вследствие слабой геологической изученности Лоптюгской площади оценка ее фосфоритоносности пока затруднительна.

Сысольская и Койгородская синклинальные структуры расположены в юго-восточной части Мезенско-Вычегодской впадины и захватывают южные районы Коми АССР. Южное замыкание Сысольской складки находится на территории Кировской области. В целом эта территория известна как Сысольская сланценосная площадь, поскольку здесь всюду развиты горючие сланцы волжского яруса верхней юры. Основной структурой является Сысольская синклиналь протяженностью с севера на юг по выходам верхней юры 180—185 км при средней ширине около 60 км. Койгородская синклиналь располагается восточнее Сысольской и отделена от последней неширокой (2—12 км) полосой выходов отложений средней юры, слагающих антиклинальное поднятие, названное Кобринским структурным валом.

Геологическая изученность Сысольской площади по сравнению с другими фосфоритоносными районами Коми АССР более высокая, так как с 1978 г. здесь проводятся поисковые буровые работы на горючие сланцы и подземные воды. Велись также специализированные поисковые и разведочные работы на фосфориты, в результате которых открыто несколько мелких их месторождений. Фосфориты и фосфатосодержащие породы известны по всему разрезу верхнеюрско-нижнемеловых отложений Сысольской площади.

**Фосфоритоносность нижнемеловых отложений.** Отложения нижнего отдела меловой системы представлены альбским, аптским, барремским, готеривским, валанжинским и берриасским ярусами. Максимальная мощность отложений составляет 150,4 м, увеличение мощности происходит с запада на восток, в сторону наибольшего погружения Сысольской мульды. Вскрытая мощность нижнемеловых пород Койгородской синклинали составляет 16,7 м (по результатам поисковых работ на фосфориты).

На всей территории Сысольской площади нижнемеловые породы залегают на породах волжского яруса верхней юры

с большим стратиграфическим перерывом и заметным угловым несогласием..

Разрез нижнего мела довольно однообразный и представлен известковистыми или очень слабоизвестковистыми глинами, с редкими включениями и тонкими прослоями фосфатизированных и сидеритизированных известняков и мергелей. По всему разрезу встречается фауна пеллеципод, аммонитов, гастропод и фораминифер. Глины в той или иной степени слюдитые, алевитистые, серые и темно-серые с переходами в слой зеленовато-серых, обогащенных глауконитом.

Наибольший практический интерес представляют фосфоритонасные отложения берриаса, в которых находится детально разведанное Койгородское месторождение. Фосфоритонасные слои остальных ярусов нижнего мела имеют малую мощность (обычно 0,05—0,2 м), низкое содержание  $P_2O_5$  и всеми исследователями признаны неперспективными, хотя в отдельных случаях мощность фосфоритонасного слоя нижнего валанжина достигает 3,0 м при удовлетворительном качестве фосфоритов.

На территории Сысольской площади отложения берриасского яруса выделяются несколько предположительно по комплексу фораминифер, встреченных в нижних 12—17-метровых разрезах нижнего мела, характерных также и для нижнего валанжина. Некоторыми исследователями к берриасу относятся лишь нижние 4—8 м разреза нижнего мела, где в составе фораминифер отсутствуют характерные для нижнего валанжина формы. Характерным литологическим признаком берриаса считают наличие в его разрезе тонких прослоев известковистых или очень слабоизвестковистых горючих сланцев. Фосфоритонасность берриасских отложений прослеживается практически на всей территории Сысольской площади.

Наиболее детально берриасский фосфатонасный горизонт изучен на Койгородском месторождении, расположенном на северном замыкании Койгородской синклинали, и на фосфатопоявлениях Визинга, Межадор, Карвужем и Палауз. Койгородскому месторождению всеми исследователями уделено наибольшее внимание.

Погостский участок находится в западной части месторождения, в непосредственной близости от с. Койгородок. Фосфоритовый слой имеет мощность от 0,1 до 0,35 м, в среднем 0,2 м. Содержание гравия и желваков фосфоритов размером от миллиметра до 20 см изменяется от 18 до 82% (в среднем 58%) без видимой закономерности. Продуктивность фосфатного слоя колеблется от 35 до 316 кг/м<sup>2</sup>. Содержание  $P_2O_5$  по всем пробам невысокое и колеблется в пределах 9,9—15,4%, в среднем 11,6%, т. е. фосфоритовая руда не удовлетворяет требованиям ГОСТ для фосфоритовой муки. Поэтому запасы фосфоритов участка отнесены к забалансовым.

Модшорский участок находится в 400 м восточнее Погост-

ского участка. Мощность горизонта изменяется от 0,1 до 0,32 м, в среднем 0,2 м. Содержание фосфоритовых желваков размером 1—10 см колеблется от 20,9 до 57,5% среднее — 34,0%. Содержание  $P_2O_5$  изменяется без видимой закономерности в пределах 9,6—22,4%, при среднем значении 15,5%. Продуктивность фосфоритового слоя изменяется от 148 до 365 кг/м<sup>2</sup>, причем величина продуктивности, превышающая 200 кг/м<sup>2</sup>, отмечена только в двух шурфах из семи.

В связи с резкой изменчивостью качества сырья и низкой продуктивностью слоя по большинству выработок, запасы фосфоритов участка также отнесены к забалансовым.

Лопырихский участок наиболее крупный на месторождении. Находится в 800—1300 м к востоку от Погостского и Модшорского участков и отделен от них долиной р. Лопырихи (правый приток р. Сысолы), в пределах которой обнажены породы волжского яруса. Глубина залегания фосфоритового слоя изменяется от 0,53 до 18,25 м; мощность слоя от 0,09 до 0,45 м. В десяти шурфах слой представлен хорошо сцементированным фосфоритовым конгломератом, в остальных выработках — несцементированными желваками и зернами фосфорита. Содержание фосфоритовых желваков изменяется от 12,3 до 78,7%, в среднем 45,9%. Содержание  $P_2O_5$  19,5—49,3%, продуктивность слоя составляет 38,4—132,4, в среднем 77,6 кг/м<sup>2</sup>. Качество фосфоритов Лопырихского участка достаточно выдержанное. Содержание  $P_2O_5$  изменяется от 12,5 до 24,6%, при этом в 70% проб содержание  $P_2O_5$  более 20%. Среднее содержание  $P_2O_5$  по участку составляет 20,57%.

Содержание  $P_2O_5$  в изготовленной А. К. Шенкманом фосфоритной муке по 25 пробам изменяется от 22,55 до 32,78%, при среднем содержании 26,28%. По нормам ГОСТ 5716—74 фосфоритная мука, полученная из фосфоритов Лопырихского участка, относится к сортам II и отчасти I.

Вмещающими фосфориты породами на Лопырихском участке являются плотные известковые глины с повышенным содержанием глауконитового песка. Выделение фосфоритового концентрата из глин после воздушной сушки проб, по данным всех исследователей, затруднений не вызывает.

По результатам разведочных работ, проведенных в 1955 г., по Лопырихскому участку подсчитаны запасы фосфоритов. При средней продуктивности 200 кг/м<sup>2</sup>, среднем содержании  $P_2O_5$  20,3% и средней мощности фосфоритового слоя (0,18 м) запасы фосфоритов по потенциалам  $A+B+C_1$  составляют 225 тыс. т, по категориям  $C_2$ —492 тыс. т.

Общие запасы фосфоритов Погостского и Модшорского участков, отнесенные к группе забалансовых, по потенциалам  $B+C_1$ —41,5 тыс. т;  $C_2$ —592 тыс. т.

В целом Койгородское месторождение квалифицируется как мелкое фосфатопроявление.

В 1942 г. Койгородское месторождение в небольших объемах разрабатывалось фосфоритовой конторой Комиместпрома. Учитывая вполне удовлетворительное качество фосфоритов и получаемой из них фосфоритной муки, а также благоприятные горно-технические условия отработки (неглубокое залегание фосфоритов, отсутствие обводненности) Лопырихский участок Койгородского месторождения можно рассматривать в качестве перспективной сырьевой базы для удовлетворения местных потребностей в фосфоритной муке\*.

Визингское проявление фосфоритов находится на северо-восточном крыле Сысольской синклинали в районе с. Визинга, по обоим берегам р. Большая Визинга. Фосфориты Визингского проявления характеризуются высоким качеством: содержание  $P_2O_5$  в фосфоритовом концентрате 21,5—29,6%, в среднем—26,7%. Однако в подавляющем большинстве выработок фосфоритовый слой представлен редкими или единичными желваками, продуктивность его не превышает 40 кг/м<sup>2</sup>, поэтому Визингское проявление признано бесперспективным.

Палаузское проявление находится в окрестностях с. Палауз и изучено в 1955 г. Л. Я. Гольдиным и А. Я. Петренко четырьмя шурфами и двумя скважинами. Мощность фосфоритового слоя изменяется от 0,1 до 0,35 м; продуктивность — от 1,5 до 200,0 кг/м<sup>2</sup>. Содержание  $P_2O_5$  — от 15,0 до 26,6%. Так как продуктивность слоя низкая и крайне изменчивая, проявление признано бесперспективным.

Карвужемское проявление находится на левом берегу р. Сысолы, в 2 км вниз по течению от д. Карвужем. Данные по фосфоритности проявления довольно противоречивы. Так, И. К. Худяевым в 1926 г. была проведена предварительная разведка проявления. Установленная им мощность фосфоритового слоя достигала 0,65 м, средняя продуктивность—150 кг/м<sup>2</sup>, при среднем содержании  $P_2O_5$ —29,1%. В 1955 г. Л. Я. Гольдиным и А. Я. Петренко на этом проявлении проведены ревизионно-опробовательские работы, при которых фосфоритоносный слой вскрыт лишь двумя шурфами. Мощности слоя в шурфах определены 0,05 и 0,1 м, а продуктивность — 4,5 м и 26,0 кг/м<sup>2</sup> соответственно, при содержании  $P_2O_5$  по двум пробам 23,7 и 27,5%. На основании этих данных проявление признано малоперспективным.

**Фосфоритность верхнеюрских отложений.** На Сысольской площади известны отложения всех четырех ярусов: волжского, кимериджского, оксфордского и келловейского.

Отложения волжского яруса развиты повсеместно, максимальная мощность равна 28,4 м. Обычно волжский ярус

---

\* В действительности проблема освоения койгородских фосфоритов осложняется экологическими требованиями. Вскрышные работы с целью добычи пологозалегавшего слоя фосфоритов могут уничтожить пахотный слой на значительной площади (прим. ред.).

представлен средним подъярусом мощностью. 1,5—25,3 м. Фосфоритоносный слой вскрыт на Ибском (в километре к северо-западу от с. Иб), Визингском (к северу от с. Визинга), Вотчинском (в долине р. Сысола в окрестностях с. Вотча), Пыелдинском (в левом борту руч. Бортом-Шор, к западу от с. с. Пыелдино) проявлениях и в целом ряде точек по всей территории Сысольской площади. Мощность слоя не превышает 0,3 м, продуктивность низкая (обычно менее 100 кг/м<sup>2</sup>), качество фосфоритов изменчивое, фосфоритовый слой не выдержан.

Отложения кимериджского яруса развиты лишь на севере Сысольской площади. Верхнекимериджские отложения обнажаются по р. Сыsole у с. Каргорт. Мощность верхнекимериджских глин в обнажении равна 2,15 м; здесь же В. С. Гильденблатом установлены фосфориты. Кроме того, фосфориты встречены в отдельных поисковых (на горючие сланцы) скважинах, где мощность фосфоритового слоя порядка 0,2 м, содержание  $P_2O_5$  в конкрециях не превышает 10%.

Нижнекимериджские отложения достоверно установлены на Ибском фосфоритовом проявлении и обнажениях по протокам р. Малая Визинга и в нескольких скважинах, пробуренных на горючие сланцы. На Ибском проявлении и в отдельных скважинах на глубине до 30 м фосфоритовый слой имеет низкую продуктивность, малую мощность и весьма ограниченное распространение при довольно высоком качестве фосфоритов (содержание  $P_2O_5$  24—27%).

Отложения оксфордского яруса представлены верхним подъярусом и распространены, как и вышележащие кимериджские осадки, только в северной части Сысольской площади: в обнажениях по рекам Ягул, Поинга, у с. Пыелдино, на Визингском проявлении и в ряде поисковых, гидрогеологических и картировочных скважин. Фосфориты характеризуются крайне невыдержанным качеством и мощностью: содержание  $P_2O_5$  изменяется от 0,6 до 22,9%; мощность слоя — от 0,03 до 0,65 м. Высококачественные фосфориты отмечены лишь в обнажении у с. Пыелдино. В скважинах фосфоритовый слой Оксфорда вскрыт на глубинах 19,2—137,4 м. Представляется, что фосфориты Оксфорда не имеют промышленного значения.

Отложения келловейского яруса развиты практически повсеместно, за исключением крайней южной части Сысольской площади. Основную часть разреза составляет нижнекелловейский подъярус. Заведомо среднекелловейские отложения установлены на Вотчинском проявлении с фосфоритовым слоем, залегающим на глубине от 0,1 до 22,6 м. Мощность слоя 0,03—1,6 м, обычно 0,7—1,6 м. Фосфориты в слое рассеяны в глине в виде отдельных желваков и их скоплений.

Нижнекелловейские отложения представлены известковистыми, алевитистыми и песчанистыми глинами с тонкими прослоями песка, мергелей и известняков с аммонитами и фора-

миниферами. Фосфатно-карбонатные стяжения, желваки, конкреции и фосфатизированные мергели и известняки встречаются в обнажениях и редких скважинах на Межадорском и Пыелдинском проявлениях и в ряде отдельных точек. Содержание  $P_2O_5$  обычно менее 10%, мощность фосфоритовых прослоев не более 0,2 м, продуктивность низкая и поэтому выявление крупных залежей фосфоритов здесь маловероятно.

### **Фосфоритоносность триасовых отложений**

Под четвертичными образованиями триасовые отложения развиты на больших площадях, в пределах Мезенско-Вычегодской, Большесынинской и Коротаихинской впадин, а также в районе северо-западного замыкания Печорской синеклизы, на севере гряды Чернышева, вдоль западного борта и в районе южного замыкания Косью-Роговской впадины. Под покровом нижнемеловых и юрских пород триасовые отложения широко развиты в пределах почти всей Печорской синеклизы и в осевой части Мезенско-Вычегодской впадины.

Обнажения триаса наиболее полно изучены в урочище «Красный Камень» по р. Большая Сыня. Кроме того, триасовые отложения Большесынинской и Коротаихинской впадин, а также Печорской синеклизы вскрыты поисково-структурными, параметрическими и опорными на нефть и газ буровыми скважинами.

Фосфаты в разрезе триаса большей частью встречаются в виде отдельных конкреций фосфоритов — в гальке и в конкрециях карбонатных алевролитов и аргиллитов, в виде зерен фосфатных минералов — в песчаниках, в конкрециях сидеритов, не образуя выдержанных слоев. Глубина залегания отдельных тонких прослоев с включениями фосфоритов обычно более 100 м, иногда достигает 1500 м. Практического интереса фосфориты в отложениях триаса не представляют.

Таким образом, среди мезозойских отложений, промышленный интерес могут представлять фосфориты валанжинского яруса нижнего мела бассейна р. Ижмы и верхнеюрские фосфориты районов Печорской Пижмы и Нерицы в пределах Печорской синеклизы, а также нижнемеловые фосфориты бассейна р. Сысолы. По продуктивности валанжинский горизонт бассейна р. Ижмы может конкурировать с фосфоритовыми слоями Вятско-Камского фосфоритового бассейна.

Для перспективной оценки фосфоритоносности того или иного региона (отложений) необходимо кроме специализированных на фосфориты ревизионно-опробовательских работ проведение дешифрирования космических, высотных и аэрофотоматериалов и анализ результатов геофизических работ с целью выявления границы мелководной зоны мезозойского моря, глу-

бины залегания и площади распространения продуктивного горизонта. Необходимо также всесторонне сравнить наши фосфориты с хорошо изученными и разрабатываемыми месторождениями Вятско-Камского бассейна.

### **Фосфоритоносность пермских отложений**

Пермские отложения занимают значительные площади на северо-восточном и юго-западном склонах Пай-Хоя — на восточном замыкании Коротаихинской впадины, распространены во всей Косью-Роговской впадине, на гряде Чернышева и в восточной части Большесынинской впадины. Они прослеживаются также в пределах Печорской гряды, Верхнепечорской впадины, на среднем и южном Тимане и в юго-восточном При-тиманье. Многочисленными поисково-структурными, параметрическими и опорными скважинами пермские отложения вскрыты в пределах Печорской синеклизы и в Мезенско-Вычегодской впадине, где они перекрыты довольно мощным чехлом не только четвертичных, но и мезозойских отложений.

Наиболее полно разрез перми изучен на территории Печорского угольного бассейна, где мощность этих отложений достигает 7 км. Верхнепермские отложения и кунгурский ярус нижней перми образуют здесь единую угленосную формацию, представленную ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Разрез угленосной толщи не содержит фосфоритов, встречаются лишь единичные глинисто-сидеритовые конкреции с примесью фосфатного вещества.

В южных и центральных районах Коми АССР отдельные включения фосфатизированных пород и микроконкреции крайне редко отмечаются в отложениях казанского, татарского и уфимского ярусов (в терригенно-карбонатных толщах) на Южном Тимане и Притиманье. Лишь В. М. Овчинниковым отмечается, что в обнажении, расположенном на р. Ропча, у ее впадения в р. Весляна, находятся два прослоя песчаников мощностью 10—12 см, содержащие фосфатизированные рыбные остатки. Содержание  $P_2O_5$  в песчаниках составляет 14,0%. На основании этой единственной находки В. М. Овчинников выделяет в качестве перспективной на фосфориты верхнеюрско-триасовую формацию, что, на наш взгляд, слабо обосновано.

В нижнепермских отложениях фосфатосодержащие породы отсутствуют, по-видимому, на всей территории Европейского Северо-Востока.

### **Фосфоритоносность каменноугольных отложений**

Выходы каменноугольных отложений известны по обоим крыльям Пай-Хойского антиклинория, по западному склону Полярного и Приполярного Урала, на поднятии Чернова, в пре-

делах гряд Чернышева и Печоргородской, на Среднем и Южном Тимане. Каменноугольные отложения в большинстве случаев представлены нижним, средним и верхним отделами. Это в основном известняки и доломиты и отчасти совершенно бесперспективные на фосфор гипсы и ангидриты.

Среди нижнекаменноугольных отложений наибольший интерес представляют фосфатопоявления бассейна рек Кары и Силоваяхи. А. С. Микляевым здесь изучены четыре участка, расположенных на северо-восточном и юго-западном бортах Пай-Хоя. Фосфоритоносный горизонт прослежен по простиранию на 18 км при средней ширине порядка 500 м. Среднее содержание кремнисто-фосфоритовых конкреций — 20%, среднее содержание в них  $P_2O_5$  — 26,7%. Прогнозные ресурсы Кара-Силовского проявления оцениваются в 37 млн. т  $P_2O_5$ .

По величине прогнозных ресурсов данная площадь является перспективной на выявление средних по величине месторождений фосфоритов. Однако в связи с неблагоприятными геолого-экономическими условиями района дальнейшее изучение площади будет целесообразно лишь при комплексном освоении Пайхойского региона.

Среди каменноугольных отложений интерес представляет также фосфоритоносность углисто-глинистых, углисто-кремнистых) сланцев, аргиллитов и алевролитов воргашорской свиты среднего карбона Лемвинской структурно-фациальной зоны. Фосфоритовые горизонты здесь отмечены в крайних точках, расположенных на расстоянии 120—130 км по простиранию отложений. В зависимости от глубины размыва верхнекаменноугольных отложений пачка пород, содержащих один или два фосфоритовых горизонта, имеет мощность на отдельных обнажениях от 36 до 144 м.

Нижний горизонт с фосфоритовыми конкрециями залегает в самом основании фосфоритоносной пачки. Второй горизонт находится в 45—47 м выше нижнего. Наиболее выдержан нижний горизонт, мощность его 5—6 до 13 м, содержание конкреций достигает 30%, а содержание  $P_2O_5$  — от 10—12 до 33%.

Прогнозные ресурсы нижнего фосфоритового горизонта на Харутской площади составляют 13 млн. т  $P_2O_5$ .

Верхний фосфоритовый горизонт менее выдержан. По данным А. И. Елисеева, на р. Большая Хойла мощность верхнего горизонта 5 м. А. И. Водолазским в обнажениях по р. Няньворгаж описан верхний горизонт мощностью 2,5—3,0 м. Содержание конкреций достигает 25%, содержание  $P_2O_5$  в них не приводится\*.

\* Детальная документация фосфоритоносного горизонта мощностью 6,4 м на левом берегу Харуты приведена в препринте А. И. Елисеева, Я. Э. Юдовича, А. А. Беляева, М. П. Кетрис, Г. Ф. Семенова «Осадочные формации Лемвинской зоны Урала и перспективы их рудоносности». (Сыктывкар, 1986, вып. 151.—28 с.).

Перспективы площади этим не ограничиваются, так как горизонт прослеживается на северо-восток до ж. д. линии Сейда-Лабытнанги. Запасы возрастут и за счет верхнего горизонта, изученного в настоящее время очень слабо. При изучении Лемвинской зоны помимо конкреционных возможно выявление здесь, и пластовых микрозернистых фосфоритов. Следовательно, Лемвинская структурно-фациальная зона может быть одним из наиболее фосфоритоносных районов Коми АССР.

### **Фосфоритоносность девонских отложений**

Фосфоритоносные породы установлены во всех трех отделах девонской системы.

Наиболее полно изучены верхнедевонские отложения, залегающие под четвертичными образованиями на Пай-Хое, западном склоне Полярного и Приполярного Урала, поднятии Чернова, гряде Чернышева и Печоргородской, Среднем и Южном Тимане. Наиболее детально разрез верхнего девона изучен на гряде Чернышева, на Приполярном Урале и Тимане. Фосфатсодержащие породы отмечены по всему разрезу верхнего девона. В шлифах пород фаменского яруса, отобранных из скважин, пробуренных на южном Тимане и Печорской синеклизе, отмечены единичные включения редких зерен фосфата или обломков фосфатизированной фауны среди терригенной примеси в известняках и мергелях. Кроме того, в шлифах пород скв. I-Уса встречены единичные микроконкреции фосфоритов.

Отложения франского яруса выделяются в пределах Пай-Хоя, гряды Чернышева, Печорской синеклизы, среднего и южного Тимана. На Пай-Хое фосфатсодержащие карбонат-глинисто-слюдистые и кремнистые сланцы установлены в двух обнажениях на р. Силовыха и в картировочной скв. 7. Содержание  $P_2O_5$  всего 1,53—1,65%, следовательно, породы франского яруса Пай-Хоя промышленных перспектив на фосфориты не имеют.

Отложения франского яруса Тимана и Печорской синеклизы подразделяются на нижний и верхний подъярусы. Отложения верхнефранского подъяруса на фосфориты бесперспективны. Известны лишь находки фосфатизированной рыбьей чешуи и редкие зерна фосфорита в составе алевроитовой примеси известняков и мергелей. Нижнефранский подъярус подразделяется снизу вверх на пашийский, кыновский, саргаевский и семилукский горизонты. Фосфатсодержащие породы известны в разрезе всех горизонтов. Отложения семилукского горизонта на Тимане и Печорской синеклизе включают терригенно-карбонатную толщу собственно семилукского горизонта и карбонатно-кремнистую, выделяемую под названием доманиковой сви-

ты. Породы терригенно-карбонатной толщи практически не содержат фосфатов. Доманиковая свита Южного Тимана представлена частым переслаиванием кремней, окремненных известняков и горючих сланцев. Фосфат в виде мелких стяжений присутствует во всех разновидностях пород доманиковой ови-ты, содержание  $P_2O_5$  изменяется от 0,08 до 0,77%. Концентрация фосфата в породах доманиковой свиты Печорской синеклизы и Печоргородской гряды также незначительная.

Нижезалегающие отложения саргаевского, кыновского и пашийского горизонтов нижнефранского подъяруса образуют единую фосфатоносную формацию, выделяемую в бассейне р. Цильмы на Среднем Тимане. Фосфатоносными здесь являются сидеритовые конкреции и прослои, линзы «рыбных фосфоритов». «Рыбные фосфориты», т. е. скопления фосфатизированных рыбных остатков, концентрируются в тонких (до 20—30 см) прослоях и линзах незначительной протяженности, с невысоким содержанием  $P_2O_5$  в них. Практического значения не имеют.

Фосфатизированные сидеритовые конкреции известны в отложениях пашийского и кыновского горизонтов, наиболее изученных в обнажениях по р. Цильме. Вскрытая мощность отложений по обнажениям достигает 30 м благодаря глубокому врезу русла р. Цильма. Обнажения этого горизонта по притокам р. Цильмы (рекам Косма, Чирка и др.) менее многочисленны. В. С. Юдиным выделено перспективное проявление Заостровское с тремя фосфоритовыми горизонтами. Однако, по мнению А. М. Павлова, здесь нельзя выделить даже один сколько-нибудь выдержанный горизонт, не говоря о трех, а проявление Заостровское не может представлять практического интереса. В целом же на Тимане фосфатизированные сидеритовые конкреции пашийско-кыновского горизонта неперспективны из-за низкого содержания  $P_2O_5$  и малой мощности (до 0,3 м) конкреционных прослоев, хотя горизонт имеет широкое площадное распространение.

В Печорской гряде и Печорской синеклизе фосфатсодержащие сидеритовые конкреции и рыбные остатки нижнефранского подъяруса встречены в скважинах на глубине от 1710 до 3935 м и практического значения не имеют.

Фосфориты и фосфатсодержащие породы среднего девона известны только на Среднем Тимане на площади Заостровского месторождения бокситов и фосфоритов и, кроме того, в районе юго-восточного замыкания Пайхойского антиклинория. Средний девон представлен живетским и эйфельским ярусами, сложенными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями.

**В известняках нижнего девона** довольно мощные слои фосфатизированной фауны встречены на глубине от 3680 до 4890 м

в скважинах, пробуренных на северо-востоке Печорской синеклизы. Этот факт следует иметь в виду при проведении работ на площадях с неглубоким залеганием нижнедевонских пород.

### Фосфоритоносность силурийских отложений

Фосфатсодержащие породы силура известны на Пай-Хое и западном склоне Полярного Урала.

На Пай-Хое фосфориты приурочены к пачке углистых, углисто-кремнистых и углисто-кремнисто-карбонатных сланцев общей мощностью около 120 м. Верхние 50—60 м сланцев соответствуют лудловскому ярусу верхнего силура; нижние 60—70 м — венлокскому ярусу нижнего силура.

Фосфатсодержащие сланцы лудловского яруса изучены А. С. Микляевым на Хенгурском, Седьюском, Морейшорском и Едунейском проявлениях, расположенных в районе юго-восточного замыкания Пай-Хойского антиклинория. В этом районе из обнажений по рекам Хейяга, Большая Седью, Морей-Шор, Силова, Выяшор и другим отобраны и проанализированы десятки проб. Максимальное содержание  $P_2O_5$  по пробам составило 5,2%, обычно — 0,1—4%. Несмотря на благоприятный разрез и большую мощность (до 50 м) фосфоритоносной пачки сланцев лудловского яруса, из-за низкого содержания  $P_2O_5$  в руде эти проявления практического интереса не представляют.

Фосфатсодержащие сланцы венлокского яруса изучены на юго-востоке и северо-западе Пай-Хоя. На северо-западе Пай-Хоя фосфориты встречены в двух обнажениях по рекам Малая Ою и Ахнусьяга (вблизи устья реч. Заячий), находящихся на расстоянии 13 км друг от друга. В обоих обнажениях мощность фосфатсодержащих углистых сланцев около 12 м, содержание  $P_2O_5$  колеблется от 0,7 до 4,1%. На юго-востоке Пай-Хоя фосфатсодержащие углисто-кремнистые сланцы венлока вскрыты на Морейшорском и Седьюском проявлениях и прослежены по простиранию на 30 км при мощности 8—20 м. Содержание  $P_2O_5$  изменяется от 0,1 до 7,2%.

Вероятно, из-за низкого качества фосфоритовых руд отложения силура на Пай-Хое в ближайшие десятилетия не представят практического интереса.

Фосфатсодержащие породы силура на западном склоне Полярного Урала установлены в пределах Лемвинской структурно-фациальной зоны.

В пределах Лемвинской зоны силурийские отложения представлены харотской свитой, сложенной углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами с редкими прослоями известняков общей мощностью 190—220 м, при этом микрозернистые фосфориты отмечены в верхней (мощностью 110—120 м) части разреза. Фосфатное вещество находится в

тонкой смеси с кварцем и углистым веществом, содержание  $P_2O_5$  достигает 6,9%,

На Кечпельском проявлении силурийские отложения представлены углисто-кремнистыми, серицито-глинистыми, кварц-серицитово-гематитовыми сланцами и известняками той же харотской свиты. Фосфатное вещество отмечено в сланцах и известняке, содержание  $P_2O_5$  обычно низкое и не превышает 6,6%,

Силурийские отложения Лемвинской структурно-фациальной зоны будут представлять интерес в случае изучения фосфоритоносности более перспективных здесь каменноугольных отложений, по которым, как указывалось выше, подсчитаны прогнозные ресурсы  $P_2O_5$  в количестве 13 млн. т\*.

### **Фосфоритоносность ордовикских отложений**

Отложения ордовика известны на западном склоне Урала и в осевой части Пай-Хойского антиклинория, а также в Печорской синеклизе, где они встречены в скважинах на глубине 2—3 км и более.

Фосфатсодержащие углисто-кремнистые сланцы среднего

\* Сравнительные оценки перспектив карбонового и силурийского горизонтов далеко не бесспорны. Во-первых, по самым последним данным, полученным партией А. С. Микляева на Осевойской площади, отложения харотской свиты фосфатоносны и там. Это значит, что черно-сланцевые отложения силура имеют региональную фосфатоносность от побережья Югорского п-ова на севере до Верхней Лемвы на юге. Во-вторых, по данным Я. Э. Юдовича (1981—1982 гг.), подтвержденными недавно работами ПГО Полярноуралгеология на Верхней Лемве (М. А. Шишкиным), содержания  $P_2O_5$  в пределах фосфатоносных горизонтов харотской свиты могут достигать 20% при среднем 5—7% на мощность в несколько метров. В-третьих, высокая кремнистость и углеродистость фосфатоносных слоев силура придают фосфоритам новые качества и открывают возможность иных применений. Вот что пишут геологи Коми филиала АН СССР:

«В свете полученных новых данных (показывающих, что в харотской свите встречаются и значительно более высокие содержания  $P_2O_5$ ) мы оцениваем перспективы силурийских фосфоритов более оптимистично... Возможно применение фосфоритоносных пород без обогащения или с небольшим обогащением для получения фосфоритовой муки. Она могла бы потребляться недалеко от мест залегания фосфоритов, например, для подкормки лугов. Ценность удобрения повышается наличием в нем органического вещества и ряда ценных микроудобрений (Cu, B, Co, Mo). Другая перспективная область применения некондиционных фосфатных пород — это цементная промышленность. Известно, что для повышения активности высокощелочного клинкера содержание  $P_2O_5$  в нем увеличивают путем специальных добавок до 1% в алитовом и до 2% — в белитовом составах. Опыты присадок фосфатных кремнистых сланцев Кара-Тау (близких по составу к нашим силурийским) до 60 кг на тонну клинкера оказались весьма успешными и сулящими значительный экономический эффект... Все сказанное позволяет нам рекомендовать дальнейшее проведение поисково-обогатительных работ на фосфориты на территории Лемвинской зоны» (А. И. Елисеев и др. «Осадочные формации...», с. 17—18. примеч. ред.).

ордовика установлены в районе юго-восточного замыкания Пай-Хоя\*. Здесь фосфоритонесущая пачка сланцев прослежена на 18 км и изучена в 9 обнажениях по рекам Няндешор, Выяшор, Лонгулейшор и Дарка-Рузьшор. Мощность пачки от 19,8 до 66,4 м, залегание пород пологое, содержание  $P_2O_5$  составляет от 2,2 до 3,4%. Вследствие невысоких, содержаний практического значения в ближайшем будущем эти фосфориты иметь не могут.;

На центральном Пай-Хое слабофосфатонесущими являются отложения среднего-верхнего ордовика, представленные известняками и глинисто-карбонатными сланцами сопчинской свиты, изученными в обнажениях по руч. Северному. Фосфатное вещество рассеяно в породах, содержание  $P_2O_5$  обычно менее 1%, лишь в обнажении по р. Хенгурью оно достигает 1,2%.

### **Фосфориты коры выветривания верхнепротерозойских отложений (Заостровское боксито-фосфоритовое месторождение)**

Фосфориты, генетически связанные с корами выветривания пород рифея, известны только на Среднем Тимане. Здесь, в Усть-Цилемском районе Коми АССР, выявлено и детально исследовано А. Е. Цаплиным и Ю. К. Крыловым Заостровское месторождение бокситов и фосфоритов.

Боксито-фосфатная залежь вскрыта профилями скважин по всей площади через 70—100 до 400 м и изучена по протяженности на 5 км при ширине 1000—1200 м. Мощность залежи изменяется от 2 до 8—13 м; она погружается в юго-восточном направлении под углом от 7 до 16° и на всей территории месторождения залегает на породах сланцево-доломитовой толщи рифея.

На основании спорово-пыльцевого анализа сама залежь относится к эйфельскому ярусу среднего девона, однако некоторые исследователи, например, В. С. Юдин, считают, что возраст залежи тоже рифейский. Перекрывается залежь пачкой терригенных пород нерасчлененных эйфельско-живетских отложений среднего девона. Выше залегает терригенная толща, относимая к пашийско-кыновскому горизонту верхнего девона. На крайнем северо-западе площади боксито-фосфатная залежь перекрывается четвертичными отложениями.

Боксито-фосфоритовая залежь месторождения подразделя-

---

\* В действительности это не ордовикские, а те же самые регионально фосфатонесущие силурийские черные сланцы (определение граптолитов Т. Н. Корень по сборам А. И. Елисеева). Подробнее см. препринт: А. И. Елисеев, Я. Э. Юдович, А. А. Беляев, Г. Ф. Семенов. Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. Сыктывкар, 1984. С. 40. (Прим. ред.).

ется на два пласта — бокситовый и фосфоритовый. Бокситовый пласт залегает в верхней части залежи. Мощность его от 1,2 до 12,9 м, содержание  $P_2O_5$  от 3,0 до 13,5%, т. е. бокситовый пласт является одновременно и фосфатсодержащей породой (фосфоритом). Нижний фосфоритовый пласт по сравнению с бокситовым имеет большую площадь распространения, большую мощность (от 2,2 до 16,6 м) и более высокое содержание  $P_2O_5$  (от 3,6 до 29,2%),

По Заостровскому месторождению произведен подсчет запасов категории  $C_2$ , которые составляют 4 196 тыс. т.

Фосфориты (и бокситы) Заостровского месторождения залегают на довольно большой глубине, при относительно малых масштабах месторождения и довольно низком содержании  $P_2O_5$  (10—12%) добыча их будет целесообразна лишь при комплексной разработке бокситов и фосфоритов.

Фосфатность коры выветривания пород рифея кроме Среднего Тимана установлена также на Обдырском поднятии (правобережье р. Вымы к югу от Цилемского Камня), на Ухтинской антиклинали и Очпармском поднятии (к юго-западу от г. Ухты по обе стороны ж. д. Котлас — Воркута). В этих районах при проведении поисковых и ревизионно-опробовательских работ на бокситы в отдельных скважинах, пробуренных по редкой сети (обычно через 6—10 км), установлены повышенные содержания  $P_2O_5$  (до 0,8%) в выветрелых породах рифея. По мнению А. М. Павлова, площади распространения рифейских и перекрывающих их средне- и верхнедевонских отложений на Среднем и Южном Тимане необходимо рассматривать в качестве потенциально перспективных на обнаружение фосфатных залежей коры выветривания типа Заостровской.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фосфориты и фосфатсодержащие породы установлены во всех геологических системах, от рифея до верхнего мела включительно. Перспективными и потенциально перспективными на обнаружение залежей фосфоритов, представляющих практический интерес, являются ниже- и верхнемеловые, верхнеюрские, ниже- и среднекаменноугольные, силурийские, среднеордовикские и рифейские отложения. В отложениях верхней юры, нижнего и верхнего мела, относимых к глауконито-терригенным фосфоритоносным формациям платформенного типа, фосфатные руды представлены преимущественно желваковыми (конкреционными) фосфоритами. Ниже- среднекаменноугольные и силурийские отложения являются фосфатносными лишь на Пай-Хое и Полярном Урале, где они сложены породами кремнисто-сланцевой формации геосинклинального типа; здесь встречены конкреционные и микрозернистые фосфориты, а также

вторичные фосфориты, приуроченные к корам выветривания или к зонам брекчированных пород. Повышенные концентрации фосфорного ангидрида в рифейских породах связаны лишь с корами выветривания.

Верхнеюрские и меловые отложения рассматриваются как перспективные на всей площади их распространения. В зависимости от конкретных геологических условий и степени изученности на прилагаемой прогнозной карте (рис. 1) выделяются, кроме перспективных, также площади малоперспективные и площади с неясными перспективами.

К площадям с неясными перспективами, в частности, отнесена вся площадь распространения верхнемеловых отложений (Сейдинская площадь), фосфоритонность которой изучена крайне слабо, а сами фосфориты встречены в единичных точках. Однако по аналогии с восточным склоном Полярного Урала, в пределах которого в верхнемеловых отложениях известны скопления желваковых фосфоритов, Сейдинская площадь рассматривается также как потенциально перспективная и рекомендуется для дальнейшего изучения.

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения, образующие в разрезе осадочной толщи как бы единую фосфоритонную формацию, распространены на весьма обширных площадях в пределах Печорской синеклизы и Мезенско-Вычегодской впадины. На прогнозной карте фосфоритонности районы их распространения выделены под названием Печорской (I), Сысольской (II), Ертомской (III<sub>1</sub>) и Лоптюгской (III<sub>2</sub>) фосфоритонных площадей.

Наиболее полно фосфоритонность верхнеюрских, и нижнемеловых отложений изучена на Сысольской площади. Последняя представляет собой северную оконечность Вятско-Камского фосфоритонного бассейна. В пределах Сысольской площади, в юго-восточной ее части, располагается единственное в Коми АССР детально разведанное месторождение фосфоритов — Койгородское, которое может быть реальной сырьевой базой фосфатных руд для удовлетворения потребностей сельского хозяйства южных районов Коми АССР на ближайшие 20—40 лет.

В пределах Печорской площади выделены участки с подсчитанными прогнозными ресурсами фосфоритов — Максаро-Пижемский и Пижма-Кедвинский,

Отложения верхней юры и нижнего мела являются фосфоритонными и на всей остальной территории Печорской фосфоритонной площади. На прогнозной карте эта территория отнесена к малоперспективной, поскольку фосфоритонная толща залегает здесь под мощным (до 300 м) покровом нижнемеловых и четвертичных отложений.

Общие прогнозные ресурсы фосфоритов составляют 179 млн. т  $P_2O_5$  (в том числе по Коми АССР—142 млн. т) и по восточ-

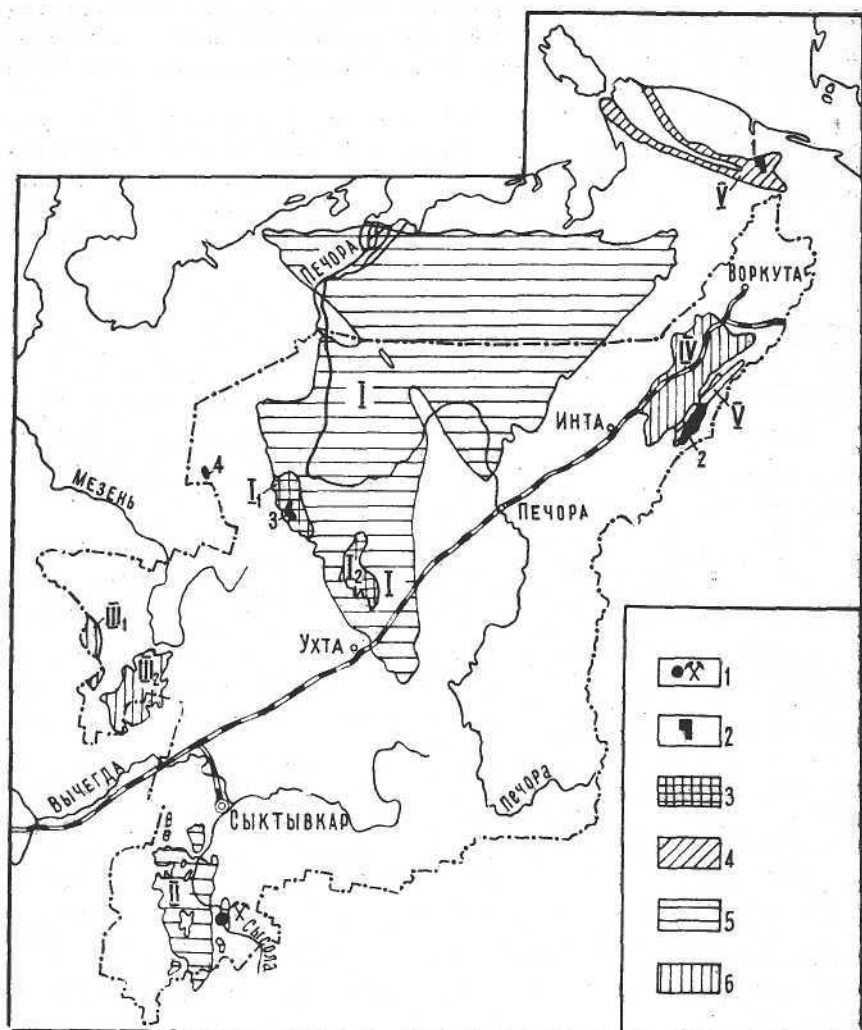


Рис. 1. Карта перспектив фосфоритоносности Европейского Северо-Востока. Составил А. М. Павлов.

1 — Койгородское месторождение желваковых фосфоритов; 2 — площади с подсчитанными прогнозными ресурсами фосфоритов (цифры на карте: 1—Кара-Силовское проявление, 2—Харутская площадь, 3—Максаро-Пижемская площадь, 4—Заостровское месторождение); 3 — площади, перспективные для открытия месторождений желваковых фосфоритов (1<sub>1</sub>—Пижемский участок, 1<sub>2</sub>—Ижма-Кедвинский участок); 4 — площади, потенциально перспективные для открытия месторождений и проявлений микрозернистых фосфоритов каменноугольного и ордовикско-силурийского возраста (V—Пайхойский район, VI—Лемвинская структурно-формационная зона Приполярного Урала); 5 — площади менее перспективные (I—Пе-

чорская фосфоритоносная площадь, II — Сысольская фосфоритоносная площадь); 6 — площади с неясными перспективами (III<sub>1</sub> — Ертомская площадь, III<sub>2</sub> — Лоптюжская площадь, IV — Сейдинская площадь.

ной части Ненецкого автономного округа (Пайхойский фосфоритоносный район) — 37 млн. т. Это количество прогнозных ресурсов позволяет оценивать рассматриваемую территорию в качестве весьма крупного потенциального резерва для перспективного планирования добычи фосфоритовых руд в европейской части Союза.

В качестве первоочередных для планирования и постановки поисковых и поисково-оценочных работ рекомендуются Максаро-Пижемская и Харутская площади, перспективные для открытия крупных и средних по масштабам месторождений фосфоритов.

## КАМЕННАЯ И КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫЕ СОЛИ

Хлористые, сульфатные, карбонатные соли натрия, калийные и магниевые соли широко используются в различных отраслях народного хозяйства.

В качестве сырья для получения поваренной соли (хлористого натрия) используется каменная соль (67,9% союзного производства), озерная осадочная соль (31,8%) и в небольших объемах — естественные рассолы. По назначению и потреблению различают пищевую (50% от общего производства), техническую (40%) и кормовую (10%) соль. Техническая соль предназначена в основном для производства кальцинированной и каустической соды, хлора и соляной кислоты, аммония, хлористого кальция, а также применяется в других, отраслях промышленности — лакокрасочной, лесохимической, текстильной, целлюлозно-бумажной, кожевенной, металлургической, силикатной, фармацевтической и др. (Неметаллические..., 1984).

Выделяется два генетических типа месторождений калийных и калийно-магниевых солей — бессульфатный (хлоридный) и сульфатный. В месторождениях первого типа главными калийными минералами являются сильвин и карналлит. Уникальным месторождением этого типа в СССР является Верхнекамское (Пермская обл.).

Калийные соли (особенно сильвиниты) используются в сельском хозяйстве. Так, на минеральные удобрения перерабатывается 92—94% их мировой добычи. Например, в 1980 г. в мире добыто и переработано 150—200 млн. т калийных руд, из которых было выработано почти 33 млн. т  $K_2O$  для производства калийных удобрений (Яншин, Жарков, 1986).

Химическая промышленность производит свыше 30 продуктов, основной составной частью которых являются: калий хлористый и каустический калий, поташ, калиевая селитра, суль-

фат калия, бертолетова соль, марганцево-кислый, цианистый калий, хромпик, бромистый, йодистый калий и др. Эти соединения широко применяются в электрометаллургии, стекольной, кожевенной, шерстяной, лакокрасочной, фармацевтической, парфюмерной промышленности, в медицине, фотографии, пиротехнике.

При переработке карналлитового сырья получается металлический магний, используемый в составе легких сплавов в авиационной и автомобильной промышленности. Соединения магния нашли применение в металлургии (каустический магнезит-огнеупор), в химической (хлористый, углефосфорно-, уксуснокислый магний), электротехнической, строительной промышленности (приготовление цемента Сореля из смеси окиси магния с концентрированным раствором хлористого или сернокислого магния), в кожевенной и резиновой промышленности, в фотографии, медицине, литографическом деле.

Одним из важных соленосных районов СССР является Европейский Северо-Восток. Развитие горных промыслов на Европейском Северо-Востоке уходит в глубокую древность, и до освоения недр Урала этот край являлся наиболее важной рудной базой Русского государства (Мапук, Юшкин, 1986). Первые летописные упоминания о солеварении на Севере относятся к XII в., — времени освоения этого края новгородцами. К числу исторических, соляных промыслов Севера относится солеварня в Серегово на Выми. Из соленосных отложений вокруг крупного соляного купола, залегающего на глубине около 230 м, с помощью скважин добывались крепкие соляные растворы, из которых затем выпаривалась поваренная соль.

Сереговская солеваренная мануфактура возникла в XVII в. В 1653 г. в Серегово имелось 5 варниц и одна рассолоподъемная труба, при этом выпаривалось до 500 т соли ежегодно. В 1698 г. производство возросло до 13 варниц и до 5000 т соли в год. Соль сбывалась на рынках Вологды и Архангельска. В конце XVIII в. в Серегово было уже 3 соляных трубы с десятью варницами. Годовая добыча соли снизилась до 2500 т. Во второй половине XIX в. на промысле произошли технические изменения. Если раньше раствор выкачивался из земли по деревянным трубам ручными насосами, то в начале 80-х гг. на одной из труб был установлен насос с конным приводом, а в 90-е гг. — первая паровая машина мощностью в 6 лошадиных сил. Однако себестоимость продукции была достаточно высокой и производительность завода со временем падала (до 1350 т в 1910 г.).

В XX в. Сереговский солеваренный завод подвергся еще ряду реконструкций. В 60-х гг. выпаривание соли переведено с древесного на угольное топливо, в 70-х гг. автоматизирован процесс выпаривания и очищения цыренов.

В настоящее время Сереговский солеваренный завод явля-

ется одним из предприятий пищевой промышленности Коми АССР с объемом добычи соли в среднем 5—6 тыс. т в год (Мацук, Юшкин, 1986). Себестоимость тонны соли составляет 79,38 руб. при плане 57,98 руб. (Калинин, 1982). Прогнозные запасы месторождения (5 млрд. т) достаточны для обеспечения соляного промысла на неограниченную перспективу и для организации на базе сереговских солей новых химических производств.

### Общие сведения о месторождениях солей

Каменная (галит) и калийно-магниевые (сильвин, карналит) соли в Коми АССР представлены Сереговским месторождением каменной соли и Верхнепечорским месторождением калийно-магниевых и каменной соли одноименного соленосного бассейна.

**Сереговское месторождение** находится у с. Серегово в Княжпогостском районе Коми АССР, на правом берегу р. Вымь, в 18 км на северо-восток от ж.-д. ветки Микунь—Сыктывкар. Солеваренный завод в с. Серегово с примитивной технологией существует с XVIII в. (Лепехин, 1780). Месторождение приурочено к сводовой части солянокупольной структуры в центральной части Мезенского прогиба. Возраст солей предположительно девонский. Соляная толща залегает на глубине от 229 (в центральной части купола) до 570 м (на его крыльях). Площадь соляного штока составляет около 5 км<sup>2</sup>. Разведанный участок занимает центральную и юго-восточную часть купола и составляет 1,5 км<sup>2</sup>, т. е. около 34% площади соляного штока. Залежь каменной соли разведана скважинами на глубину до 827 м. Нижний контакт залежи не вскрыт (Кальберг, 1962).

Прогнозные запасы каменной соли оцениваются в 5 млрд. т, разведенные запасы по состоянию на 1 января 1979 г. составляют 689,4 млн. т по категориям А + В + С<sub>1</sub> и 2061 млн. т — по категории С<sub>2</sub>.

**Верхнепечорское месторождение каменной и калийно-магниевых солей** расположено в Троицко-Печорском районе Коми АССР и представляет собой западный (Якшинский) участок обширного Верхнепечорского соленосного бассейна. Общая площадь бассейна составляет около 7900 км<sup>2</sup>, из них 4500 км<sup>2</sup> (или 57%) находятся в Коми АССР, а меньшая часть — на севере Пермской области (Калинин, 1982).

Датой открытия нового соленосного бассейна страны считается 1954 г., когда скв. 250 вскрыла в районе р. Тыбью соляную залежь. В 1955 г. геолог А. В. Иванов научно обосновал существование самостоятельного соленосного бассейна, присвоив ему название Верхнепечорского. В 1959 г. В. И. Богацкий производит предварительный подсчет запасов калийно-

магниевого и каменных солей этого бассейна. В 1960—1963 гг. в 15 км к западу от д. Якша проведена предварительная разведка калийно-магниевого солей с помощью 14 скважин, что отвечает стадии поисковой разведки. В 1965 г. Ю. П. Фойгтом и другими исследователями составлен сводный отчет, обобщающий все основные материалы геолого-разведочных работ по данному соленосному бассейну, в нем подсчитаны запасы по категории  $C_2$  и группе прогнозных (Ипатов, 1968).

Соленосные отложения Верхнепечорского бассейна развиты на площади, вытянутой почти в меридиональном направлении на 125 км при ширине до 50 км. Они относятся к кунгурскому ярусу нижней перми и охватывают два горизонта: филипповский и иренский. В разрезе верхнепечорской соленосной толщи, так же, как и верхнекамской, на площади полного ее развития выделяются три продуктивных горизонта: подстилающей каменной соли, калийно-магниевого солей и покровной каменной соли.

Запасы природных солей Верхнепечорского бассейна весьма значительны и сопоставимы с запасами Англии и Франции. Запасы каменной соли из подстилающего горизонта (только по пачке III на западном участке бассейна) составляют по категории  $C_2$  около 13,3 млрд. т.

Запасы калийно-магниевого солей по категории  $C_2$  только на западном участке бассейна (Верхнепечорское месторождение) составляют 287,5 млн. т. Согласно пересчету прогнозных запасов калийно-магниевого солей всего Верхнепечорского бассейна по методике ВНИИГеолнеруда (1976 г.) они составляют 2362 млн. т сырых калийных солей или 1490 млн. т в пересчете на  $K_2O$  (Калинин, 1982).

## Геологическое строение месторождений

### Сереговское месторождение

По геологическим данным и результатам бурения единичных разведочных скважин установлено, что каменная соль в виде штока слагает ядро Сереговской структуры (рис. 2) и представлена в основном галитом, реже сильвинитом. Толща каменной соли загрязнена включениями фиолетово-красной глины с ангидритом и карбонатами, наблюдаются также включения песчаника, алевролита и доломита. Все эти включения в каменной соли распределены весьма неравномерно. Сплошные слои терригенных пород, обычно представленные раздробленной брекчиевидной массой, встречаются относительно редко; мощность их, как правило, не превышает 0,7—2,0 м. Лишь одной скважиной был подсечен прослой мощностью 49,2 м. Суммарная мощность породных прослоев по отдельным

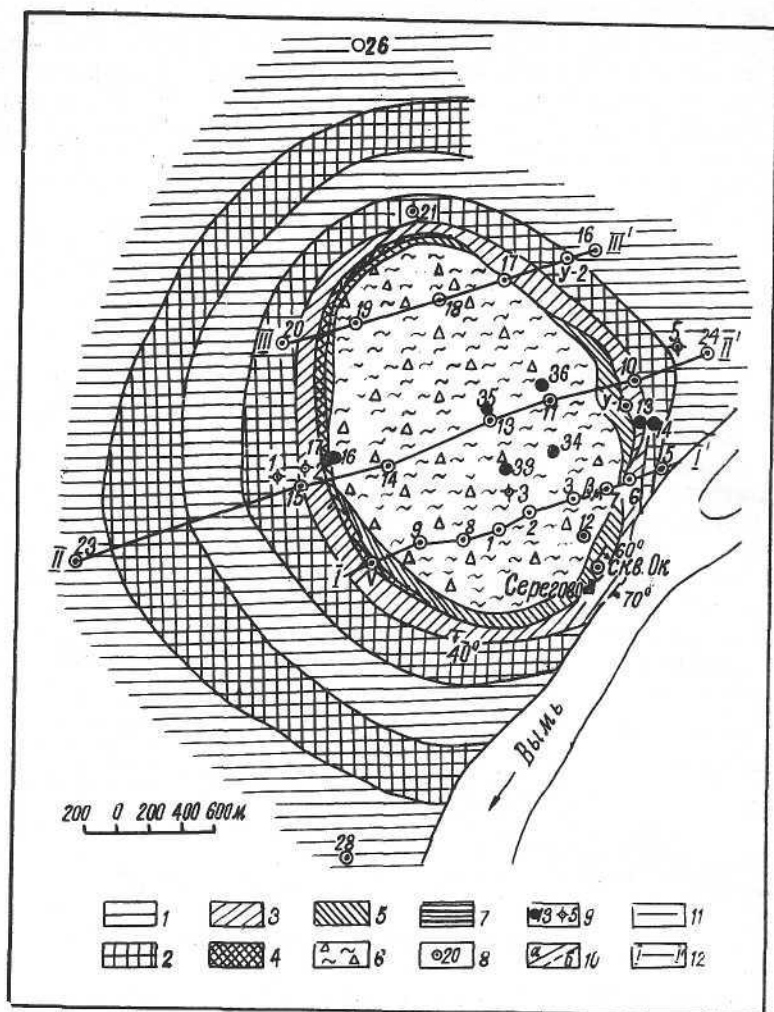


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Сергеевского соляного купола (по Э. А. Кальберг, 1962).

Отложения: 1 — ветлужской серии ( $T_{1vt}$ ); 2 — татарского яруса ( $P_{2t}$ ); 3 — казанского яруса ( $P_{2kz}$ ); 4 — вихтовской свиты ( $P_{1vich}$ ); 5 — верхнекулойской свиты ( $P_{1kul}$ ); 6 — кепок; 7 — диабазы.

Скважины колонкового бурения: 8 — пробуренные в 1950—1952 гг.; 9 — пробуренные в 1958 г.; 10 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 11 — нормальные стратиграфические границы; 12 — геологические разрывы.

скважинам колеблется от 9,2 до 83,8 м, что составляет 3,5—16,5% к общей вскрытой мощности соли.

Галит представлен бесцветными водяно-прозрачными, иногда мутными или окрашенными в розовые тона кристаллами. Характерной особенностью строения галита является его перекристаллизация, на что указывают неправильная, сплюснутая форма зерен и почти полное отсутствие скелетных кристаллов — свидетелей первичного происхождения. Величина отдельных зерен галита 1 мм — 2 см, редко до 4 см. Наиболее распространена разнотернистая структура каменной соли. Между обломками пород отмечается соль игольчатого габитуса.

Сильвин в соли содержится в виде мелких неправильной формы зерен, заключенных в зернах, галита. Размер зерен порядка 1—2 см. Зерна прозрачны, и лишь наиболее крупные из них имеют по краям загрязнение гидроокислами железа.

Из других минеральных примесей наибольшее значение имеет аутигенный кварц, встречающийся в значительных количествах во всей соляной толще. Отмечаются скопления микрозернистого ангидрита и карбонатов.

Изучение химического состава каменной соли и спектрографическое определение элементов-примесей в них производилось в 1952 г. сотрудниками Института галургии по керну скважин 2 и 3. По скв. 2 был изучен соляной керн в интервале 306,2—624,7 м по 21 образцу. Установлено, что по всей мощности разреза каменная соль здесь весьма однородна и представлена галитом на 77—98%. Нерастворимый в воде остаток состоит из глинистого материала с гидроокислами железа, ангидрита, кварца, карбонатов, представленных магнезитом. Содержание KCl в соли незначительное—0,04—0,2, CaSO<sub>4</sub>—0,31—1,7, Br—0,013—0,018%. Данные послойного опробования приведены в табл. 1.

Средневзвешенное содержание хлористого натрия по отдельным скважинам колеблется от 68,54% (скв. 34) до 89,24%

Таблица 1

Химический состав каменной соли

| Номер скв. | Интервал опробования, м | Мощность, м | Количество проб | Средневзвешенное содержание, % |        |      | Нераств. остаток, % |
|------------|-------------------------|-------------|-----------------|--------------------------------|--------|------|---------------------|
|            |                         |             |                 | NaCl                           | Br     | KCl  |                     |
| 2          | 297,9—641,7             | 343,7       | 86              | 87,31                          | 0,0248 | 3,51 | 8,25                |
| 3          | 242,3—500,7             | 258,4       | 66              | 88,15                          | 0,0667 | 2,85 | 6,21                |
| 2 и 3      |                         |             |                 | 87,7                           | 0,045  | 3,2  | 7,23                |

(скв. 3) при среднем его содержании по участку — 76,64%. При эксплуатации месторождения методом подземного выщелачивания содержание нерастворимого остатка в каменной соли не влияет на качество рассола, так как практически все нерастворимые примеси остаются на дне камеры выщелачивания. В раствор может перейти только некоторая часть ангидрита, однако в системе  $\text{NaCl} - \text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$  при температуре 20°C растворимость  $\text{CaSO}_4$  очень низкая и составляет 0,519%.

Содержание магния в солях месторождения колеблется от следов до 0,42% и в среднем составляет 0,05%.

Содержание кальция колеблется в широких пределах — от 0,08 до 2,11%. Средневзвешенное содержание кальция по отдельным скважинам от 0,4% (скв. 34) до 0,87% (скв. 3). Присутствует бром в количестве от 0,013 до 0,018%.

В южной части месторождения (район скв. 2,3) отмечается очень низкое содержание калия (от следов до 0,21%). Средневзвешенное содержание калия по скв. 2 составляет—0,01% и по скв. 3—0,04%.

Северо-восточная часть месторождения (район скв. 34, 36) характеризуется несколько повышенным содержанием калия, которое колеблется в скв. 34 от следов до 2,08%, в скв. 36 от 0,01 до 4,63%. Средневзвешенное содержание калия по скв. 34 составляет 0,24% и по скважине 36—0,39%.

Резкое увеличение содержаний калия наблюдается в северо-западной части разведанного участка месторождения (район скв. 33, 35). Здесь его содержание по скв. 33 колеблется от 0,02 до 6,82% и по скв. 35 от следов до 11,67%. Средневзвешенное содержание калия по скв. 33 составляет 1,69%, по скв. 35—0,95%.

По данным технологических испытаний, при выпарке неочищенного рассола была получена белая пищевая соль высшего сорта с содержанием 98,83—99,35%  $\text{NaCl}$ . В качестве примеси в соли был сернокислый кальций, количество которого не превышало 0,47—0,81%, что значительно меньше допустимой величины (2,04%). Содержание калия в пищевой соли после ее промывки составило 0,09—0,18%, что также меньше допустимого.

Технологические испытания показали, что полученный из каменной соли Сереговского месторождения рассол вполне пригоден для производства пищевой соли первого и высшего сортов. Состав соли после получения ее методом подземного выщелачивания отвечает требованиям ртутного электролиза для получения хлора, каустической соды и других продуктов, необходимых для целлюлозно-бумажной, титановой, алюминиевой и химической отраслей промышленности.

Попутно из маточного рассола, полученного после выварки и доведенного до концентрации 13,5%  $\text{KCl}$ , можно получить калийную соль с содержанием 77,5%  $\text{KCl}$ , которая на месте

может быть использована в качестве минерального удобрения.

**Морфология и тектоника солянокупольной структуры.** Соляной массив перекрыт толщей кепрока, представленной сильно раздробленной конгломератовидной, участками брекчиевидной породой, состоящей из крайне неравномерного скопления обломков глин, аргиллитов (преобладают), алевролитов, доломитов и песчаников. Вся толща кепрока огипсована. Огипсованность возрастает с глубиной. Гипс встречается в виде неправильных желваков и прожилков. Мощность пород кепрока в направлении от свода к крыльям купола изменяется от 216 до 513 м, мощность перекрывающих их четвертичных песчано-глинистых отложений колеблется от 13 до 54 м.

На крыльях купола развиты крутопадающие пермские и триасовые отложения (рис. 3). Контакты их с соляным массивом резкие, породы соприкасаются впритык по сбросу, взаимных переходов одной толщи в другую не наблюдается. Азимуты падения пород от 230 до 120°. В ядре складки отложения

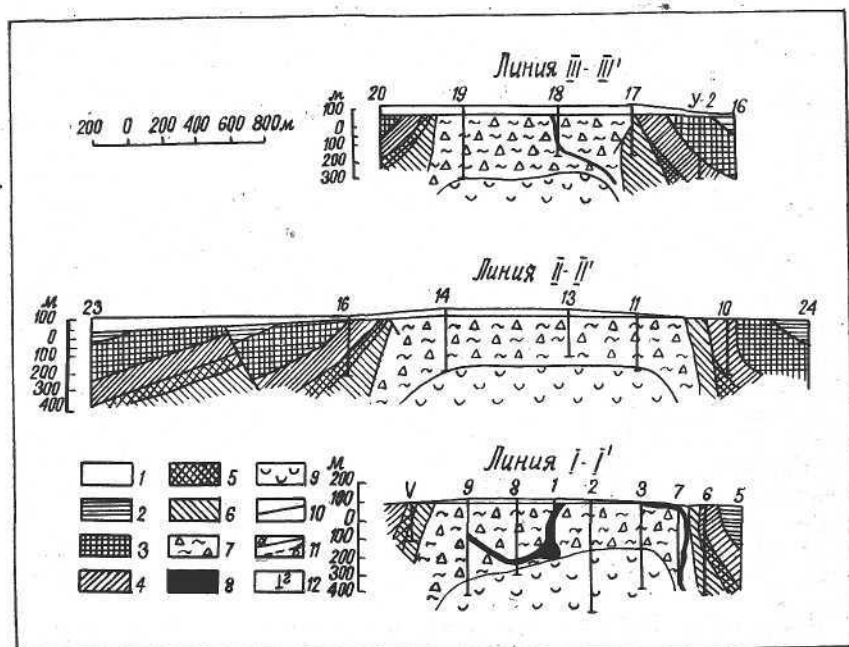


Рис. 3. Схематические геологические разрезы через Сереговскую структуру (по Э. А. Кальберг, 1962).

1—четвертичные отложения; 2—ветлужская серия ( $T_{1vt}$ ); 3—татарский ярус ( $P_{2t}$ ); 4—казанский ярус ( $P_{2kz}$ ); 5—вихтовская свита ( $P_{1vich}$ ); 6—верхнекулойская свита ( $P_{1kul}$ ); 7—кепрок; 8—диабазы; 9—каменная соль; 10—стратиграфическая граница; 11—разрывные нарушения: а—до-  
стоверные, б—предполагаемые; 12—скважина колонкового бурения.

перми разорваны, и на поверхность выведены более низкие горизонты (каменная соль, прикрытая толщей кепрока). Северная часть соляного купола в плане достигает размеров 2х2,5 км. Она по плоскостям взброса контактирует с породами верхнего карбона и верхнекулойской свиты, залегающими вблизи контакта почти вертикально. По направлению от свода к периклинальным частям структуры наблюдается резкое выполаживание углов падения пород от 80 до 10°, прослеженное на расстоянии 1—1,5 км.

Следующие оболочки купола слагаются последовательно отложениями остальных стратиграфических горизонтов перми, образующих узкие замкнутые кольцевидные полосы неравномерной ширины, что обусловлено различной величиной углов падения пород, уменьшением мощности и выклиниванием свит, сложенных более слабыми породами. При этом на отдельных участках фиксируется выжимание песчано-глинистых пород казанского яруса и вихтовской свиты, на что указывают тектонические контакты верхнекулойской свиты с карбонатной толщей казанского яруса.

Соляной купол имеет уплощенную, срезанную на северо-западе, вершину и крутые боковые склоны. От наиболее высокой точки купола, где расположена скв. 3, поверхность купола снижается в северо-западном направлении под углом примерно 10—15°.

О значительной крутизне боковых склонов купола свидетельствует тот факт, что скв. 12, расположенная в 250 м южнее скв. 3, встретила соль на 303 м глубже, чем последняя.

Строение Сереговской структуры осложняется наличием в ее разрезе диабазов. Диабазовые тела были встречены скв. 1,8 и 13. Можно предполагать, что внедрение интрузии диабазов, вызвавшей пластическую деформацию соляной залежи, явилось причиной возникновения соляного штока.

Время внедрения соляного штока предположительно датируется древнекиммерийской фазой складчатости, о чем говорит нарушенное (под тем же углом, что и верхнепермские отложения) залегание триаса, наблюдаемое на юго-восточном крыле складки (скв. 5).

Активные контакты диабазов с породами кепрока указывают, по мнению Э. А. Кальберг (1962), на то, что диабазы моложе каменной соли.

**Возраст и условия образования солей.** В отношении возраста солей Сереговской структуры единого мнения нет. По А. А. Иванову и Ю. Ф. Левицкому (1960), соль Сереговской структуры синхронна диабазам. Поскольку диабазы широко развиты в составе девонских, отложений Печоро-Тиманской нефтегазоносной провинции, эти авторы считают сереговские диабазы также девонскими и относят соли к девону.

В пользу вывода о допермском возрасте сереговской зале-

жи свидетельствуют данные по глубокой скважине, пробуренной в с. Серегово, которая, пройдя по соли более 1100 м, из нее не вышла. Э. А. Кальберг (1962) в результате анализа фациальных обстановок в палеозое на Тимане и в Притиманье пришла к выводу о девонском возрасте соли. Однако, учитывая, что по данным бурения в Яренске и Аныбе эвапоритовые осадки (гипсы, ангидриты) развиты достаточно широко в верхнем карбоне, нельзя исключать и возможность каменноугольного возраста соли. Е. М. Люткевич (1955) предполагает пермский возраст сереговской соли. Вторая точка зрения представляется более обоснованной.

Для выявления генезиса солей Сереговской структуры важное значение имеет величина бром-хлорного коэффициента

$\frac{Br \times 10^3}{Cl}$ . По данным Т. В. Мандрыкиной, значение коэффици-

ента по скв. 2 не испытывает значительных колебаний, составляя 0,2—0,33, т. е. совпадает со значением этого коэффициента, характеризующим процесс садки галита при испарении морской воды. Отсюда Т. В. Мандрыкина делает вывод об образовании сереговских солей в процессе концентрации нормальной морской воды, т. е. об их первичной природе. Значение бромного коэффициента, определяемого согласно формуле

$\frac{Br \times 10^5}{\sum \text{хлоридов}}$ , составляет 6—25. Эта цифра также говорит о

том, что соли Сереговского месторождения являются первично-осадочными.

Величина бром-хлорного коэффициента по скв. 3 изменяется от 0,23 до 0,5, т. е. выше, чем по скв. 2. Бром-хлорный коэффициент со значением, превышающим 0,4, отвечает садке калийных солей. Эти данные позволяют считать район Сереговского месторождения перспективным в отношении калийных солей. Величина бромного коэффициента, меняющаяся в пределах от 10 до 28,5, подтверждает указанный вывод.

Время начала роста купола и возникновения Сереговской структуры определяется как послераннетриасовое, так как ветлужские отложения на крыльях являются нарушенными. Жилы диабазов рвут кепрок с контактными изменениями, и доводы, приведенные Э. А. Кальберг в обоснование раннемезозойского возраста вулканизма в Серегове, достаточно убедительны.

Других структур, аналогичных Сереговской, пока не установлено, хотя вероятность их нахождения в зоне Притиманского прогиба весьма велика. По-видимому, солянокупольную природу имеет выявленная электроразведкой на левобережье низовьев р. Выми аномалия около деревень Зимино, Щукино и Пезмог. На геологической карте эти участки отмечены как пятна выходов татарских отложений среди поля развития нижнего триаса.

Приведенные данные позволяют заключить, что поисковые и разведочные работы в пределах Сереговского района являются целесообразными и насущными. С учетом наличия дешевого газа в Коми АССР сереговская соль по себестоимости и по окупаемости капитальных затрат выступает на одно из первых мест в стране. Большие запасы каменной соли позволяют организовать на базе месторождения ряд крупных производств по получению выварочной соли, каустической соды и хлора с практически неограниченным сроком функционирования, необходимых для развития нефтехимической промышленности и производства титана.

### Верхнепечорский соленосный бассейн

Вопросы стратиграфии и литологии пермских отложений Верхнепечорского бассейна подробно освещены в работе А. А. Иванова и М. Л. Вороновой (1968), которые обобщили все важнейшие материалы Центральной научно-исследовательской лаборатории Ухтинского геологического управления и треста Войвожнефтегазразведка, а также провели систематическое изучение керна соленосных отложений.

Буровые скважины, пройденные на площади Верхнепечорского соленосного бассейна (рис. 4), вскрыли непрерывный разрез палеозоя от верхнепермских отложений вплоть до пород турнейского яруса нижнего карбона.

Сводный литолого-стратиграфический разрез, характеризующий кунгурские отложения нижней перми (Филипповский и иренский горизонты) западной и восточной частей Верхнепечорского соленосного бассейна (рис. 5), показывает, что соленосная толща занимает самую верхнюю часть иренского горизонта. В разрезе верхнепечорской соленосной толщи выделяется три зоны: подстилающей каменной соли, калийных солей и покровной каменной соли. На участках, где калийные соли отсутствуют, горизонты подстилающей и покровной каменной соли не выделяются.

Снизу вверх намечается следующая смена пород. *Филипповский горизонт* (35—80 м) на западе представлен переслаиванием ангидритов, доломитов и аргиллитов, которые к восточным частям бассейна замещаются глинами, частично мергелями и главным образом песчаниками.

В составе *иренского горизонта* (185—350 м) выделяются подсоленосная и соленосная толщи. Подсоленосная толща представлена ангидритами, доломитами, глинами, аргиллитами, песчаниками и мергелями. Вверх по разрезу породы становятся более или менее засоленными, а в самой верхней части разреза залегает соленосная толща. Лучше всего эта толща изучена на Якшинском участке, где она залегает в виде поло-

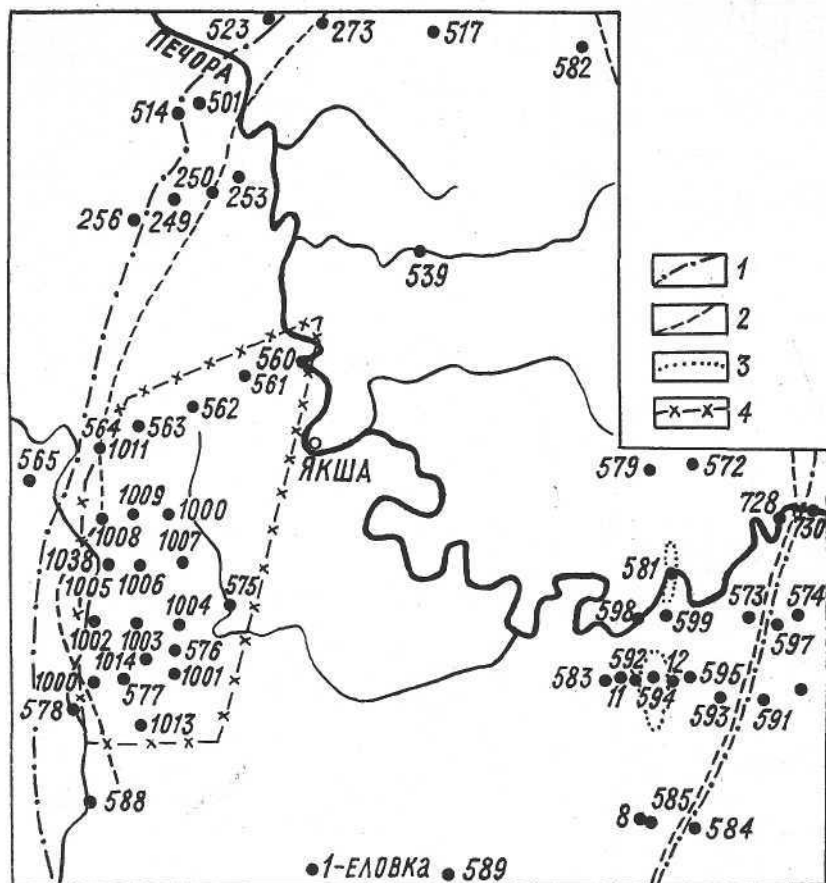


Рис. 4. Расположение буровых скважин на площади Верхнепечорского соленосного бассейна.

1 — границы распространения соленосной толщи; 2 — граница распространения залежей и проявлений калийных солей; 3 — участки отсутствия солей в сводной части Курьинской антиклинали; 4 — границы западного участка поисков калийных солей.

ного восточного крыла на глубинах от 190 до 450 м. Мощность ее изменяется от 50 до 260 м.

Зона подстилающей каменной соли сложена ангидритами и прослоями засоленных глин и глинисто-ангидритовой породы с галитом. Галита в солевых слоях содержится до 75—89%. В виде гнезд встречаются калийно-магниево соли. В разрезе четко прослеживаются (рис. 6) две основные маркирующие пачки, сложенные соленосными глинисто-мергелистыми породами (галопелитами) с тонкими прослоями и включениями ка-

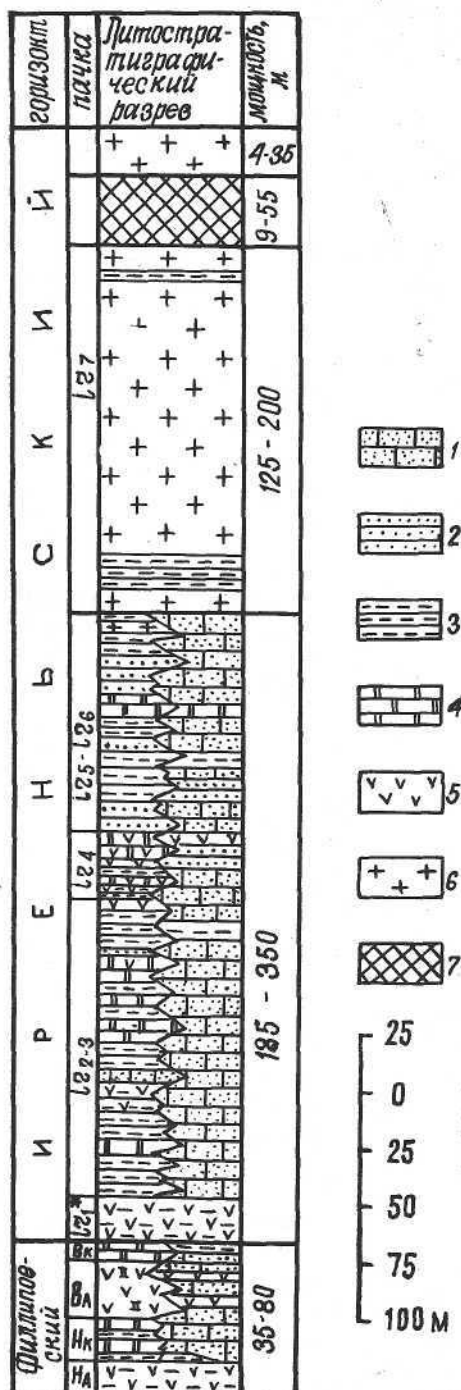


Рис. 5. Стратиграфо-литологический разрез галогенной, формации Верхнепечорского бассейна (по В. И. Богацкому, А. А. Иванову и др.).

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты, глины; 4 — доломиты; 5 — ангидриты; 6 — каменная соль; 7 — калийные соли.

\* — Верхний горизонт пермских отложений — иренский, в восточной части Русской платформы и в приплатформенной части прогиба, в районе Кунгура — Перми — Полазны, получил деление на семь пачек под следующими наименованиями (снизу вверх): ледяно-пещерская ( $ir_1$ ); неволинская ( $ir_2$ ); шалашнинская ( $ir_3$ ), елкинская ( $ir_4$ ), демидковская ( $ir_5$ ); туюнская ( $ir_6$ ) и лунежская ( $ir_7$ ).

менной соли и ангидрита. Галопелитовый материал не только рассеян в соли, заключен в кристаллах и между кристаллами галита, но и слагает тонкие прослои, с различной частотой распределенные в разрезе иренского горизонта.

Общая мощность солей этой зоны равна 9—192 м (Ипатов, 1968).

Зона калийно-магниевых солей распространена почти по всей площади соленосного бассейна и отсутствует только в сводовых частях антиклинальных складок в его восточной части. Разрез этой зоны представлен чередованием слоев сильвин-карналлитовой, карналлитовых пород (от 5 до 19 слоев) сильвинита, каменной соли, засолен-

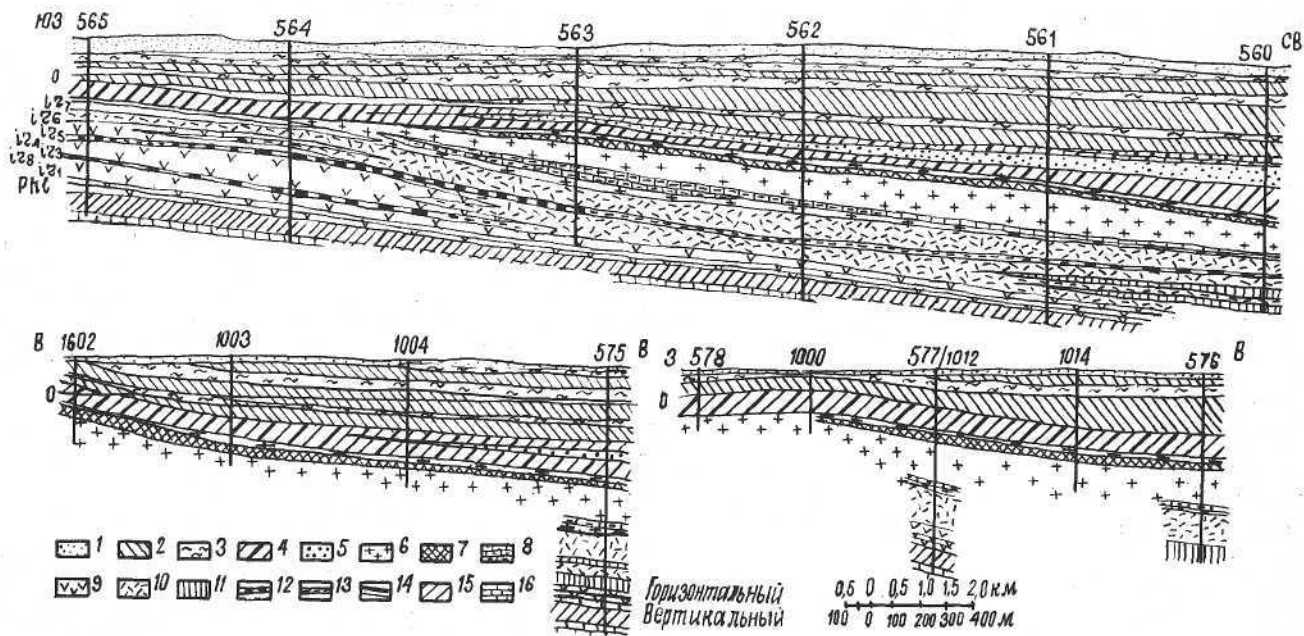


Рис. 6. Схематические геологические разрезы разведанного участка Верхнепечорского месторождения калийных солей (составил А. А. Иванов). 1—четвертичные отложения; верхняя пермь нерасчлененная (2—3); 2—песчаники, алевролиты; 3—аргиллиты, глины, мергели; Соликамский горизонт (4—5); 4—аргиллиты, мергели, глины, часто загипсованные, прослои доломитов; 5—песчаники, алевролиты; иреньский горизонт (6—13); 6—каменная соль; 7—калийные соли; 8—соленосная глинисто-ангидрито-доломитовая порода; 9—ангидритовая порода; 10—соленосные глины, мергели и аргиллиты; 11—песчаники; 12—доломиты; 13—доломитовая глина; филипповский горизонт; 14—ангидрит и доломит; верхнеартинские отложения (15—16); 15—глины, аргиллиты, мергели; 16—известняк.

ных глинисто-алевроитовой породы и глин. Например, разрез зоны в скв. 1033 представлен переслаиванием сильвинита (3—5%), карналлита (50—55%), каменной соли (40%) и глины (до 4—5%). Мощность карналлитовых и сильвин-карналлитовых слоев изменяется от 0,15 до 3, обычно от 0,15 до 1,0 м. Мощность каменной соли с тонкими прослоями засоленных глин равна 0,3—5,0 м. Мощность прослоев засоленных глин достигает 2 м. Общая мощность продуктивной пачки достигает 18—54 м, а зона проявлений чисто калийных солей измеряется несколькими метрами или достигает 20 м и более. Отмечено, что для центральной и западной частей района характерно преобладание в разрезе карналлита, а для восточной — сильвинита.

*Зона покровной каменной соли* завершает разрез галогенной формации и одновременно разрез иренского горизонта кунгурского яруса. Эта часть разреза сложена мелко-крупнозернистой каменной солью с маломощными прослоями и линзами засоленных глин. Мощность ее от 4 до 25 м (со средним значением около 20 м).

Полная мощность иренской соленосной толщи на территории Верхнепечорского соленосного бассейна колеблется от 40—60 на западе до 170—225 м в восточном направлении и достигает 245—295 м (скв. 539 и 589) в осевой части бассейна. На крайнем востоке бассейна мощность соленосной толщи составляет 240—270 м (скв. 595 и 583) на крыльях синклинальных структур и 400—435 м (скв. 598 и 593) в их осевых частях (рис. 4).

Глубина залегания кровли горизонта покровной каменной соли по разрезам скважины колеблется от 122 (скв. 588) до 575 м (скв. 583).-

Западная граница распространения соленосной толщи определяется постепенным уменьшением ее мощности, вплоть до полного первично-седиментационного выклинивания соляных и соленосных пород. Но, вероятно, имеет место частичное фациальное замещение соленосных отложений комплексом глинисто-и карбонатно-ангидритовых пород, которые далее к западу получают в лунежской пачке доминирующее развитие с выпадением из разреза солей (Иванов, Воронова, 1968).

На восточном участке бассейна соленосная толща и вмещающие ее отложения нарушены тектоникой (рис. 7), что не позволяет установить первично-седиментационные условия, которые определяли восточную границу распространения соленосных отложений.

Отложения иренского горизонта покрываются терригенно-карбонатными и терригенными породами уфимского яруса верхней перми, в которых выделяются два горизонта: Соликамский и шешминский. Мощность Соликамского горизонта от 40 до 150 м, мощность шешминско-казанских отложений от 115 до 610 м.

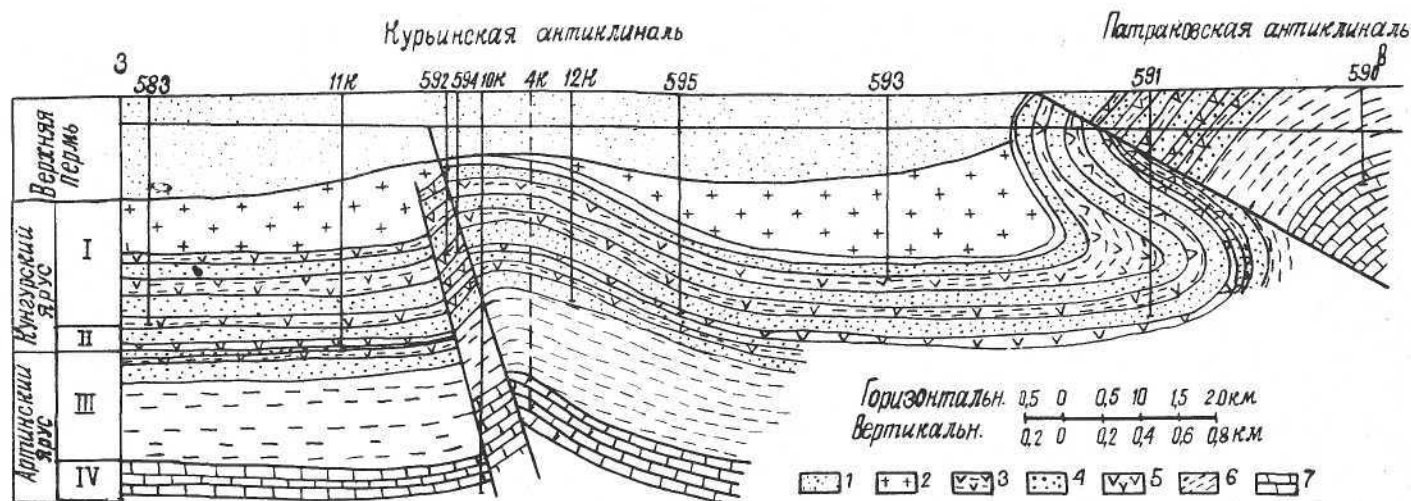


Рис. 7. Геологический разрез восточной части Верхнепечорского соленосного бассейна (по В. И. Богацкому).

1 — песчаники, алевролиты, мергели; 2 — каменная соль; 3 — глинистые ангидриты и гипсы; 4 — песчаники; 5 — ангидрит; 6 — глины, мергели, аргиллиты; 7 — известняки.

К колонке: I — иренский горизонт; II — филипповский горизонт; III — верхнеартинский подъярус; IV — нижнеартинский подъярус.

Выше залегают песчаники, аргиллиты и алевролиты казанского и татарского ярусов мощностью до 400—500 м.

На отложениях верхней перми с перерывом залегают четвертичные образования мощностью 8—50 м.

**Морфология и тектоника соленосного бассейна.** Верхнепечорский бассейн полностью располагается в пределах Предуральского прогиба, приурочиваясь к Южной-Курынской депрессии Верхнепечорской впадины (Кремс, Чернявский, 1963).

Сама Верхнепечорская впадина с мощными соленосными отложениями нижней перми в Курьинской зоне представляет собой крупную глубокую отрицательную структуру в системе Предуральского краевого прогиба. Абсолютные отметки почвы галогенной формации (кровли верхнеартинских отложений) на площади Верхнепечорского бассейна колеблется от 650—800 м на западном крыле и до 1100—1200 м в осевой части (Иванов, Воронова, 1968).

Курынская депрессия заложилась в позднеартинское-раннеартинское время (Иванов, Богацкий, 1963). Ось депрессии в процессе ее формирования не сохраняла постоянного положения, а перемещалась с востока на запад. «Краевой прогиб кунгурского времени,— пишут А. В. Иванов, В. И. Богацкий (1963),— по отношению к артинскому, максимально приближенному к Уралу, также переместился западнее и занял на юге впадины примерно современное положение», а область наибольшего прогиба позднечермских и триасовых отложений располагается несколько восточнее кунгурских.

Верхнепечорская впадина имеет резко асимметричное строение. Ее западный борт наклонен под углом  $1^{\circ}30'—3^{\circ}00'$ , увеличиваясь местами до 5—8°, а восточный борт крутой, с падением  $10—20^{\circ}$ .

В восточной части Курьинской депрессии выявлены узкие длинные антиклинальные складки уральского простираения с амплитудой 300—400 м, осложненные разрывными нарушениями с блоковым перемещением пород и явлениями надвигания восточных крыльев (рис. 7).

Одна из таких структур — Курьинская, по данным В. И. Богацкого и др. (1963), по почве Соликамского горизонта имеет размер 15X2 км, а по кровле артинских отложений — 7,5X1 км. Складка асимметричная, ее западное крыло падает под углом  $45^{\circ}$  и круче, а восточное —  $15^{\circ}$ . Условия залегания пород Соликамского горизонта на обоих крыльях складки спокойные, с падением слоев всего 3—5°. Эти породы облекают складку, образованную подсоленосными отложениями, что дает основание рассматривать эту складку как конседиментационную, существовавшую во время формирования не только Соликамского горизонта, но и соленосных осадков.

Расположенная восточнее Патраковская антиклинальная складка имеет крутое, даже запрокинутое западное крыло и

пологое восточное крыло, нарушенное здесь разломом (рис. 7). Таким образом, восточный борт Верхнепечорского соленосного бассейна имеет довольно сложное тектоническое строение, что не дает возможности выяснить первичный характер восточной границы накопления и распространения соленосных отложений и фациальные особенности смены этих отложений прибрежными осадками.

Западная зона Курьинской депрессии имеет более спокойную тектонику. Западный борт ее наклонен под углом  $1^{\circ}30' - 3^{\circ}00'$ . Еще более пологое залегание пород наблюдается на восточной окраине Русской платформы, в зоне ее приращения к Предуральскому прогибу, где среднее падение пород измеряется всего  $0^{\circ}15' - 0^{\circ}20'$  (линия скв. 571—565).

Условия залегания соленосной толщи в южной части Верхнепечорской впадины в основном соответствуют залеганию вмещающих пород, и проявления собственно соляной тектоники выражены очень слабо.

На западном участке соленосная толща обладает также спокойными условиями залегания. Прилагаемая карта рельефа поверхности соленосной толщи (рис. 8) на этом участке говорит о пологом падении ее на восток и северо-восток, причем средние углы падения составляют не более  $1,5 - 2^{\circ}$ .

Предполагается, что процессы подземного выщелачивания соли не нарушили существенно поверхность соленосной толщи и поэтому рассматриваемая карта (рис. 8) может характеризовать реальные условия ее залегания. Это подтверждает наблюдавшееся совпадение условий залегания кровли и почвы соленосной толщи, чему соответствуют и условия залегания горизонта калийных солей (рис. 6,9). По линии скв. 563—560 падение почвы соленосной толщи около  $1^{\circ}$ , т. е. такое же, как и падение ее кровли.

**Минералогия и петрография соленосных отложений.** Данный раздел написан с использованием материалов А. А. Иванова, М. Л. Вороновой (1968), которые наиболее полно провели сбор кернового материала и его минералого-петрографическое изучение.

Верхнепечорское месторождение характеризуется весьма однообразным минеральным составом. Соляными породообразующими минералами являются галит, карналлит и сильвин. Кроме того, галит и частично карналлит составляют растворимую часть глинисто-ангидритовых и алевроито-глинистых прослоев, мощность которых колеблется от долей миллиметров до нескольких метров. Сульфатные галогенные минералы представлены ангидритом и частично гипсом. Сульфаты калия и магния, кроме единичных микроагрегатных зерен полигалита, отсутствуют. Доломит присутствует как примесь.

К аутигенным акцессорным минералам относятся магнезит, кальцит, пирит, гематит, гетит, халцедон и кварц. Последний



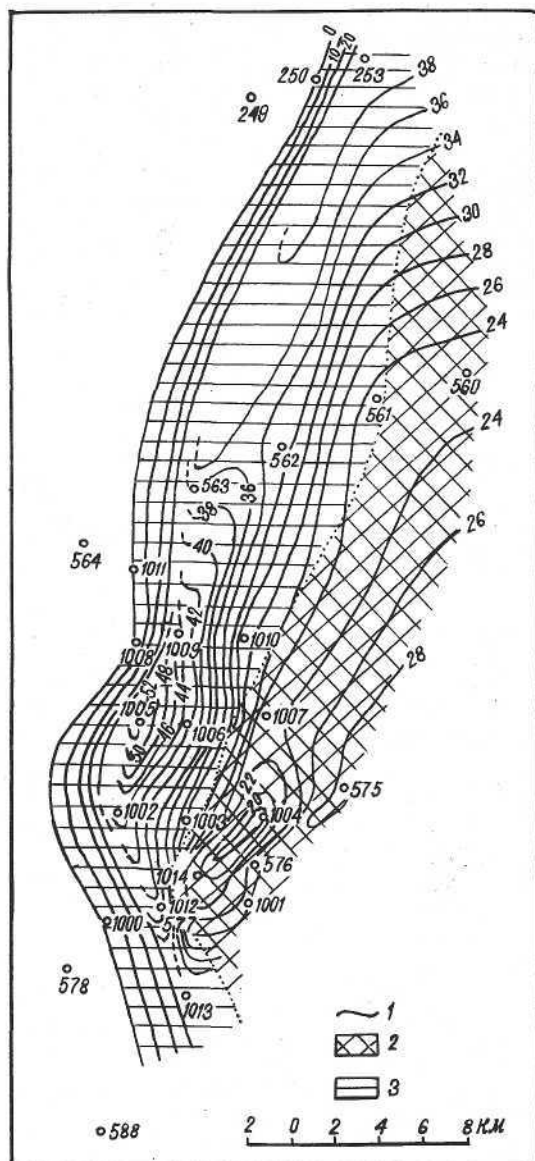


Рис. 9. Карта изопакит горизонта калийных солей на западном участке Верхнепечорского месторождения. Составил А. А. Иванов по материалам Ухтинского геологического управления.

1 — изопакиты через 2 м, у западной границы через 10 м; 2 — сильвинитовая фация горизонта; 3 — сильвинито-карналлитовая фация горизонта.

имеет двоякий генезис: аутигенный представлен хорошо образованными ограненными призматическими кристалликами с пирамидальными головками, а терригенный — в виде угловатых слабо окатанных и окатанных зерен.

К обломочным компонентам относятся гидрослюда, хлорит, биотит, мусковит, зерна полевого шпата, турмалин. Гидрослюда может быть и аутигенного происхождения за счет гидратации обломочных слюд, а также в результате перекристаллизации глинистого вещества.

Следует отметить также значительную примесь растительного обугленного детрита, приуроченного к глинистым прослоям.

*Каменная соль* по морфологическому облику, структурным и текстурным особенностям имеет несколько разновидностей.

Покровная каменная соль, как правило очень мелкозернистая, плотно сцементированная, слоистая, с чередованием соляных прослоев и подчиненных прослоев несоляных пород, имеет окраску от светло-желтой до темно-розовой. В штуфах просвечивает. Зерна галита обычно изометрические, размеры их около 0,2 мм в поперечнике. Среди слоистой каменной соли отмечается зонально-зернистая структура, свидетельствующая о первичных условиях накопления осадка. Часто зерна галита содержат многочисленные микровключения доломита, ангидрита и глинисто-органического вещества.

Подстилающая каменная соль разнoзернистая: от мелко — до крупнозернистой, как правило, перекристаллизованная, полупрозрачная с редкими остатками зонального строения в отдельных зернах галита. Цвет соли обычно серый с желтоватым оттенком, реже — розовый. Текстура неяснослоистая, иногда массивная. Форма галитовых зерен изометрическая, иногда несколько вытянутая вдоль слоистости, создавая облик ориентированной структуры, размеры зерен от 0,2 до 5—10 мм в поперечнике. Встречаются крупные (до 2—3 см в поперечнике) воднопрозрачные кристаллы галита, образовавшиеся в результате перекристаллизации.

Наблюдаются невыдержанные прерывистые прослои глинисто-ангидритового и ангидрито-доломитового составов, свидетельствующие о частичном размыве и переотложении каменной соли в процессе накопления осадка.

Отмечается петельчатая микротекстура каменной соли, обусловленная наличием мелких скоплений микро- и тонкозернистого ангидрита и глинистого доломита, расположенных в промежутках между зернами галита и оконтуривающих их. Центральная часть галитовых зерен при этом обычно не содержит включений. Петельчатая микротекстура связана с перекристаллизацией каменной соли и оттеснением примесей в промежутки между зернами галита.

Значительно чаще в подстилающей каменной соли наблюдаются прослои, сложенные засоленной, тонкослоистой глиной,

с примесью алевритового материала, представленного листочками хлорита, зернами кварца и полевых шпатов. В глине имеется значительная примесь растительного обугленного детрита, глинистое вещество содержит гидрослюда и примесь магнезиальных гидрохлоритов. Мощность глинистых прослоев колеблется от миллиметров до нескольких метров.

Каменная соль в горизонте калийных солей обычно мелкозернистая, иногда песчаниковидная, с четкими ритмично чередующимися прослоями, либо глинистого доломито-ангидрита, либо засоленной глины с примесью доломита, ангидрита и алевритового материала. В глинистых прослоях кроме галита присутствует карналлит в виде мелких зерен и волокнистых кристалликов. Очевидно, карналлит в этих случаях образовался в результате капиллярного испарения высококонцентрированных поровых растворов.

По структурным и текстурным признакам каменная соль в горизонте калийных солей сходна с покровной каменной солью. Отличием являются иногда брекчированная текстура, а также увеличение содержания окислов железа в глинистом веществе и наличие в зернах галита рассеянных микровключений сильвина, чешуек гематита и игл гетита.

*Сильвиниты.* Изучены по материалам скв. 253, 572, 1013 и 1014, где наблюдаются в виде самостоятельных слоев и прослоев. Выделяются две разновидности: 1) пятнистый сильвинит, аналогичный пестрому сильвиниту Верхнекамского месторождения; 2) тонкослоистый сильвинит, похожий на красный, а иногда и на полосчатый сильвинит Верхнекамского месторождения.

Пятнистый сильвинит распространен шире. Он характеризуется разномзернистой, но чаще среднезернистой структурой, неоднородной пятнистой окраской (молочно-белые и ярко-желтые зерна сильвинита окружены сургучно-красными каемками, а зерна галита обычно серого цвета иногда с розовым оттенком) и слабо выраженной слоистостью. Текстура массивная и пятнистая. Примеси представлены ангидритом, карбонатами, глинистым и алевритовым материалом.

Сургучно-красная окраска сильвина объясняется наличием примеси окислов железа либо в коллоидальном состоянии, либо в виде многочисленных беспорядочно рассеянных микровключений гематитовых чешуек и реже гетитовых игл.

Для выяснения природы желтой окраски сильвина сделаны спектральный и химический анализы этой разности. Установлено, %: Si, Al, Mg, Fe, Pb — 0,0n%; Ag — 0,001; Cu — 0,001—0,003; Na—1—3. Кроме сильвина (99,39%) в желтых разностях присутствует галит (0,97%) и немного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,005%).

Размеры зерен пятнистых разностей сильвинитов колеблются от 0,5 до 15—20 мм. Нередок галит с правильными кубическими габитусами, иногда в нем отмечаются следы зонального

строения, что подчеркивает первичность минерала. Типичным является наличие микровключений галита в сильвине и сильвина в галите.

Пятнистый сильвинит тесно связан с карналлитовой породой, что позволяет говорить о близких условиях их образования.

Сильвиниты тонкослоистые обычно красные, от сургучно-красных до розово-красных разностей, разномасштабной структуры и слоистой текстуры. Изучены в скв. 253, 1014 и 572.

Мощность чередующихся прослоев галита и сильвина в этих породах 1—3 см. Слои сильвинита, перемежающиеся со слоями каменной соли, обычно подстилаются и покрываются тонкими (от долей до нескольких миллиметров) прерывистыми прослоями глинистого вещества с ангидритом и карбонатами. Среди галитовых прослоев встречаются зерна сильвина, а среди сильвинитовых — зерна карналлита.

Зерна сильвина ксеноморфны и почти всегда окрашены в буро-красный цвет из-за многочисленных железистых криптовключений. Иногда зерна сильвина вытянуты вдоль слоистости. Тонкослоистые сильвиниты по своему генезису являются первичными образованиями.

*Карналлитовая порода* изучена по образцам от керна скв. 1012 и 1013. Она обычно не мономинеральная и содержит примесь галита, а местами — сильвина. Цвет породы красный, разных оттенков: от мясо-красного до оранжево-красного. Реже встречаются зеленовато-желтые и лимонно-желтые разности мономинеральной карналлитовой породы. Текстура породы слоистая и массивная. Слоистость обусловлена перемежаемостью прослоев карналлитовой породы, содержащих различное количество примеси или обладающих различной структурой. Среди слоев карналлитовой породы наблюдаются тонкие волнистые прослои каменной соли и засоленной глины. Иногда отмечается петельчатая текстура, описанная выше в каменных солях, когда благодаря процессам перекристаллизации глинистые минералы, ангидриты и карбонаты оттесняются на периферию зерен и оконтуривают их.

Структура карналлитовых пород мелко- и среднезернистая, встречаются разно- и крупнозернистые, как результат процесса перекристаллизации.

Форма карналлитовых зерен неправильная, **контуры** плавные, слабо извилистые. Размер зерен от долей миллиметров до 1—1,5 см. Мелкие зерна более изометричны. **Нередко среди** крупнозернистого карналлита наблюдаются участки мелкозернистого строения с различной оптической ориентировкой. Для них характерна мостовидная структура.

Среди прослоев мясо-красной карналлитовой породы встречаются прожилки оранжево-красного волокнистого карналлита. Мощность прожилок до сантиметра. Лимонно-желтые и

зеленовато-желтые разности отмечаются в небольшом количестве. Лимонно-желтый карналлит характеризуется почти полным отсутствием примеси, среднезернистой структурой и изометрической **формой зерен**.

В геохимической лаборатории ВСЕГЕИ химиком Т. В. Егоровой проанализировано 5 образцов карналлитовой породы (2—6) и один образец (I) сильвинита из керна скв. 1012 (табл. 2). Данные химанализов показывают, что содержания, карналлита колеблется от 81,47 до 98,45% при содержании галита соответственно от 16,95 до 1,20 и сильвина от 2,73 до 0,33%. Примесь нерастворимого остатка незначительная (0,06—1,02%).

Анализ образца сильвинита показал содержание сильвина 43,35%, галита 46,74%, карналлита 1,18%, а также наличие  $\text{CaCl}_2$  и повышенное содержание нерастворимого осадка. Возможно,  $\text{CaCl}_2$  связан с глинистой фракцией в сильвините. Присутствие хлорида кальция указывает на высокую метаморфизацию рассола.

Нерастворимый в воде остаток красной карналлитовой породы состоит из ожелезненного глинистого вещества, хлопьевидных железистых скоплений, чешуек гематита или гетита, листочков хлорита, слюды окрашенной, зерен доломита, магнетита и значительного количества ангидрита, аутигенного и обломочного кварца и органического вещества.

Карналлитовая порода в основном перекристаллизована, что выражается в укрупнении зерен, их переориентировке и отсутствии следов зонального строения даже в галите, который находится среди карналлитовой породы.

Карналлитовая порода Верхнепечорского месторождения по особенностям состава, структурным и текстурным признакам обнаруживает генетическое сходство с аналогичными разностями Верхнекамского месторождения.

Итак, макро- и микроскопическое исследование пород соленосной толщи Верхнепечорского месторождения, вскрытой изученными скважинами, позволяет сделать следующие обобщения:

1. Минеральный состав соляных пород достаточно однообразен. Породообразующими минералами являются галит, сильвин и карналлит. Ангидрит и карбонаты составляют примесь. Акцессорными аутигенными минералами являются магнетит, доломит, кальцит, пирит, гематит, гетит, халцедон и кварц: последний аутигенного и терригенного происхождения. К терригенным компонентам относятся также гидрослюда, хлорит, биотит, мусковит, полевые шпаты;

2. В гориизонте калийных солей устанавливается повышенное содержание алевритисто-глинистого материала, который приурочен к прослоям каменной соли;

3. Породы соленосной толщи обладают отчетливо выраженной слоистостью и первичными текстурно-структурными при-

Таблица 2

Химический состав сильвинита (I) и карналлитовой породы (2—6)\*

| №<br>п/п | Номер<br>образца | Местоположение<br>образца<br>(глуб., м) | Содержание компонентов, % |       |       |                   |                   |                   |                   |                  | Нерастворимый<br>остаток | Сумма | Содержание<br>минералов, % |               |
|----------|------------------|-----------------------------------------|---------------------------|-------|-------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------|--------------------------|-------|----------------------------|---------------|
|          |                  |                                         | KBr                       | KCl   | NaCl  | MgCl <sub>2</sub> | MgSO <sub>4</sub> | CaCl <sub>2</sub> | CaSO <sub>4</sub> | H <sub>2</sub> O |                          |       | карнал-<br>лита            | силь-<br>вина |
| 1        | 11               | 268,1                                   | 0,031                     | 43,67 | 46,74 | 0,404             | —                 | 0,726             | 3,43              | 1,35             | 4,00                     | 100,3 | 1,18                       | 43,35         |
| 2        | 13               | 274,8                                   | 0,278                     | 26,74 | 1,209 | 33,74             | 0,015             | —                 | 0,068             | 38,20            | 0,20                     | 100,4 | 98,45                      | 0,33          |
| 3        | 14               | 277,0                                   | 0,309                     | 25,48 | 9,28  | 29,06             | 0,099             | —                 | 2,04              | 33,30            | 0,60                     | 100,1 | 84,80                      | 2,73          |
| 4        | 15               | 278,0                                   | 0,356                     | 25,72 | 8,80  | 30,22             | 0,138             | —                 | 0,544             | 34,40            | 0,30                     | 100,4 | 88,18                      | 2,06          |
| 5        | 16               | 280,6                                   | 0,234                     | 26,34 | 16,95 | 27,92             | —                 | 0,014             | 0,085             | 31,70            | 0,06                     | 100,7 | 81,47                      | 1,48          |
| 6        | 18               | 284,6                                   | 0,190                     | 27,32 | 0,348 | 32,85             | 0,152             | —                 | 1,12              | 37,70            | 1,02                     | 100,7 | 95,85                      | 1,60          |

\* Анализы выполнены химиком-аналитиком Т. В. Егоровой (ВСЕГЕИ).

наками, которые отражают общие климатические и сезонные колебания в режиме солеродного бассейна;

4. Широко развиты процессы перекристаллизации соляных пород, обусловившие вторичные текстуры и структуры;

5. Эпигенетические процессы проявляются в перекристаллизации пород и образовании вторичных минералов путем разложения и переотложения сингенетических минеральных образований. К таким минералам относятся: магнетит, перекристаллизованные доломит и ангидрит, аутогенный кварц и гидроокислы железа, а также волокнистые разности галита, сильвина и карналлита.

**Химический состав пород горизонта калийных солей.** В основу опробования были положены макроскопические изменения минерального состава пород. Поэтому длина секционных проб колеблется в широких пределах — от 0,1 до 2—3 м и более.

Содержания калия и магния в породах горизонта калийных солей колеблются в широких пределах, составляя в слоях каменной соли доли или первые единицы процента и поднимаясь до 20—30% и более в слоях и прослоях, калийных солей.

Имеющиеся данные сведены по отдельным скважинам в табл. 3, при составлении которой учтены все опробованные в керне слои и прослои калийных солей с содержанием не менее 7% сильвина и 10% карналлита.,

По этим данным содержание KCl в отдельных пробах сильвинита колеблется от 10 до 43—52%. Наиболее обогащенные слои встречены скв. 563, 1001, 1003, 1007, 1013, 1014. В разрезах трех из этих скважин (1001, 1007 и 1014) в горизонте калийных солей пласты карналлитовой породы отсутствуют. Примесь  $MgCl_2$  в сильвинитах колеблется от 0 до 3—4,5%, что в пересчете на карналлит составляет не более 12—13%, обычно лишь первые проценты.

В карналлитовой породе содержание KCl колеблется от 3 до 32% и  $MgCl_2$  — от 3 до 31%. В пересчете этих, цифр на сильвин и карналлит их содержания соответственно колеблются от 0 до 27% и от 10 до 80—86%.

В ряде случаев наблюдается избыток  $MgCl_2$  против расчетного карналлита. Однако минералого-петрографическое изучение калийных солей бишофита в них не обнаружило. Очевидно, избыток  $MgCl_2$  следует связывать с неточностью химических анализов.

Химическое опробование калийных солей Верхнепечорского месторождения устанавливает, что они нередко характеризуются высоким содержанием как сильвина, так и карналлита. Однако, по мнению А. А. Иванова и М. Л. Вороновой (1968), такие показатели относятся только к тонким или маломощным слоям и прослоям калийных солей. Среднее взвешенное содержание K и Mg в отдельных более мощных пачках в большин-

Химический состав пород горизонта калийных солей\*

| Номер скважины | Сильвиниты                          |               |                   |          |                 | Карналлитовая порода                |               |                   |          |                 |                              |
|----------------|-------------------------------------|---------------|-------------------|----------|-----------------|-------------------------------------|---------------|-------------------|----------|-----------------|------------------------------|
|                | длина<br>секцион-<br>ных проб,<br>м | содержание, % |                   |          |                 | длина<br>секцион-<br>ных проб,<br>м | содержание, % |                   |          |                 |                              |
|                |                                     | KCl           | MgCl <sub>2</sub> | сильвина | карнал-<br>лита |                                     | KCl           | MgCl <sub>2</sub> | сильвина | карнал-<br>лита | избыток<br>MgCl <sub>2</sub> |
| 561            | 0,1-3,2                             | 10-20         | 0-1,2             | 7-20     | 0-3             | 0,5-2                               | 13-19         | 3-16              | 4-17     | 10-47           | нет                          |
| 563            | 0,1-1,2                             | 11-38         | 0,3-3             | 9-38     | сл.-9           | 0,2-2,2                             | 14-26         | 3-23              | 3-18     | 11-66           | —»—                          |
| 1001           | 0,1-1,0                             | 13-15         | 0-0,6             | 13-35    | 0-сл.           | —                                   | —             | —                 | —        | —               | —                            |
| 1002           | 0,2-1,3                             | 15-27         | 0-0,3             | 15-27    | 0-сл.           | 0,1-1,1                             | 8-21          | 12-30             | 0-10     | 18-65           | 0-15                         |
| 1003           | 0,1-0,6                             | 11-43         | 0,1-4,5           | 11-43    | сл. 13          | 0,1-1,6                             | 3-32          | 7-17              | 0-25     | 12-43           | 0-10                         |
| 1004           | 0,1-0,6                             | 13-28         | 0,1-3,2           | 13-28    | сл.-9           | —                                   | —             | —                 | —        | —               | —                            |
| 1005/1033      | 0,1-0,9                             | 12-22         | 0-4               | 10-22    | 0-12            | 0,1-2,0                             | 10-26         | 4-31              | 0-27     | 14-80           | 0-13                         |
| 1006           | 0,1-0,5                             | 15-26         | 1,8-2,2           | 13-26    | 5-8             | 0,1-0,8                             | 7-31          | 5-24              | 0-25     | 15-70           | 0-13                         |
| 1007           | 0,1-1,6                             | 14-33         | 0-1,2             | 10-33    | 0-4             | —                                   | —             | —                 | —        | —               | —                            |
| 1009           | 0,3-1,0                             | 14-18         | 0,5-2,4           | 14-18    | сл.-7           | 0,1-1,6                             | 6-23          | 10-29             | 0-14     | 22-78           | 0-14                         |
| 1010           | 0,2-0,3                             | 10-24         | 0,2-2             | 10-24    | сл.-7           | 0,2-1,6                             | 1-25          | 6-19              | 0-16     | 16-57           | нет                          |
| 1012           | —                                   | —             | —                 | —        | —               | 0,1-2,7                             | 18-25         | 4-29              | 0-17     | 10-86           | 0-2                          |
| 1013           | 0,1-1,2                             | 11-52         | сл.-2,4           | 11-22    | 1-2             | 0,2-1,0                             | 16-21         | 13-24             | 2-6      | 45-59           | нет                          |
| 1014           | 0,1-1,8                             | 11-44         | 0-0,8             | 12-23    | 0,1-1,5         | —                                   | —             | —                 | —        | —               | —                            |

\* Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Ухтинского геологического управления.

стве случаев оказывается много ниже требований, установленных действующими кондициями.

С другой стороны, А. А. Ипатов (1968) утверждает, что в разрезе этой зоны выделяется от 5 до 19 слоев калийно-магниевых солей. Часть этих слоев по положению в разрезе сгруппирована в семь пластов, из них 5 пластов по мощности и качеству удовлетворяют кондициям для Верхнекамского месторождения ископаемых солей (мощность 2 м, содержание хлористого магния 17%, хлористого калия — 22%). Мощность этих калийно-магниевых пластов равна 2—10,7 м при содержании хлористого магния 17—27%, хлористого калия 18—44,3%.

В связи с этим следует отметить, что изучение Верхнепечорского соленосного бассейна далеко не завершено, и отнести его к разряду непромышленных по тем неполным данным, которые на сегодня имеются, было бы преждевременно.

Гидрогеологические условия. На площади бассейна, преимущественно в северной ее части, давно известны выходы соляных источников (реки Березовка, Вишерка, Еловка, Усолка и др.). На р. Усолке, притоке р. Вишерки, сохранились остатки рассольных скважин, свидетельствующие о былом солеварении в этом крае (Иванов, Воронова, 1968).

Исследования соляных источников в бассейне р. Вишерки, выполненные в 1938 г. С. М. Орляниным (1941), показали, что многие из источников выносят растворенные соли. Так, соляной источник около д. Фадино на р. Вишерке выносит хлористого натрия около 9 т/сут., а р. Вишерка ниже выходов соляных источников — более 340 т/сут.

Соляные источники известны и севернее, в бассейне р. Печоры. Например, южнее пос. Курьи на р. Печоре, по сообщению А. В. Иванова, установлены Патраковские соляные источники и озера, минерализация воды которых выражается такими цифрами, г/л:  $K+Na$  — 2,6—6,2;  $Mg$  — 0,06—0,10;  $Ca$  — 0,3—0,6;  $Cl$  — 4,1—9,3;  $SO_4$  — 0,7—1,6;  $HCO_3$  — 0,2—0,7.

На р. Вишерке, около д. Фадино, бурением была вскрыта темно-серая гипсоносная глина, по которой скважина прошла 17,2 м, не достигнув почвы. Такая же сильно гипсоносная глина и чистый гипс выходят на поверхность по р. Вишерке в 2,5 км южнее д. Фадино (Орлянин, 1941).

Эти данные, а также наличие многочисленных соляных источников, выносящих большие массы соли, позволили С. М. Орлянину одному из первых высказать предположение о существовании в обследованном районе соленосного бассейна, лежащего севернее Урало-Тиманского стыка и представляющего, вероятно, не только научный, но и практический интерес.

Дальнейшими планомерными гидрогеологическими исследованиями В. И. Богацкого, Ю. М. Гуревича и других ученых на площади открытого в середине 50-х гг. нового Верхнепечорского соленосного бассейна установлено четыре водоносных

комплекса, связанные с четвертичными, надсоленосными верхнепермскими и нижнепермскими соленосными и подсоленосными отложениями.

В четвертичных отложениях водоносными являются галечнико-песчаные комплексы, распространенные в долине р. Печоры и ее притоков, а также на водораздельных пространствах. Минерализация вод 0,3—0,8 г/л. По химическому составу они относятся к сульфатным натриевым.

В отложениях верхней перми водоносность приурочена к пачкам и слоям песчаников. Возможно, существуют изолированные артезианские бассейны, на что указывают встреченные самоизливающиеся воды в скв. 560—563, 566, 583. Дебит их от 30 до 500 л/мин. Минерализация вод колеблется от 0,9 до 4 г/л, по химическому составу они являются сульфатными натриевыми и гидрокарбонатными натриевыми.

Соленосная толща водоносных (рассольных) горизонтов не содержит. Но над солью имеется горизонт рассолов, который, вероятно, не образует сплошного водного зеркала из-за резкой фациальной изменчивости залегающих над солью пород (В. И. Богацкий и др., 1963). В тех местах, где соленосная толща покрыта водонепроницаемыми породами, явления выщелачивания и растворения соли не наблюдается. На участках непосредственного контактирования вод с поверхностью соленосной толщи происходит процесс выщелачивания соли и значительное повышение минерализации воды. Рассолы имеют хлоридный кальциевый состав, степень минерализации их достигает 240 г/л и более, отмечается высокое содержание брома, следы йода (скв. 581, глуб. 570 м). На участках, где отсутствуют соленосные отложения, а также на площадях, удаленных от площади распространения последних, минерализация воды снижается до 52 г/л (скв. 570, глуб. 1104 м).

В подсоленосных артинских и сакмарских отложениях водоносные горизонты связаны с известняками и доломитами. Воды трещинно-карстовые. В скв. 560 на глуб. 932 м вода имеет минерализацию 41 г/л, а по химическому составу она хлоридная натриевая. Дебит не установлен.

**Условия накопления соленосных отложений.** Верхнепечорский бассейн занимает самое северное положение в системе соленосных бассейнов Печоро-Камской полосы Предуральяского прогиба (рис. 10). Климатическая зональность раннепермского времени в этой части Предуралья характеризуется тем, что галогенное осадконакопление, происходившее в Верхнепечорском бассейне в условиях аридного климата, на севере сменялось синхронным угленакоплением, происходившим в обстановке умеренно влажного климата.

В рассматриваемой области смена указанных отложений происходит не непосредственно, а через достаточно обширную переходную зону, охватывающую территорию средней Печоры.

На севере этой зоны нижнепермские карбонатно-терригенные отложения постепенно теряют свою угленосность, на юге — обогащаются галогенными образованиями — гипсом и ангидритом, а еще южнее (на площади Верхнепечорского бассейна) — солями.

Как отмечала Н. Н. Кузькокова (1962, 1972), в районе средней Печоры в раннепермское (кунгурское) время «не было условий, благоприятных как для образования углей (есть только мелкие прослойки угля), так и для образования солей». Характер отложений и фауна на протяжении всего кунгура остаются морскими, постепенно приближающимися к континентальным (глуб. 0—100 м). В южной части района Средней Печоры, где проявления галогенеза выражены накоплениями сульфата кальция, наблюдаются, очевидно, более засушливые климатические условия, чем на участках, расположенных севернее и восточнее. На востоке сильное влияние оказывали притоки вод с уральской суши.

Переходя к области Верхнепечорского соленосного бассейна, можно отметить, что здесь, по сравнению с северным районом, наиболее существенное изменение фациального характера и вещественного состава отложений наблюдается в нижней части разреза кунгурского яруса (филипповский горизонт и ледяно-пещерская пачка иреньского горизонта), представленной преимущественно галогенными породами, и верхней (лунежская пачка иреньского горизонта), сложенной солями и соленосными породами. Что же касается средней части этого разреза ( $ir_2—ir_6$ ), то она сложена в основном карбонатно-терригенными породами со значительным подчинением им пород галогенного происхождения (ангидрита, гипса, каменной соли).

Область питания бассейна морскими водами находилась в кунгурское время на севере. Морские воды, по-видимому, поступали по широкому проливу между возвышенностями Тимана и суши, располагавшейся на месте современной Большеземельской тундры. Аридный климат на этой обширной области сохранялся в течение всего кунгурского века, но, вероятно, колебалась степень его засушливости, а вместе с тем менялось и влияние на седиментацию водных потоков, стекавших в соленосный бассейн с уральской суши, разбавлявших, рапу и приносивших массу обломочного материала (Иванов, Воронова, 1968).

Терригенный материал поступал в бассейн и широко разносился на его площади на протяжении почти всего периода формирования в нем кунгурских отложений. Главная масса его, представленная более крупными гранулометрическими фракциями, отлагалась в восточной прибрежной части бассейна, где почти все нижние пачки кунгурских отложений сложены преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями глин, карбонатных и гипсо-ангидритовых пород. Но зна-

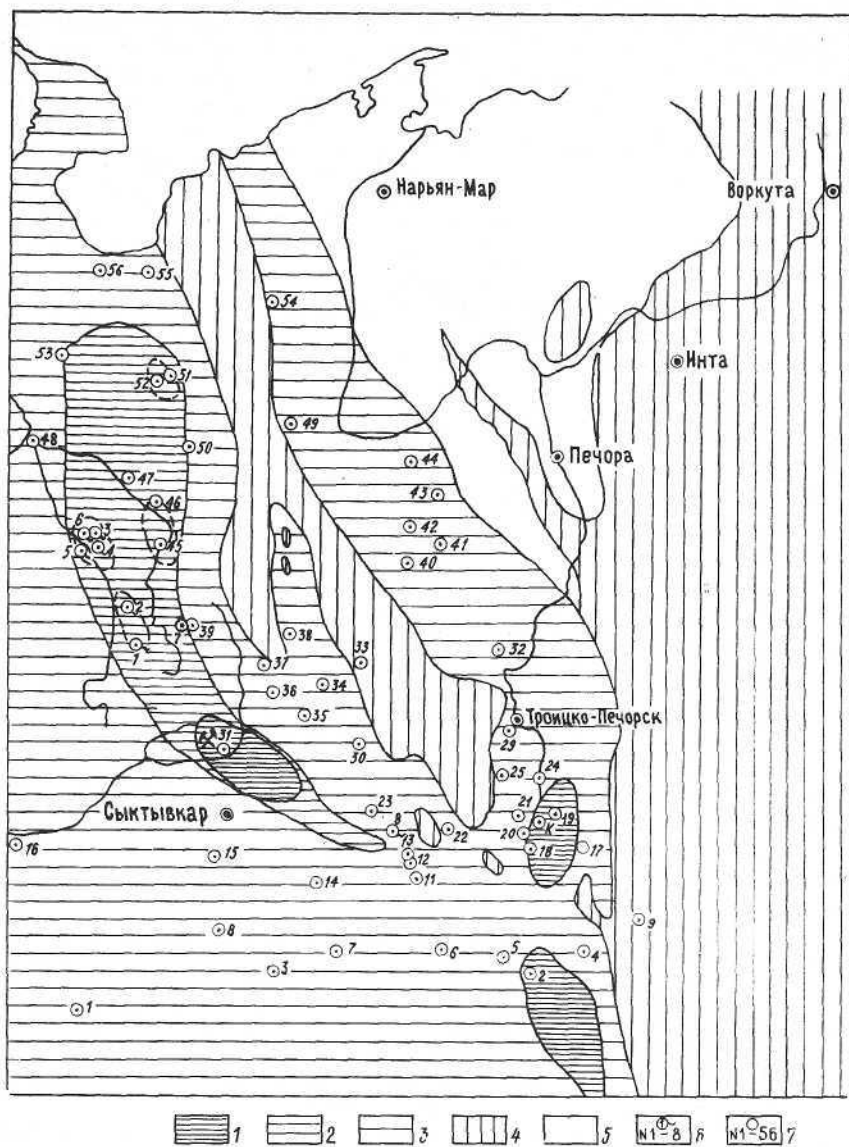


Рис. 10. Прогнозная карта солености кунгурских отложений. Составили Н. Н. Кузькокова, В. А. Черных.

Условные обозначения: 1 — промышленная соленость; 1 — перспективные площади; 3 — условно перспективные площади; 4 — бесперспективные площади; 5 — нет данных; 6 — соляные источники; 7 — скважины и разрезы.

Скважины и разрезы обозначены на карте: 1 — Опарино; 2 — Чердынь;

3 — Кажим; 4 — Романиха; 5 — Бондюг Р-5; 6 — Скважина К-60; 7 — Усть-Черная; 8 — Грива; 9 — Вижай; 10 — Ксенофонтово; 11 — Сев. Кельтма-20; 12 — Елмач-Парма; 13 — Мулук-10; 14 — Лопыдино; 15 — Сысола-1; 16 — Котлас-1; 17 — Курья-11; 18 — скважина 1003; 19 — скважина 560; 20 — Еловка-1; 21 — скважина 1011; 22 — Джежим-Парма; 23 — Аныб; 24 — Джебол; 25 — Сев. Мылга-246; 26 — Сарьюдин-1; 27 — Илыч-2; 28 — Троицко-Печорск-126; 29 — Ньюмылга-1; 30 — Нившера-185; 31 — Серегово; 32 — Лена-вож-5; 33 — Тобыш-3; 34 — Тиман-40; 35 — Синдор-1; 36 — Весляна; 37 — Большие пороги; 38 — Коин-186; 39 — Глово; 40 — Вис-1; 41 — Ю. Лемью-1; 42 — Б. Пера; 43 — М. Пера; 44 — Ира-ель; 45 — Б. Пысса; 46 — Койнас (опорная); 47 — Койнас-1; 48 — Лешуконское; 49 — Тобыш-22; 50 — Фоминская-45; 51 — Рочуга-66; 52 — Сафонов-1; 53 — Мосеево; 54 — Тобыш-94; 55 — Нижняя Пеша-1; 56 — Ома-1;

чительные массы терригенного материала (глинистого и алевритового) достигали внутренних частей бассейна и широко разносились на его площади, подавляя карбонатно-галогенную и галогенную седиментацию. Даже в последний этап кристаллизации солей тонкий илисто-глинистый материал поступал в бассейн в значительных количествах и примешивался к выпадавшим солям или, прерывая садку солей, образовывал в их толще более или менее мощные пачки, слои и прослои. Все эти факторы в сочетании и во взаимодействии с тектоническими условиями определяли изменения гидрхимического и гидродинамического режимов бассейна и формирование такого профиля отложений, для которого характерно чередование (часто довольно пестрое) как в разрезе, так и в плане пород разного состава и происхождения.

Тектонические колебательные движения контролировали степень прогибания площади Верхнепечорского бассейна в целом и отдельных его частей, а также поднятие участков суши, прилегавших к бассейну. Скорость прогибания значительно возрастала в завершающую стадию галогенного осадконакопления, когда происходило формирование продуктивной толщи солей. «Полное же развитие галогенеза,— по мнению Н. М. Страхова,— становилось возможным только в депрессиях, темп погружения которых за короткие сроки мог резко меняться и достигать до очень высоких величин. Эти моменты ускорения и отвечали периодам формирования соляных фаз высоких и конечных стадий галогенеза» (Страхов, 1962, т. III, с. 425),

В Верхнепечорском бассейне на завершающем этапе галогенеза сформировалась на обширной площади мощная толща каменной соли, содержащая в верхней части калийные соли.

Соотношение между мощностью горизонта подстилающей каменной соли (Н) и горизонта калийных солей (h) несет определенную генетическую нагрузку. На площади бассейна эта величина (Н/h) колеблется от 2,0 до 14,3, составляя в среднем на разных участках бассейна от 4,7 до 8,4 и в среднем для площади бассейна, охваченной бурением — 6,2. Последняя ци-

фра близка к соотношению, вычисленному по содержанию солей в морской воде для Стассфуртского месторождения, где оно составляет, по данным М. Г. Валяшко (1962), 6,7. Это позволяет предполагать, что залежь калийных солей Верхнепечорского месторождения является первичной, не переотложенной.

Ранее отмечалось, что калийные соли бассейна представлены только хлоридами при полном отсутствии сульфатов калия и магния. Следовательно, это месторождение относится к типу бессульфатных калийных месторождений, который имеет более широкое распространение, чем сульфатный. По мнению многих специалистов (М. Г. Валяшко, Ю. В. Морачевского, А. Е. Рыковскава, Е. Ф. Соловьевой), бессульфатные месторождения образовались из морской воды, метаморфизованной в прямом направлении, т. е. лишенной в значительной степени свободного сульфатного иона.

Породы соленосной толщи в значительной части первичны без активных следов метаморфизма. Можно отметить только диагенетические процессы, проявившиеся в перекристаллизации минералов и образовании полногранных форм с укрупнением размеров и очищением от примесей (галита, сильвина, карналлита). К диагенетическим минералам относятся кварц, магнетит, иногда ангидрит. Вероятно, что сильвин в пятнистой разности сильвинита также является диагенетическим, тогда его образование возможно за счет карналлита еще в солеродно-бассейную стадию жизни месторождения. Активных; признаков процессов гидрометаморфизма (процессы выщелачивания, карстование солей в кровле соленосной толщи) также не установлено. Таким образом, при формировании современного облика Верхнепечорского месторождения вторичные процессы играли незначительную роль, и в нем сохранились почти все основные первично-седиментационные признаки галогенеза.

### **Прогнозная оценка и пути использования ископаемых солей в Коми АССР**

Установлено, что месторождения калийных солей всегда располагаются внутри соленосных бассейнов, где в результате испарения морских вод накапливались эвапоритовые осадки: гипсы, каменная соль, разнообразные калийные соли, сульфатно-, хлоридно-магниеваы и другие легкорастворимые породы. Такие соленосные бассейны одновременно являются и калиеносными. Однако в мире установлено свыше 100 соленосных бассейнов разного возраста, из которых только 23 являются калиеносными (Яншин, Жарков, 1986).

Описанные выше проявления ископаемых, солей относятся к огромному соленосному бассейну, в состав которого входят

следующие калиеносные бассейны: Днепровско-Донецкий, Прикаспийский, Соликамский и Верхнепечорский (рис. 11).

Соликамский калиеносный бассейн — один из крупнейших в мире. Геологические запасы каменной соли в бассейне достигают 3700 млрд. т, а запасы калийных солей — около 220 млрд. т (27,9 млрд. т в пересчете на  $K_2O$ ). Продукция калийных комбинатов Соликамского бассейна потребляется не только в СССР, но и экспортируется во многие зарубежные страны.

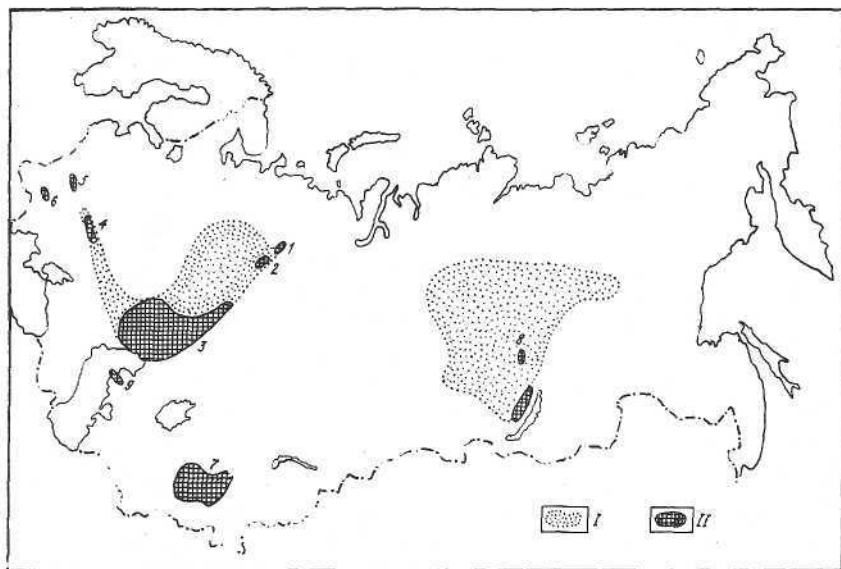


Рис. 11. Схема размещения соленосных и калиеносных бассейнов в СССР (по А. Л. Яншину и М. А. Жаркову, 1986).

I — местоположение соленосных бассейнов; II — калиеносные бассейны и их номера:

1 — Верхнепечорский, 2 — Соликамский, 3 — Прикаспийский, 4 — Днепровско-Донецкий, 5 — Припятский, 6 — Предкарпатский, 7 — Среднеазиатский, 8 — Непский, 9 — Кайдак.

Геологические запасы калийных солей в Верхнепечорском бассейне составляют 6 млрд. т (Яншин, Жарков, 1986). Изучен бассейн весьма слабо. Его освоение в ближайшие годы не намечается. Однако, если учитывать фактор комплексности использования минерального сырья, то возможно наметить ряд экономически целесообразных направлений.

Сереговское месторождение каменных солей при условии высокoeffективной технологии подземного выщелачивания даже глубокозалегающих пластов, в том числе загрязненной каменной соли, может иметь в перспективе большое народно-

хозяйственное значение. Высококачественный насыщенный рассол, выпаренная из него индустриальным способом выварочная соль «экстра», хлор и каустик, получаемые путем электролиза указанного рассола, а также кальцинированная сода (с учетом наличия Бельгопского месторождения известняков), — вот основные продукты, которые можно получить из природных ресурсов разведанного Сереговского месторождения. Выщелоченные камеры могут быть подземными резервуарами для хранения нефти, нефтепродуктов и сжиженного газа. В перспективе здесь после строительства современного сользавода целесообразно строительство содового, хлорного и титанового заводов. Именно такой подход может рассматриваться, как указывает В. А. Витязева (1968), единственно правильным при планировании размещения производительных сил и расчете эффективности долгосрочных инвестиционных программ.

В связи с формированием Тимано-Печорского территориально-производственного комплекса крупномасштабное освоение Сереговского месторождения солей, месторождений титана, бокситов Тимана из вопроса проблемного последовательно перерастает в вопрос практический. И поэтому научно-практическая конференция по проблемам формирования Тимано-Печорского ТПК, еще в мае 1977 г., рекомендовала Министерству химической промышленности СССР подготовить проектно-сметную документацию на строительство первых очередей Ярегского горно-обогатительного комбината и Сыктывкарского химкомбината по производству пигментной двуокиси титана, предусмотрев в составе Сыктывкарского химкомбината строительство производственного комплекса по выработке пищевой соли, хлора и каустической соды на базе Сереговского месторождения.

Оценивая возможность промышленного использования солей Верхнепечорского месторождения, следует отметить, что имеющиеся данные по нему не удовлетворяют требованиям кондиций, утвержденных для Верхнекамского месторождения. В особенности это относится к качеству сырья и горнотехническим условиям, что исключает возможность непосредственной добычи этих солей подземными горными работами (Калинин, 1982). Что касается разработки калийно-магниевых солей способом подземного выщелачивания, предложенным А. А. Ипатовым и С. А. Сеницыным (1976), то этот вопрос требует детальной проработки. Однако авторы вышеупомянутой работы приводят целый ряд экономических показателей, демонстрирующих преимущества способа подземного выщелачивания калийно-магниевых солей Верхнепечорского месторождения в сравнении с шахтным способом (табл. 4).

Экономическая эффективность эксплуатации месторождения, по мнению А. А. Ипатова и С. А. Сеницына, может быть

Сравнение экономических показателей  
двух способов добычи ископаемых солей  
(шахтного и подземного выщелачивания)

| Показатели<br>(по А. А. Ипатову,<br>С. А. Сянищину, 1976) | Шахтный<br>способ | Способ подземного<br>выщелачивания |
|-----------------------------------------------------------|-------------------|------------------------------------|
| Объем капиталовложений, млн. руб.                         | 11,425            | 4,729                              |
| В том числе:                                              |                   |                                    |
| Рудник                                                    | 8,138             | —                                  |
| Рассолопромысел                                           | —                 | 1,442                              |
| Фабрика                                                   | 3,287             | 3,287                              |
| Глубина разработки от поверхности                         | 350               | 370                                |
| Годовая производительность:                               |                   |                                    |
| рудник, тыс. т.                                           | 650               | —                                  |
| рассолопромысел, тыс. м <sup>3</sup>                      | —                 | 822                                |
| фабрика, тыс. т.                                          | 300               | 300                                |
| Удельные капиталовложения:                                |                   |                                    |
| рудник, руб/т                                             | 13,53             | —                                  |
| рассолопромысел, руб/м <sup>3</sup>                       | —                 | 1,75                               |
| фабрика, руб/т.                                           | 10,96             | 10,96                              |
| на 1 т обогащенного карналлита, руб.                      | 38,08             | 15,76                              |
| Себестоимость:                                            |                   |                                    |
| добычи руды, руб/т                                        | 3,57              | —                                  |
| получения рассола, руб/м <sup>3</sup>                     | —                 | 0,76                               |
| переработки руды, руб/т                                   | 2,49              | —                                  |
| переработки рассола, руб/м <sup>3</sup>                   | —                 | 1,02                               |
| обогащенного карналлита, руб/т                            | 13,05             | 4,88                               |
| Оптовая цена, руб/т                                       | 9,0               | 9,0                                |
| Расчетная прибыль, руб/т                                  | —4,05             | +4,12                              |

повышена за счет одновременной обработки как калийно-магниевых, так и каменных солей, мощность которые составляет 150—190 м, что позволит в несколько раз увеличить сроки службы скважин. Тем не менее механически переносить опыт подземного выщелачивания каменной соли Сереговского месторождения на данный вид сырья нельзя, поскольку обоснование способа подземного выщелачивания для калийно-магниевых солей требует специальных расчетов как с точки зрения технологии, так и экономики (Калинин, 1982).

Одним из положительных результатов выполненных поисковых работ на калийно-магниевые соли являются технологические испытания, проведенные в 1967 г. во ВНИИГалургии по двум пробам карналлитовых пород из скв. 1012.

По галургическому методу переработки карналлитовой породы получается продукт с содержанием хлористого калия не более 53%. Это продукт низшего сорта, не удовлетворяющий требованиям ГОСТа.

Флотация остатка хлоридного разложения по схеме с депрессией глинистого шлама дала извлечение хлористого калия

в продукт до 87,2—91,0% (без учета механических потерь), а содержание хлористого калия в нем было достигнуто 70,73%. Такой продукт может быть использован в качестве удобрения.

Хлормagneиный шeлок после холодного разложения карналлитовой породы перерабатывается в бишофит — важное сырье для титано-магнеиной промышленности.

В связи с вышеуказанными результатами ВНИИГалургии составлен технологический регламент переработки карналлитовой породы Верхнепечорского месторождения в искусственный карналлит.

Следует еще раз подчеркнуть, что недра Верхнепечорского бассейна на больших пространствах, особенно на площадях к югу и юго-востоку от западного участка, еще не вскрыты буровыми скважинами, и разрез соленосных отложений до конца неясен. Необходима постановка поисковых работ с целью изучения перспектив соленосности Верхнепечорского бассейна, а также проведение работ по технико-экономическому обоснованию разработки калийно-магнеиных солей способом подземного выщелачивания.

Строительство ж. д. Сосногорск — Соликамск, первая очередь которой уже построена (Сосногорск—Троицко-Печорск), ускорило бы работы по изучению Верхнепечорского бассейна (Старцев, Аникина, 1985).

Наличие в Коми АССР крупных месторождений титана, бокситов, нефти, газа и других полезных ископаемых создает реальные предпосылки для обоснования на базе ископаемых солей региона крупного химического комбината по производству обогащенного карналлита, бишофита, хлора, каустика, минеральных удобрений, хлороорганических соединений и пищевой соли.

## САМОРОДНАЯ СЕРА

Сера, которую А. Е. Ферсман справедливо называл двигателем химической промышленности, является одним из важнейших видов минерального сырья. Без нее невозможно получение многих химических продуктов, удобрений, искусственных волокон, целлюлозы, бумаги, резины, лекарств, взрывчатых веществ и т. п. Самый крупный потребитель серосодержащего сырья — сернокислотное производство, использующее более 3/4 всей добываемой серы.

Обеспеченность серосодержащим сырьем различных районов СССР очень неравномерная и, как правило, неудовлетворительная, так как в целом в СССР потребности в сере полностью не удовлетворяются. К числу районов, ощущающих острый дефицит серы, относится Европейский Северо-Восток. Только Коми АССР в настоящее время потребляет серной кислоты около 25 тыс. т, причем около 95% приходится на долю Сыктывкарского лесопромышленного комплекса. Ожидается, что к 2000 г. даже без введения принципиально новых производств потребность увеличится до 50—55 тыс. т. Резкое увеличение потребности в сере возникает с освоением в регионе новых видов минерального сырья. Так, если будут перерабатываться сернокислотным способом титановые руды Тимана, освоение которых намечено решениями XXVII съезда КПСС в двенадцатой пятилетке, то только для этого производства потребуется около 300 тыс. т серной кислоты в год. Еще более значительные объемы серной кислоты необходимы для геотехнологических методов, разработки месторождений цветных металлов, особенно медистых песчаников, на Урале. Не меньшие перспективы потребления серной кислоты определяются и для Архангельской области.

В настоящее время потребности Европейского Северо-Востока в серной кислоте удовлетворяются за счет ее ввоза, в

основном из Мончегорского никелевого комбината. Очевидно, что для решения проблем, связанных с развитием экономики Европейского Северо-Востока и формированием Тимано-Печорского территориального производственного комплекса, необходима организация производства серной кислоты и других серосодержащих продуктов из местного сырья, причем в больших объемах.

Благоприятные предпосылки для обнаружения ряда видов серосодержащего сырья на Европейском Северо-Востоке имеются, и проблема перспектив сероносности неоднократно обсуждалась геологами. К таким видам относятся сера, гипс, серосодержащие газы.

Сведения о находках самородной серы на Европейском Северо-Востоке содержатся в работах М. К. Сидорова (1881), В. А. Лангауэра и Е. П. Остроумова (1911), Д. С. Артамонова (1926), В. И. Вернадского (1911), А. С. Уклонского (1940). В 1942 г. Кельтменской партией Северного геологического управления, проводившей под руководством Н. Н. Ростовцева поисковое бурение на нефть на Елмачпарминской структуре по заявке П. Д. Калинина, в скв. 11 была встречена самородная сера. Серный пласт мощностью около 1,5 м вскрыт на глуб. 99,5 м, содержание серы в отдельных образцах керна достигало 55%. Глубинными поисками и разведкой это серопроявление было определено как мелкое месторождение, названное Дозмерским (Ростовцев, 1948; Ростовцев, Трошихин, 1948). Анализ проблемы сероносности в связи с этим открытием давал А. А. Чернов (1944). Перспективы Дозмерского месторождения и его района переоценивались в 1958 г. Р. Р. Фурманом, а в 1964 и 1985 гг. — Н. П. Юшкиным (Юшкин, 1964).

В 1964 г. Н. П. Юшкиным были проанализированы перспективы сероносности Европейского Северо-Востока и дана прогнозная оценка всего района с выделением участков для первоочередных работ. Были определены и обоснованы направления поисковых и разведочных работ на серу.

Позднее подобные прогнозные работы были выполнены А. И. Отрешко в 1968 г., Б. М. Овчинниковым в 1974 г., Б. М. Овчинниковым, Л. И. Опаренковой, Л. А. Карнаухом в 1976 г., А. А. Платовым в 1979 г. Результаты их оказались в общем теми же, что и наши. На рекомендованных нами площадях было проведено более детальное прогнозирование.

Здесь мы попытаемся на основе современных представлений о закономерностях строения и размещения и о генезисе серных месторождений провести минерагенический анализ Европейского Северо-Востока с позиций серообразования и определить области с геологическими условиями, в различной степени благоприятными для формирования серных месторождений. Однако прежде всего дадим краткую характеристику Дозмерского и других известных серопроявлений, поскольку имен-

но находки самородной серы являются ключевыми признаками сероносности и на них в первую очередь опираются перспективные оценки и прогнозы.

### Дозмерское серопроявление

Дозмерское серопроявление находится в верховьях р. Северной Кельтмы на правом берегу ее правого притока — небольшой речки Дозмеры, в 100 км к юго-востоку от Усть-Кулома. Оно приурочено к восточной призматической части пологой Елмачпарминской антиклинальной структуры, являющейся одной из наиболее поднятых структур Кельтменско-Камского вала.

Самородная сера встречена здесь в подошве нижнеказанских (нижнедозмерских) известняков вблизи контакта их с кунгурскими (елмачпарминскими) гипсоангидритами в разрезе девяти скважин. Сероносные породы залегают на глубинах около 100 м, образуя на пологом крыле антиклинали синклинальный прогиб с амплитудой около 7—8 м, в результате чего отметка подошвы осернения колеблется от 38,7 до 45,5 м. Возможно, что синклинальный прогиб является результатом дизъюнктивного нарушения, не обнаруженного на поверхности. Коренные породы покрыты мощным (50 м) чехлом четвертичных отложений. На наличие такого нарушения с вертикальной амплитудой смещения в 3—5 м указывает анализ изогипс кровли гипсоангидритов и наличие брекчированных и перемятых пород в керне скважин.

Серная минерализация приурочена к так называемой продуктивной пачке нижнедозмерских слоев (рис. 12), в составе которой преобладают известняки и доломиты с редкими линзовидными прослоями глин мощностью не более 10—15 см. Под микроскопом известняк представляет собой гетеробластовый агрегат кальцитовых зерен величиной от 0,02 до 0,05 мм, участками более крупных (0,2—0,5 мм). По крупнозернистому кальциту развиваются агрегаты доломита с размером частиц 0,01—0,08 мм. В породе встречаются халцедоновые желваки и миндалины колломорфного сложения, пленки битуминозного вещества на поверхности кальцитовых зерен, включения пирита, примесь хлорита, глауконита, даллита, коллофанита, турмалина, глинистых частиц. Местами известняки продуктивной пачки загипсованы. Гипс присутствует в виде отдельных гнезд до 5 см в поперечнике, прожилок, в виде рассеянной вкрапленности с размером зерен 0,03—0,04 мм. Интенсивность огипсования увеличивается с уменьшением содержания серы. В парагенезисе с гипсом иногда отмечаются волокнистые и призматические кристаллики целестина.

Самородная сера инкрустирует стенки каверн в известняке,

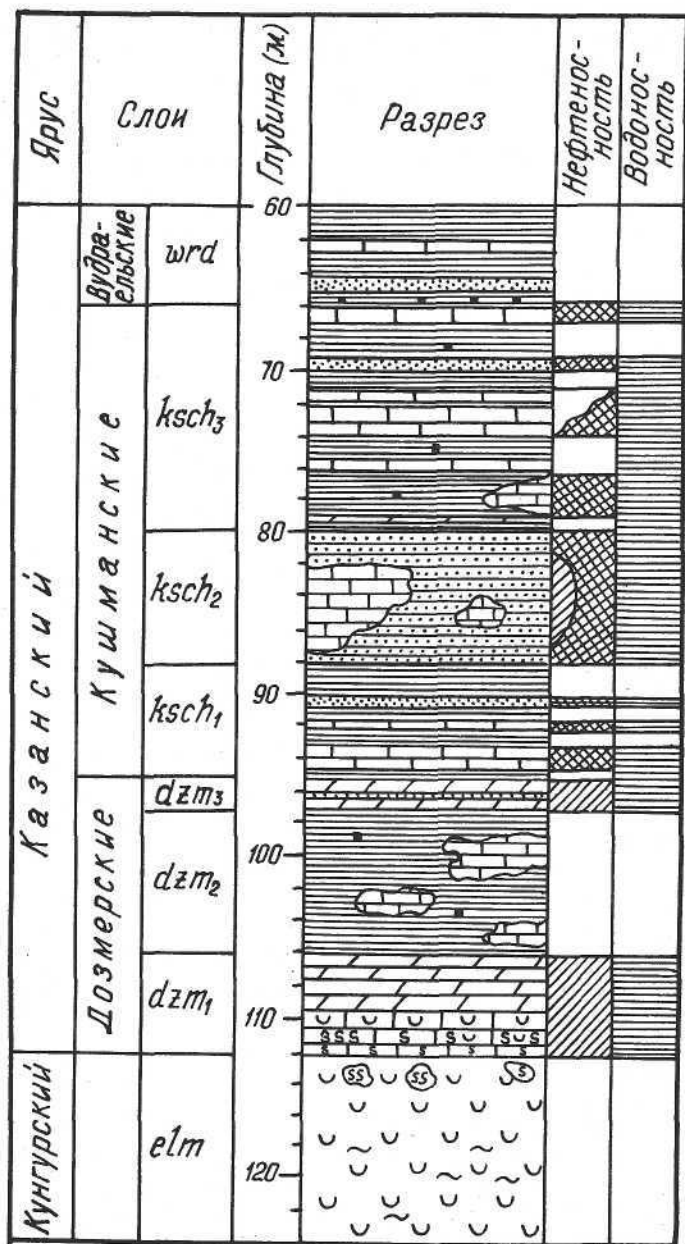


Рис. 12. Стратиграфический разрез Дозмерского серопоявления и по-  
ложение в нем сероносного горизонта.  
Условные обозначения — стандартные.

**выполняет каверны и тонкие трещинки** нацело, образует тонкую **вкрапленность** в известняке. Вполне отчетливо выступает вторичный (эпигенетический) характер осернения с метасоматическим замещением серой зерен и включений гипса. В парагенезисе с серой встречаются кальцит, целестин, пирит, халцедон и битумы. Сера обычно крупно- и мелкокристаллическая, зеленовато-желтая, иногда битуминозная. В ряде скважин встречена темно-бурая скрытокристаллическая сера, которую в процессе разведки нередко принимали за битуминозный доломит (Чернов, 1944). Кроме известняка, тонкие вкрапленники серы отмечаются в кристаллах, вторичного гипса.

Гнезда и включения самородной серы иногда встречаются и в подстилающих продуктивную пачку елмачпарминских гипсо-ангидритах.

За пределами серопроявлений нижняя пачка дозмерских слоев представлена тем же литологическим комплексом. Местами известняки сильно кавернозные, местами трещиноватые, обломочные, сцементированы вторичным кальцитом. Каверны и трещины заполнены загустевшей нефтью. Это говорит о значительных вторичных изменениях, которым подверглись известняки продуктивной пачки за пределами участков с обнаруженным осернением, и указывает на их возможную сероносность.

Среди осерненных пород имеются многочисленные битумопроявления вплоть до наличия жидкой сильно окисленной парафинистой нефти (уд. вес 0,9837, содержание серы—1,7%, твердого парафина — 3,5%).

Таким образом, геологические условия залегания и строения Дозмерского серопроявления находятся в соответствии с общими для всех перспективных серных месторождений особенностями, установленными А. С. Соколовым (1958). Это Позволяет утверждать, что Дозмерское серопроявление составляет с ними единую генетическую группу и своим происхождением обязано геохимическим процессам, протекающим в зоне взаимодействия кислородсодержащих пресных или слабосоленых инфильтрационных вод с погребенными хлоридными щелочно-земельно-натриевыми рассолами в присутствии углеводородов среди пород сульфатно-карбонатного состава.

Дать полную оценку Дозмерскому серопроявлению пока невозможно ввиду недостаточности фактического материала. Кроме того, как показал анализ материалов, первичная документация и опробование были некачественными. Пропускались целые горизонты серных руд, особенно битуминозных. Мы считаем, это серопроявление и его район перспективными. Необходимо пробурить несколько дополнительных скважин в пределах выявленной площади осернения, особенно в районе скважин с низким выходом керна, а также проследить распространение осернения на запад и юго-запад вплоть до выхода доз-

мерских слоев под четвертичные отложения. Кроме того, желательнее проревизировать бурением юго-восточную часть Канавской антиклинали и западную призматическую часть Елмачпарминской структуры; не исключена возможность наличия осернения и в более глубоких елмачпарминских и канавских слоях.

Похоже, что важную роль в формировании серных залежей имели долины ручьев, впадающих в Дозмеру, и закарстованные зоны. По ним могли проникать в дозмерские слои, в зону сероводородного заражения, инфильтрационные воды, вызывая окисление сероводорода до элементарной серы. В долинах этих ручьев и надо вести в первую очередь поиски серы. Проведенные нами в 1985 г. экспедиционные работы еще раз подтвердили перспективность этих, направлений работ.

Нужно заметить, что при оценке серопроявлений и при поисках серы в 40-х гг. ориентировались на традиционные горные способы добычи руд. На современном уровне подобные дозмерской залежи целесообразнее обрабатывать методом подземной выплавки серы, поэтому обнаружение серии даже мелких залежей может представить промышленный интерес.

### **Отдельные находки серы и мелкие серопроявления**

На Европейском Северо-Востоке самородная сера была найдена во многих местах. Письменные и устные сведения о находках серы нами были собраны и суммированы еще в 1964 г., позднее они дополнялись.

Укажем основные из них.

**Серопроявления Мезенской Пижмы.** По устному сообщению Н. В. Калашникова, он наблюдал в 1960 г. в битуминозных умбинских песчаниках среднего девона, обнажающихся в бассейне р. Мезенской Пижмы, рассеянную неравномерную вкрапленность мелкозернистой желтой серы. В переданных нам образцах наблюдаются отдельные зерна серы, представляющие собой мельчайшие ограненные кристаллики.

**Серопроявления на р. Ижме.** Ряд исследователей (Сидоров, 1881; Лангауэр и Остроумов, 1911; Артамонов, 1926) в своих работах, отмечали наличие серы в парагенезисе с серным колчеданом на р. Ижме. Сера, видимо, образовалась в результате окисления пирита и марказита.

**Большепорожское серопроявление.** А. И. Зоричева (1963, с. 500) отметила, что на крыльях Большепорожской структуры в среднем течении р. Выми в серых аргиллитах верхнеказанского подъяруса «по поверхностям наслоений обнаружены мелкие кристаллы серы».

**Нижнеомринское серопроявление.** Сера встречена в скв. № 8 (инт. глуб. 340, 51—342, 56 м) в доломитах турнейского яруса.

**Серопроявления Южного Тимана.** На водоразделе рек Вычегды и Черы, как сообщает Б. М. Овчинников по данным Х. О. Траата, одна из скважин СЗГУ встретила прожилок серы мощностью 5 см. Геологическая ситуация неясна. По сообщению Ю. К. Крылова, в скв. 99 на ЮВ Тимане сера была встречена в фаменских отложениях.

**Западно-Соплеское серопроявление.** По данным Т. И. Кушнаревой, самородная сера встречается по трещинам в мергелях и доломитах верхнего девона в скв. 174 в инт. 724, 0—769,0 м.

**Кедвинское серопроявление.** О находках серы в известняках на р. Кедве сообщает Б. М. Овчинников со слов А. В. Иванова.

**Серопроявления Усть-Вои и Большого Соплеса** также обнаружены Н. В. Калашниковым. Они приурочены к песчаникам свиты точильного камня  $C_1$ , которые в пределах серопроявлений сильно битуминозны. Кроме неправильной формы пятен тонкозернистая самородная сера встречается в виде примазок по стенкам трещин. Непосредственно рядом с серопроявлениями в русле реки имеется сероводородный источник, отлагающий самородную серу и черный ил сульфида железа.

**Серопроявление на р. Большой Паток.** В 1963 г. научными сотрудниками Института геологии Коми филиала АН СССР В. А. Чермных и Н. В. Калашниковым при изучении каменно-угольных отложений правобережья средней Печоры, на р. Большой Паток (правый приток р. Щугора) в известняках нижнего карбона было встречено небольшое, но генетически интересное серопроявление. Образцы серы были доставлены нам для исследования.

Самородная сера приурочена к кальцитовым прожилкам мощностью 0,5—2 см, секущим слабо битуминозные темно-серые доломитизированные известняки. Плотная восковидная сера без видимой зернистости отлагалась позднее кальцита. Эти же известняки секутся флюоритово-кальцитовыми прожилками, в которых флюорит отложился раньше кальцита или почти одновременно с ним.

**Серопроявления р. Орловка-ель.** В угленосных кварцевых песчаниках свиты  $C_1$  (нижний визе), обнажающихся на берегах р. Орловка-ель, притока р. Подчерем, Н. В. Калашников встретил небольшие неправильной формы желтые пятна, представляющие собою тонкую вкрапленность серы в песчаник.

**Серопроявления Новой Земли.** В. И. Вернадский (1911) указывал на наличие выходов землистой серы у Староверовской бухты на Новой Земле. Других сведений об этом серопроявлении не имеется.

**Вайгачские серопроявления.** Как продукт окисления поли-

металлических руд самородная сера отмечалась на месторождении Раздельном на о-ве Вайгач.

**Серопроявление** на р. Каре. Кристаллы самородной серы размером в несколько миллиметров встречались нами в кавернах в перекристаллизованных визейских известняках.

**Силовское серопроявление.** Прожилки самородной серы мощностью 0,4 см, образующие густую сеть в визейских известняках, встречены в керне скв. 42 в бассейне р. Силовая на юго-восточном крыле Пайхойского антиклинория на глубине 258,3 м. Сера зеленоватого-желтого цвета, сливная, кристаллическая (Юшкин, 1980).

Большая часть серопроявлений Европейского Северо-Востока, за исключением Дозмерского, относится к малоперспективному типу — месторождениям типа выполнения. Они образовались в результате окисления сероводорода подземных вод в местах их разгрузки. Сера отлагалась в уже готовых полостях, какими являлись поры и трещины вмещающих пород, но никакого заметного взаимодействия сероотлагающих растворов с вмещающими породами не наблюдается.

Дозмерское же серопроявление генетически относится к типу, переходному от метасоматического к месторождениям выполнения, весьма интересному с точки зрения перспектив сероносности. Оно образовалось в зоне сложного взаимодействия «нефтяных» сероводородсодержащих вод и сульфатных пород в условиях геохимического кислородного барьера. Интересно также Большепорожское серопроявление, обнаруженное в пределах структуры, перспективной на серу по целому ряду признаков. Да и все другие серопроявления, за исключением образовавшихся в результате окисления сульфидов, могут рассматриваться как прямые признаки возможного промышленного осернения в благоприятных литологических горизонтах (сульфатно-карбонатные отложения).

Наличие серопроявлений указывает на благоприятные условия для накопления серы в палеозойских отложениях вдоль западного склона Урала, на склонах Тимана и в юго-западном Притиманье, причем серопроявления юго-западного, юго-восточного Притиманья и западной зоны Урала наиболее интересны для выяснения перспектив сероносности.

Интересно, что серопроявления и серные месторождения других районов Восточно-Европейской сероносной провинции по особенностям геологического строения совершенно аналогичны Дозмерскому серопроявлению. В частности, подобное геологическое строение имеют обнаруженные в соседней Пермской области серопроявления Верхнечусовских Городков (Акратов, 1947) и Асюльские серопроявления (Залкинд, Оборин, 1964). Первые приурочены к огипсованным участкам кунгурских, мергелей, вторые — к кровле артинских огипсованных органоген-

но-обломочных доломитизированных известняков. Близкое геологическое строение имеют и известные серные месторождения средней Волги (Отрешко, 1960).

### Сероводородные источники

Очень важным признаком сероносности является наличие сероводородных источников, которые указывают на активность сероводородопроизводящих очагов и миграцию сероводорода в зону окисления, а, следовательно, и на возможность накопления серы. Кроме того, сероводородные источники имеют самостоятельное значение, особенно бальнеологическое.

На Европейском Северо-Востоке известно довольно большое число сероводородных источников.

Сероводородные источники восточной периферийной части Северо-Двинского артезианского бассейна приурочены в основном к краевым зонам распространения гипсово-доломитовых пермских пород.

Сероводородный источник на р. Волонге, описанный А. А. Черновым (1947), вытекает из девонские отложений. Состав вод хлоридный натриевый с минерализацией 13,6 г/л, содержание сероводорода 11,2 мг/л. Сероводородный источник на р. Пижме Мезенской отмечается А. А. Скоробовым и В. И. Смирновым (1939), более подробные сведения о нем отсутствуют. В этой же работе содержатся сведения о двух источниках на р. Выбор в 2,5 и 30 км от устья. В русле этих источников отлагаются корки натечной серы. Известны источник с сероводородом на р. Пинеге, в километре выше устья р. Шоды, а также сероводородный источник в бассейне р. Червонки, впадающей в р. Яренгу. Широко известны источники в районе г. Сольвычегодска, но они, видимо, связаны с четвертичными отложениями. Обнаружено значительное содержание сероводорода в водах Сереговского источника и в источниках у оз. Синдорского. В последнее время в районе курорта Серегово обнаружены сероводородные грязи с содержанием до 1,42 г сероводорода на килограмм. В том же районе, в устье р. Чисвы при впадении ее в р. Вымь, давно известен сероводородный источник, вытекающий из нижнепермской гипсоносной толщи, с содержанием сероводорода 2,0—2,72 мг/л. Состав вод сульфатный кальциевый с минерализацией 2,3 г/л. На самой южной оконечности Тимана, на левом берегу р. Лопью, из нижнепермских сульфатно-карбонатных пород также вытекает сероводородный источник типа, близкого к чисвинскому.

Кроме того, сероводородные воды в восточной периферийной части Северо-Двинского артезианского бассейна вскрыты рядом скважин в Ухтинском районе (девон), на Аныбской структуре (карбон), на Елмач-Парме (пермь, карбон), в Серегове, Княжпогосте (пермь), в скв. 839 (девон) и скв. 821 (девон)

на Южном Тимане. Воды, вскрытые этими скважинами, по химическому составу, так же, как и воды сероводородных источников, относятся к переходным от хлоридных натриевых рассолов к инфильтрационным сульфатным магний—кальциевым водам и отличаются пестротой состава. Так, воды, вскрытые скв. 821, хлоридные натриевые с минерализацией 46 г/л, скв. 99 (в Ухте)—хлоридные натриевые с минерализацией 55 г/л, а вскрытые скв. 116 в Княжпогосте — сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 7 г/л.

По периферии Печорского сложного артезианского бассейна также обнаружено много сероводородных, источников.

На Южном Тимане известен сероводородный источник на р. Ижме, вытекающий из среднекаменноугольных известняков. На р. Вишере, к югу от соляного месторождения Мамыль, тоже есть сероводородный источник. А. А. Скоробов и В. И. Смирнов (1939), а ранее Г. А. Чернов (1932) описали группу сероводородных источников, вытекающих из пермских отложений в пойме р. Патраковки — левого притока верхней Печоры. Несколько восточнее, на правом берегу р. Уны, впадающей в Печору, на небольшом руч. Светлый Родник из темно-серых битуминозных каменноугольных известняков также, выбивается сероводородный источник. Еще один сероводородный источник в бассейне верхней Печоры, вытекающий из живецких известняков, описан В. А. Варсанюфьевой (1940) на Шежиме Илычском, левом притоке р. Илыч.

В южной части Печорской гряды и в среднем течении р. Печоры описано несколько крупных сероводородных источников, содержащих до 1000 мг/л сероводорода. Целая группа источников на правом берегу р. Щугора описана А. А. Черновым (1932). Источники вытекают из артинских битуминозных известняков, образующих здесь Вуктыльскую антиклинальную складку, и впадают в р. Щугор. В их русле интенсивно отлагается коллоидальная самородная сера и черные хлопья сульфида железа. Содержание сероводорода не превышает 10 мг/л. Довольно большой сероводородный источник известен на левом берегу р. Вой, недалеко от карьера точильного камня. Источник дренирует каменноугольные битуминозные песчаники восточного крыла брахиантиклинали. По сообщению А. А. Чернова (1932), сероводородный источник находится также в низовьях р. Большой Каменки, правого притока р. Большой Кожвы. Он вытекает из-под каменноугольных известняков турне и отлагает в русле самородную серу. Состав вод Щугорского источника хлоридно-карбонатный магний-кальций-натриевый с минерализацией 0,7 г/л, Войского источника — хлоридный натриевый с минерализацией 1,5 г/л, источника Каменка — сульфатно-карбонатно-хлоридный магний-кальций-натриевый с минерализацией 0,7 г/л.

На гряде Чернышева известны три сероводородных источ-

ника (Чернов, 1932). Группа сероводородных источников находится среди скал Адака на левом берегу р. Усы вблизи восточной окраины гряды Чернышева. Существует поверье, что олени, выпившие воды этих источников, будто бы гибнут. Целая группа теплых источников известна по левому притоку р. Адзвы — Пымва-ю, часть из них содержит сероводород. Воды этих источников хлоридные натриевые, вытекают из сбросовой трещины, рассекающей битуминозные каменноугольные известняки. В русле источников отлагается известковый туф, местами содержащий самородную серу. Сероводородные источники имеются и в пойме р. Харуты — левого притока р. Адзвы.

Очень широко известен Воркутский сероводородный источник на поднятии Чернова, вытекающий из визейских известняков карбона на р. Воркуте между Аяч-Ягой и Сыр-Ягой в 25 км выше рудника Воркута. Вода вытекает из трещин известняков тремя мощными струями с дебитом по замеру 25.V.1939 г. около 19 л/сек (Барыгин, 1941). Запах сероводорода слышится летом на расстоянии 300—400 м от источника, зимой — на расстоянии более километра. Непосредственно у источника в его русле отлагается черный ил сульфида железа и налеты серы. Вдоль правого берега р. Воркуты, в которую впадает источник, идет полоса водорослей, окрашенных серой. Ширина полосы 3—4, длина — около 400 м. Выше источника в известняках обнаружена пещера высотой около метра, уходящая по падению известняков. Видимо, она была когда-то выходом источника, так как инкрустирована местами кальцитом и флюоритом. Воды источника сульфатно-хлоридные кальций-натриевые с минерализацией 0,8—1,0 г/л. Содержание сероводорода в воде около 20 мг/л, в свободном газе — 0,5 объемных процентов. В пределах поднятия Чернова несколько соленых источников описано на р. Сола-ю (Чернов, 1945), вода некоторых из них имеет сероводородный запах.

В периферийных частях Печорского сложного артезианского бассейна сероводородные воды вскрыты также рядом буровых скважин в районе Ухты (девон), Верховской (карбон), на Нибеле (девон), Южном Тимане (пермь), Печорской гряде (карбон) и в других местах. Особенно высоким содержанием сероводорода характеризуются подземные воды Косью-Роговой впадины (112 мг/л  $H_2S$ , минерализация—10,5 г/л) и части Печорского артезианского бассейна, прилегающей к гряде Чернышева (290 мг/л  $H_2S$ , минерализация 70 г/л).

Детальные данные о сероводородных водах провинции имеются в работе Л. В. Мигунова и др. (1983).

Таким образом, в периферийных частях Северо-Двинского и Печорского артезианских бассейнов имеются области разгрузки сероводородных вод, что указывает на наличие здесь условий, благоприятных для серонакопления.

## Предпосылки сероносности

Кроме прямых признаков сероносности — серопроявлений и сероводородных источников, для оценки перепластов сероносности используется целый ряд геологических предпосылок и признаков сероносности (стратиграфических, фациально-литологических, геотектонических, геоструктурных, минералого-геохимических, гидрогеологических, гидрогеохимических, геоморфологических), детальный анализ которых дан в работах А. С. Соколова (1958). Напомним коротко о них.

Известно, что стратиграфически месторождения самородной серы распределяются неравномерно, концентрируясь в основном в отложениях перми и неогена, где локализованы в сульфатно-карбонатных комплексах, обычно в приконтактовых зонах карбонатных пород с сульфатами. В геоструктурном плане все месторождения находятся в зонах сочленения поднятий с прогибами и приурочиваются к положительным тектоническим структурам с разрушенным сводом, локализуясь в ослабленных их частях (замке, вблизи разрывных нарушений и т. п.), а в районах со спокойным залеганием пород — на моноклиналях, погружающихся в сторону прогибов. Размытость покрышек над перспективными на серу сульфатно-карбонатными комплексами в пределах этих структурных элементов является необходимым условием сероносности. Очень важным является то, что месторождения серы всегда располагаются в нефтегазоносных районах по границам артезианских бассейнов, в зоне взаимодействия глубинных хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов с инфильтрационными водами, где создаются благоприятные условия для образования сероводорода и его окисления до элементарной серы. Эти закономерности, как указывает А. С. Соколов (1958), обоснованы большим фактическим материалом, проверены во всех сероносных районах и рекомендованы в качестве основных геологических предпосылок для прогноза, поисков и разведки месторождений самородной серы.

Для выявления площадей с благоприятными условиями серонакопления нами был произведен анализ геологического строения Европейского Северо-Востока и выделены участки, геологические особенности которых отвечают всей совокупности благоприятных предпосылок сероносности. Этот анализ полностью изложен в наших опубликованных и фондовых работах (например, Юшкин, 1964 г.), и мы не будем повторять его здесь, а лишь кратко охарактеризуем площади с различными условиями серообразования, которые выделены на прилагаемой карте (рис. 13).

**1. Площади, весьма благоприятные для формирования крупных месторождений метасоматического типа,** наиболее интересные с прогнозной точки зрения, охватывают зоны сочленения геоструктурных поднятий с прогибами, в пределах которых суль-

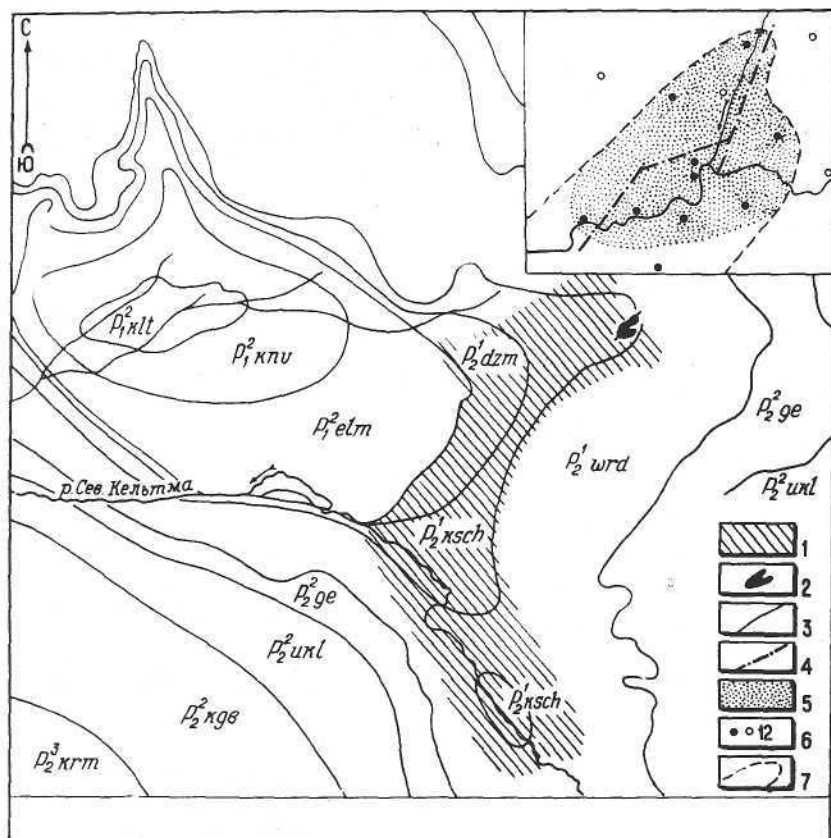


Рис. 13. Геологическое строение Елмач-Парминской антиклинальной структуры.

1 — перспективные площади; 2,5 — осерненный участок; 3 — геологические границы; 4 — предполагаемое нарушение; 5 — осернение; 6 — скважины, встретившие (черные значки) и не встретившие (белые значки) серу; 7 — контур осернения (на врезке).

фатно-карбонатные комплексы выходят непосредственно на земную поверхность в результате размыва сводовых частей антиклинальных структур. Крылья этих структур погружаются в глубокие депрессии, содержащие хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы. В периферийных частях артезианских бассейнов, захватывающих эти площади, на поверхность выходят многочисленные сероводородные источники. Районы, перспективные на самородную серу, перспективны и в отношении нефтегазоносности и имеют многочисленные нефтепроявления. На этих площадях обнаружены многочисленные серопроявления.

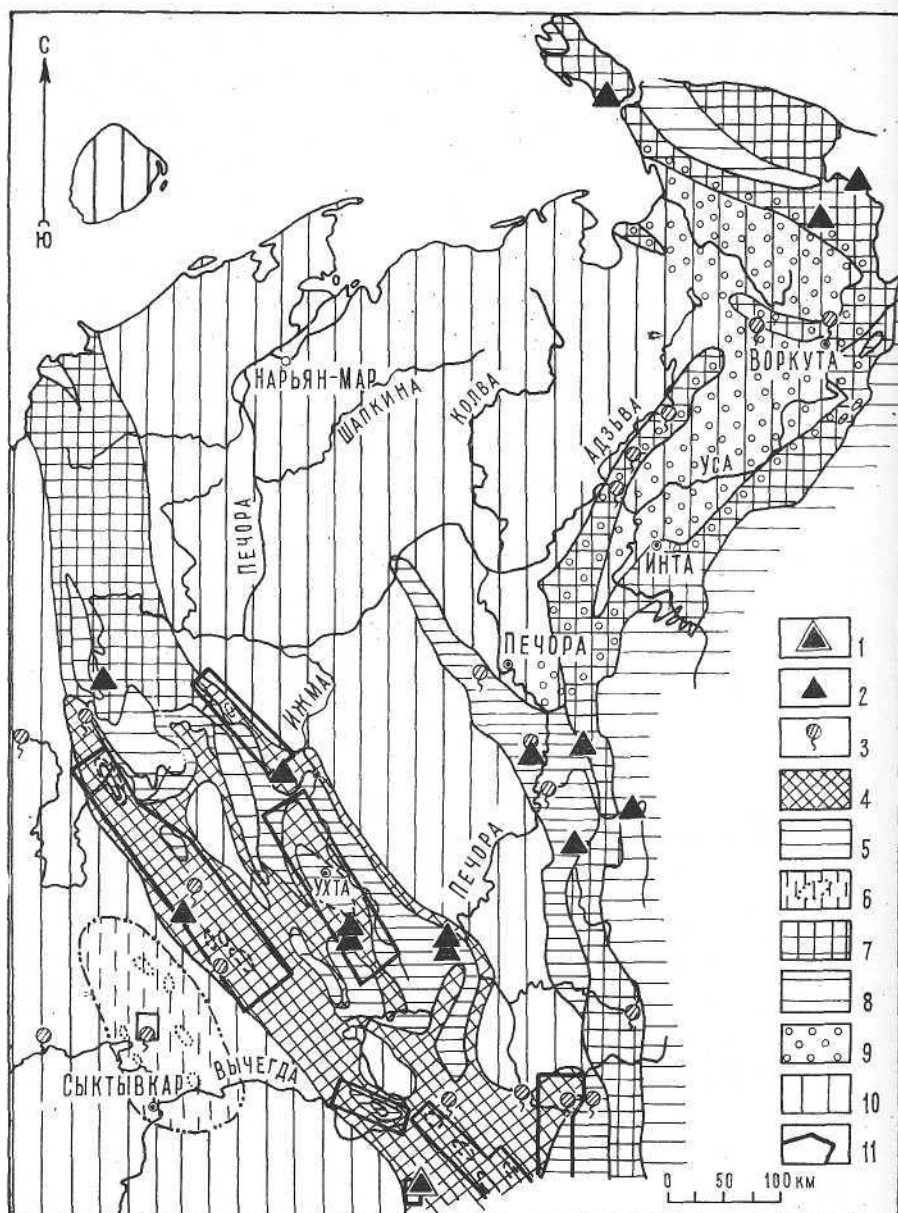


Рис. 14. Карта сероносности Европейского Северо-Востока. Составил Н. П. Юшкин.

1 — Дозмерские серопроявления; 2 — прочие серопроявления; 3 — главные сероводородные источники; 4 — площади весьма благоприятные для

формирования месторождений метасоматического типа; 5 — площади благоприятные для формирования месторождений типа выполнения; 6 — площади, благоприятные для накопления серы в кепроках соляных куполов; 7 — площади с ограниченными условиями для формирования месторождений; 8 — площади, неблагоприятные для серообразования; 9 — площади, перспективные на газовую серу; 10 — площади с невыясненными условиями серообразования; 11 — участки, на которых рекомендуются детальные исследования.

На значительную сероносность выделенных площадей указывает и целый ряд других стратиграфических, фациально-литологических, геотектонических, геоструктурных, структурных, минералого-геохимических, гидрогеохимических и гидрогеологических предпосылок. Границы этих площадей выделены на прилагаемой карте (рис. 14), из которой видно, что они охватывают в основном юго-западное Притиманье, восточный склон Тимана от верховьев Печорской Пижмы и протягиваются до Верхнепечорского Приуралья. В пределах этих площадей перспективными являются девонские (верхнефранские) отложения Ухтинской планантиклинали, каменноугольные (касимовские и гжельские) и пермские (сакмарские и артинские) отложения юго-западного Притиманья, кунгурские отложения в границах всей площади и уфимские отложения в юго-западном Притиманье. Здесь можно выделить наиболее интересные участки, на которых рекомендуется постановка детальных прогнозных, поисковых или разведочных) работ.

**II-A. Площади, благоприятные для формирования месторождений типа выполнения,** включают выходы на поверхность палеозойских отложений в пределах Печорской гряды, область распространения палеозойских отложений внешней (западной) зоны Предуральского прогиба в бассейнах рек Шугора и Илыча, а также выходы палеозоя в бассейне верхней Печоры. На Южном Тимане к этим площадям относятся выходы бессульфатных каменноугольных, а местами и пермских отложений в пределах Четласско-Цилемского, Вымско-Вольского и Ухтинского валов, на южной оконечности Тимана и бессульфатные каменноугольные отложения в ядрах Мезенской, Обдырской и Джежимпарминской антиклинальных структур. Сюда же относятся и выходы нижнефранских пород в ядре Ухтинской планантиклинали.

Эти площади можно рассматривать как не перспективные для поисков метасоматических серных месторождений, так как в их пределах перспективные на серу сульфатно-карбонатные палеозойские комплексы не обнажаются на земной поверхности. Однако наличие сульфатных пород в разрезе приводит к тому, что на наиболее перспективных по другим признакам участках имеются сероводородопроизводящие очаги, довольно интенсивно продуцирующие сероводород, который внедряется в зону окисления в виде многочисленных сероводородных источников. Здесь же известны и серопроявления, образовавшиеся в

результате окисления сероводорода. Представляется вполне возможным, что на выделенных площадях могут сформироваться месторождения серы типа выполнения, приуроченные к зоне выклинивания сероводородных вод в окислительную обстановку, если на этих участках развиты карбонатные или песчаные породы с хорошими коллекторскими свойствами, способные до полного запечатывания полостей успеть вместить большие количества серы и новообразованных парагенных ей минералов. С этой точки зрения представляют интерес выделенные Б. Н. Любомировым зоны регионального закарстования в каменноугольных известняках.

**П-Б. Площади, благоприятные для накопления серы в кепроках** соляных куполов, выделяются нами с некоторой долей условности, так как об их геологическом строении к настоящему времени мы располагаем весьма скудными сведениями. Сюда относится выделенная на карте площадь, прилегающая к Сереговскому соляному куполу. В пределах этой площади определено установлена Сереговская соляная структура, которая детально охарактеризована в главе о каменной соли.

Главным породообразующим минералом соляного штока в Сереговском куполе является галит, загрязненный включениями фиолетово-красной глины, доломита, ангидрита и гематита, иногда сильвина. Кепрок представлен красно-фиолетовыми глинами, аргиллитами, зеленовато-серыми глинами, алевролитами, доломитами, песчаниками и имеет брекчиевидную текстуру. Толща кепрока пропитана вторичным розовым и белым гипсом, образующим сложную сеть прожилков. Часто гипс встречается в виде желваков в глинах, является цементом брекчии, цементом песчаников, образует прослойки розового селенита в доломитах. Интересно отметить, что в скв. 2 и 3 толща фиолетовых глин кепрока контактирует с солью через промежуточную пачку, состоящую из ангидрита и доломита, причем ангидрит продолжает встречаться и выше.

Таким образом, кепрок Сереговского купола по своему петрографическому составу близок к кепрокам соляных куполов побережья Мексиканского залива, вмещающем крупнейшие серные месторождения, и отличается от них более высокой глинистостью. Конечно, трудно ожидать встретить в нем крупное месторождение серы, так как купол достаточно густо разбурен. Однако особенности строения и состава кепрока и довольно высокие перспективы нефтеносности данного района убеждают нас в том, что другие, более погруженные купола этого района, могут оказаться сероносными.

Э. А. Кальберг считает, что обнаруженная геофизическими работами Часовская структура на левобережье р. Вычегды имеет соляно-купольную природу, а Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик рассматривают как соляной купол кроме Часовской и Вильгортскую структуру. В последние годы геофизическими ра-

ботами в пределах выделенной площади обнаружена целая группа структур: Макараибская, Турьинская, Княжпогостская, Микунская, Верхневишерская, Корткеросская, Пажгинская, Локчимская, Лапьюская, Выдзьюрская, Нючпасская, Венибская, Кажимская, Гужская, Устьявонтымская. Некоторые из них при дальнейших исследованиях могут оказаться солянокупольными.

По предположению В. А. Разницына, соляные купола могут быть встречены и в окрестностях Мамыля и прилегающем районе верхней Печоры.

**III. Площади с ограниченно благоприятными условиями серообразования включают** довольно обширные выходы бессульфатных палеозойских пород на Новой Земле, о-ве Вайгач, на юго-западном и северо-восточном крыльях Пайхойского антиклинория, во внутренней и местами внешней зоне Предуральского прогиба, на поднятии Чернова, гряде Чернышева, восточном и западном склонах Северного Тимана. Отсутствие или крайне ограниченное развитие сульфатных пород в разрезе палеозоя этих районов делает их бесперспективными для поисков серных месторождений метасоматического типа, по ряду же прочих признаков (геоструктурных, геохимических, гидрогеологических) эти районы можно рассматривать как перспективные для поисков месторождений типа выполнения. Однако те же признаки, а в частности, невысокое содержание сероводорода в сероводородных источниках, и отсутствие условий для активной сульфатредукции говорят об ограниченных перспективах сероносности районов, и если есть шансы встретить на их территории серопроявления или незначительные месторождения серы типа выполнения, то возможность обнаружить промышленно-интересные месторождения серы слишком мала.

Сюда же относятся наиболее поднятые участки Тимана в его северной части, в пределах которых на поверхность выходят девонские бессульфатные породы. Южная граница площади проходит, примерно, в верховьях Пижмы, с запада и востока площадь ограничена выходами каменноугольных отложений, северная граница совпадает с береговой линией Чешской губы Печорского моря.

**IV. Площади с невыясненными условиями серообразования** включают в себя наиболее значительную часть территории района. К ним относятся вся огромная Печорская депрессия между Уралом и Тиманом, впадины Предуральского и Предтиманского прогибов, заходящая на территорию района часть Московской синеклизы. Перспективные на серу палеозойские отложения в пределах этих депрессий глубоко погружены и находятся в зоне затрудненного водообмена. Инфильтрационные воды на пути их фильтрации до глубоких горизонтов успевают полностью истратить растворенный в них кислород на окисле-

ние различных закисных соединений обводняемых пород и теряют свои окислительные свойства. Кроме того, на больших глубинах в резко восстановительной обстановке сульфатредуцирующие бактерии находятся в подавленном состоянии и имеют ограниченную способность к сульфатредукции. Находки месторождений серы в глубоких депрессиях пока не известны.

**V. Площади, перспективные на газовую серу.** Благодаря открытию природных газов с высоким содержанием сероводорода появляются новые перспективы провинции на газовую серу. Анализ этой проблемы и определение перспектив дали Л. А. Анищенко, Ю. М. Трифачев и В. П. Якуцени (1980). Точное оконтуривание перспективных площадей пока затруднительно, и они выделяются в значительной степени условно.

**VI. Площади, неблагоприятные для серообразования.** К этой категории относятся высоко приподнятые выходы древних толщ в пределах складчатой области Урала и Тимана, а также ордовикские отложения миогеосинклинальной западной и эвгеосинклинальной восточной зон Урала, осевой части Пайхойского антиклинория, островов Вайгача и Новой Земли. В пределах этих областей отсутствуют какие бы ни было признаки сероносности; они неперспективны в отношении сероносности по всем рассмотренным выше предпосылкам.

Однако в пределах этих площадей не исключены находки проявлений месторождений серы других, не рассмотренных нами типов, в частности, сульфидной серы.

Результаты проведенного выше анализа позволяют оптимистически оценивать вероятность открытия на Европейском Северо-Востоке продуктивных сероносных площадей, перспективы месторождений и дают возможность определить важнейшие направления геолого-поисковых работ. Они детально рассмотрены в нашей сводке (Юшкин, 1964).

Одной из первоочередных задач являются глубинные поиски в районе известного Дозмерского серопроявления: на его флангах и крыльях, Елмач-Парминской структуры, где можно предполагать наличие ряда серных залежей на глубинах около 100 м. Залежи могут отрабатываться методом подземной выплавки серы, поэтому промышленный интерес будут представлять даже мелкие тела.

Глубокие поиски с бурением скважин в 100—150 м необходимо провести и на других перспективных участках, в частности, на Ксенофоновской, Гырдазельской, Красноярской, Джержипарминской, Мыелдинской, Покичской и других структурах. Зоны окисления, которые широко использованы как поисковые признаки при поисках серы в местностях с аридным климатом, в условиях влажного климата проявлены плохо. Они обычно размыты, разрушены и не могут быть выявлены без специальных геохимических исследований, а над глубоко погруженными залежами вообще не развиты. Поэтому только бурение может

осветить продуктивность перспективных на серу горизонтов, причем наиболее интересные пласты должны разбуриваться с предосторожностями, обеспечивающими высокий выход керна (ограниченный рейс, сухое или с обратной промывкой бурение и т. п.).

В некоторых случаях эффективными могут оказаться геохимические поиски — газовая сероводородная и серометрическая съемка, микробиологическая съемка, а также рН-метрия, гидрогеохимические методы. Так как серные залежи отличаются от вмещающих пород весьма значительной пористостью, кавернозностью и даже пещеристостью, то, может быть, окажутся полезными геоэлектрические методы, используемые для выявления карстовых зон.

При поисках самородной серы следует иметь в виду возможность обнаружения и целого ряда других полезных ископаемых, формирующихся в тех же условиях, часто в парагенезисе с серой: озокерита, целестина, барита и др.

## СОДА

Изучение перспектив содоносности территории СССР начато с 1968 г. Основанием для этого явились слабая изученность сырьевой базы природной соды в СССР, трудности увеличения производства кальцинированной соды традиционными способами (аммиачный, рассолы содовых озер и т. д.) и непрерывный рост ее импорта.

В США, являющихся главным поставщиком соды, производство кальцинированной соды расширяется исключительно за счет увеличения добычи природной соды. Ускоренный рост добычи природной соды связан с освоением уникального месторождения троны в штате Вайоминг, открытого среди содоносных отложений формации Грин-Ривер эоценового возраста (Баталии, Касимов, 1971). Содоносная формация Грин-Ривер имеет континентальный генезис и сложена преимущественно озерными и аллювиальными отложениями мощностью до 400—460 м. Пласты троны или троны с галитом (всего их насчитывается около 40) залегают на глубине от 130 до 1200 м. Мощность пластов варьирует от нескольких сантиметров до 13 м. Общие запасы троны в пластах мощностью более метра оцениваются в 67 млрд. т.

В СССР эксплуатация современных содовых озер по существу прекратилась ввиду ограниченности в них запасов соды, а ископаемые месторождения природной соды еще не выявлены.

Крупных ископаемых проявлений соды у нас в стране в настоящее время также не известно. Исключением являются лишь находки давсонита в Припятской впадине, термонатрита в Прикамье, гейлюссита и нортупита в Западном Притиманье.

В Припятской впадине в отложениях визейского яруса нижнего карбона выявлены две пластообразные залежи давсонита. Залежи, как известно, представлены одним пластом давсонитовых руд мощностью 0,4—9,6 м с содержанием давсонита 10—

77,8%. Площадь залежи изменяется от 1,25 до 5,9 км<sup>2</sup>. Давсонитовые руды вскрыты на глубине 415—900 м и представляют собой плотные крепкие аргиллитоподобные образования серого или бурого цвета. Давсонит присутствует в них в виде тонкорассеянной вкрапленности микроигольчатых кристаллов, беспорядочно рассеянных среди пелитоморфной массы. Иногда он образует таблитчатые псевдоморфозы по полевым шпатам.

В Прикамье, в районе Верхне-Чусовских, городков, упомянутая выше находка термонатрита приурочена к верхнепермским отложениям. По данным А. У. Апродовой (1945), пласт термонатрита здесь залегает на глубине 16,2 м среди известковых песчаников и мергелей и имеет мощность 1,2 м. Термонатрит представляет собой коричневатую-серую брекчиевидную слабо кавернозную породу с примесью пелита и мелких (1—3 мм) галек известняка, мергеля и кремнистых пород. Брекчиевидность породы обусловлена наличием угловатых включений термонатрита среди остальной массы породы. В составе породы преобладают карбонаты натрия (71,9—95,6%), содержание хлоридов натрия и калия не более долей процента, а сульфат натрия не обнаружен.

В Западном Притиманье содопроявления представлены псевдоморфозами кальцита по гейлюсситу (Плотников, Татарский, 1946). На р. Елве, левобережном притоке р. Мезени, в отложениях татарского яруса верхней перми обнаружена зона псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу. Зона прослеживается в обнажениях на 2 км. Псевдоморфозы залегают или сплошным слоем, или рассеяны в породе. Мощность пласта с псевдоморфозами кальцита по гейлюсситу изменяется от 0,7 до 1,1 м.

Псевдоморфозы представляют собой правильно развитые кристаллы светло-зеленого цвета, с шероховатыми гранями и штриховками роста на них. Размер кристаллов от 0,02 мм до 15 см и более. Псевдоморфозы не всегда имеют правильную форму, иногда, разрастаясь, образуют глыбовые скопления размером до 20 см и более.

Наряду с этим заслуживает внимания находка псевдоморфоз по другому содовому минералу нортупиту (данные М. А. Плотникова, 1971 г.). На р. Пеше в скв. № 61 в отложениях татарского яруса верхней перми вскрыт пласт темно-серого доломитового минерала с обильными мелкими (2 мм) псевдоморфозами доломита по нортупиту. Интервал залегания замещенных содовых минералов 647—649 м. Отличительной особенностью мергелей является яркая пятнистость фиолетового и сиреневого цветов. Слоистость тонкая, горизонтальная. Характерна ложная брекчиевидность. В некоторых слоях наблюдаются включения микрооолитового анальцита и псевдоморфозы по каменной соли.

В результате прогнозных и поисковых работ (Илларионов,

1978, 1985) было установлено, что содовые залежи могли в Западном Притиманье образоваться и на других площадях.

### **Прямые признаки содоносности**

Прямыми признаками содоносности необходимо считать все находки соляных минералов содового типа (троны, нахколита, термонатрита, природной соды, давсонита, шортита, гейлюссита, нортупита и др.). Содовые минералы, как правило, бесцветны, реже окрашены в белый, серый и другие цвета, прозрачны или полупрозрачны, имеют стеклянный блеск. Большинство из них растворяются в воде и бурно вскипают при действии разбавленной соляной кислоты, что позволяет легко отличить эти минералы от сульфатов и галогенидов, в частности, от гипса, ангидрита, галита.

К прямым признакам содоносности, исходя из ее легкой растворимости, следует относить содовый состав водных вытяжек с содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия более процента; водные вытяжки с содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия более 0,5% следует рассматривать как содопроявления.

Важным показателем содоносности является содовый состав подземных вод с минерализацией более 50—70 г/л; содовые воды с содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия более 5 г/л следует рассматривать как самостоятельные содопроявления, особенно при обогащении их микроэлементами — бором, литием, ураном, ниобием, танталом и др. В Западном Притиманье к прямым признакам относятся находки псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу и доломита по нортупиту.

Гейлюссит и нортупит являются наиболее важными прямыми показателями содоносности. В промышленно-содовых отложениях формации Грин-Ривер (США) они пользуются широким распространением, уступая лишь троне и галиту.

### **Косвенные признаки содоносности**

**Развитие эвапоритов без гипса.** При прогнозных исследованиях содоносности необходимо учитывать наличие в отложениях безгипсовых залежей галита, мирабилита, тенардита, реже других солей: боратов (буры, улексита, колеманита), аутигенных кальций-магний-натриевых силикатов (альбита, анальцима, цеолитов, лафминита, сепиолита, монтмориллонита и т. д.); йоросиликатов (сирлезита, гаррелсита и др.).

**Структурно-тектонические предпосылки.** Первоочередны-

ми для исследований должны рассматриваться современные и древние впадины эпиплатформенных и эпигеосинклинальных орогенных областей, а также внутриконтинентальные депрессии в краевых (предгорных) частях платформ, сформировавшихся в позднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский этапы тектогенеза.

Следует, однако, иметь в виду, что чисто механическое ориентирование на современные впадины без учета древнего структурного плана может привести к отрицательным результатам. Так, месторождение троны во впадине Грин-Ривер американскими нефтеразведчиками обнаружено на склоне современного пологого поднятия. Отсюда следует, что структурно-тектонический анализ территорий, перспективных на соду, должен обязательно сопровождаться построением карты изопакит, отражающей древний структурный план. Наиболее перспективными структурами являются впадины и депрессии, выполненные полностью или частично озерно-континентальными отложениями, сформировавшимися в условиях аридного и семиаридного климата.

При активном тектоническом режиме и значительной расчлененности рельефа горноскладчатых систем и предгорных участков платформ возникают благоприятные условия для содообразования, в числе которых энергичное выветривание, поступление эндогенной  $\text{CO}_2$ , разгрузка содовых вод, группы или системы проточных и беспроточных озер, часто связанных между собой временными или постоянными водотоками.

**Палеогеографические предпосылки.** При прогнозировании содоносности палеогеографическая обстановка определяет ландшафтно-климатические особенности районов соленакопления и возможность существования замкнутых континентальных бассейнов в аридных и семиаридных условиях.

**Литолого-фациальные предпосылки.** Содоносные отложения и парагенные им образования генетически связаны преимущественно с озерно-континентальными фациями.

Благоприятным следует считать широкое распространение эвапоритов (карбонатов и солей), а также присутствие вулканогенно-осадочных пород и горючих сланцев озерного генезиса.

Важным критерием может быть полное отсутствие в осадках гипса и ангидрита, которые в типично содовых озерных бассейнах никогда не образуются, а при взаимодействии с содовыми водами растворяются с образованием псевдоморфоз кальцита по гипсу.

## Потенциально содоносные толщи Западного Притиманья

На основании изучения содопроявлений и анализа фактических материалов с позиции общих прогнозных критериев (Баталин, Шиманский и др., 1973, 1977) потенциально содоносными являются красноцветные отложения верхней перми.

**Уфимский ярус.** По литологическим признакам в уфимском ярусе Г. Ф. Будановым выделяются три свиты: зиминская, вычегодская и вымская.

Нижняя зиминская свита сложена красноцветными алевролитами и песчаниками с прослоями мергеля и ангидрита. Мощность свиты 32—149 м.

Вышележащая вычегодская свита представлена красно-бурыми алевролитами, глинами, мергелями с прослоями гипса и реже ангидрита. Разрез свиты завершается пачкой серых битуминозных слоистых известняков с прослоями бурых и серых мергелей. Мощность свиты 65—80 м.

Вымская свита характеризуется пятнистой окраской пород, незначительной их огипсованностью при полном отсутствии ангидрита. Разрез свиты представлен ритмично чередующимися алевролитами, мергелями и известняками. В верхней части свиты исчезает гипс и ангидрит, появляется первый (содовый) тип засоления пород, красноцветная окраска сменяется зеленовато-серой. Мощность свиты 46—90 м.

Казанские отложения представлены алевролитами, глинами, мергелями и известняками с фауной брахиопод, криноидей.

Татарский ярус, в соответствии со схемой А. А. Малахова и М. А. Плотникова, выделяется в объеме четырех свит: глотовская, елвинская, мезенская и белошельская.

Глотовская свита сложена преимущественно тонкослоистыми зеленовато-серыми, серыми алевролитами с прослоями песчаника, мергеля и аргиллита. Породы характеризуются первым (содовым) типом засоления. Содержание карбонатов и бикарбонатов натрия до 0,2%. Мощность свиты 34—142 м.

Елвинская свита представлена сероцветными мергелями с прослоями алевролита, известняка и доломита. Содержание карбонатов и бикарбонатов натрия в породе, без учета выхода керна, до 0,6%. Микрооолитовый анализ наблюдается по всему разрезу.

В среднем течении р. Елвы, на протяжении двух километров в низах разреза, наблюдается пласт светло-серого мергеля мощностью более 2 м, переполненный псевдоморфозами кальция по гейлюсситу. Псевдоморфозы залегают сплошным слоем или рассеяны в глинисто-известковой вмещающей массе.

В тех же отложениях, вскрытых на р. Пеша в 300 км к северу от р. Елвы, на том же стратиграфическом уровне в пласте

темно-серого известково-доломитового мергеля встречены обильные псевдоморфозы доломита по нортупиту.

Мезенская свита сложена толщей красно-бурых обломочных мергелей и глин, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников. В породах отмечаются водные оползни, зеркала скольжения. В нижней части разреза — псевдоморфозы по карбонатным минералам. В порах и пустотах отмечаются кальцит и кристаллический анальцит, редко встречаются прослои до 100 м микроолитового анальцита. Мощность отложений 20—140 м.

Белошельская свита представлена светло-серым мергелем с прослоями глины, реже известняка. В ярко-зеленой глине наблюдаются скопления микроолитового анальцита. Содержание карбоната и бикарбоната натрия в породе до 0,66%. В породах всюду наблюдается кальцит и анальцит. Мощность свиты 40—166 м.

В истории геологического развития района распространения потенциально содоносных толщ выделяются два крупных этапа: геосинклинальный, закончившийся в рифее, возможно, в кембрии, и платформенный — с кембрия по настоящее время. Этим двум этапам соответствуют нижний и верхний структурные ярусы. Нижний структурный ярус представляет собой сложно построенный кристаллический фундамент, верхний сформирован чехлом осадочных пород, имеющих палеозойский, мезозойский и четвертичный возраст. В верхнем ярусе выделяются две структурные зоны: Притиманский желоб и Мезенская синеклиза. В зоне Притиманского желоба по картам изогипс и изопахит татарского яруса и триаса, по данным гравиметрических работ, намечается Сафоновская, Шегмасская, Елва-Мезенская и Елва-Веслянская впадины, а в зоне Мезенской синеклизы — Косланская и Яренгская впадины.

При изучении подземных вод в татарских потенциально содоносных отложениях наблюдается определенная закономерность в их распространении, динамике, химизме и степени минерализации.

1. Зона интенсивного водообмена включает в себя подземные воды четвертичных, юрских и верхней части триасовых отложений. В верховьях рек Мезени, Выми и Вычегды, где отсутствуют отложения триаса, зона частично захватывает отложения татарского яруса. Мощность зоны составляет 25—60 м;

2. Зона затрудненного водообмена находится в области распространения триасовых и верхнепермских отложений. Гипсометрическая нижняя граница зоны расположена ниже базисов эрозии местных рек Содзим, Кула, Пижма, Елва, Вымь и выше эрозионного среза крупных рек Башка, Мезень и Вычегда. Мощность зоны меняется в пределах 45—150 м;

3. Зона весьма затрудненного водообмена включает в себя водоносный комплекс татарского яруса Сафоновского прогиба

и юго-запада территории. Верхняя граница зоны проходит ниже глубин 70—210 м, т. е. ниже базиса эрозии рек Мезени, Вашки и Вычегды. Наличие зоны весьма затрудненного водообмена обусловлено погружением комплекса татарских отложений в северном, юго-западном и южном направлениях на максимальные для данного района глубины и перекрытием его практически непроницаемыми отложениями триаса, юры и местами мела общей мощностью до 183 м, исключаящими всякую гидравлическую связь с поверхностью.

На исследуемой территории в плане можно выделить три типа гидродинамических областей: питания (инфильтрации) подземных вод; транзита и частичной разгрузки; аккумуляции стока.

Первая выделенная область соответствует зоне свободного водообмена, вторая — в некоторой степени зоне затрудненного водообмена и третья — зоне весьма затрудненного водообмена.

Питание водоносных комплексов осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подземного стока с западного склона Тимана.

Вниз по разрезу и в направлении к области аккумуляции стока, вследствие погружения отложений водообмен с поверхностью затруднялся. Наиболее затруднен он в татарских отложениях, погруженных участках Сафоновского прогиба, юго-запада и юга территории, где формировались воды хлоридного натриевого и гидрокарбонатного натриевого состава.

Гидрохимическая зональность находится во взаимосвязи с гидродинамической. В вертикальном разрезе сверху вниз выделяются три зоны:

зона А — пресных вод с минерализацией до 1 г/л;

зона Б — солоноватых вод с минерализацией от 1 до 3 г/л;

зона В — очень слабо соленых вод с минерализацией выше 3 г/л.

По химическому составу воды зоны А преимущественно гидрокарбонатные натриевые (48%) и гидрокарбонатные кальциевые (34%) первого типа (по классификации ВНИИГеолнефть), реже гидрокарбонатные кальциевые (14%) второго и третьего типов. По минерализации воды зоны А относятся к пресным и имеют минерализацию до 1 г/л. Содержание карбонатов и бикарбонатов натрия в воде колеблется в широких пределах от 0 до 531,7 мг/л.

Представляют определенный интерес локальные проявления гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией 1—3 г/л в четвертичных и современных отложениях, пространственно тяготеющих к Верхнемезенской, Вычегодской и Вашкинской площадям.

Промежуточное положение между зоной пресных (А) и соленых (В) вод занимает зона солоноватых вод (Б) с общей минерализацией 1—10 г/л.

Мощность зоны Б составляет от 37,5 до 125 м. По химическому составу воды зоны Б преимущественно хлоридные натриевые, реже сульфатные натриевые. Распределение вод по гидрохимическим типам следующее, %: Cl—Na—I (18); Cl—Na—II (36); Cl—Na—III (8); SO<sub>4</sub>—Na—I (6), SO<sub>4</sub>—Na—II (32).

По величине общей минерализации воды зоны Б подразделяются следующим образом: минерализация—1-5 г/л—42% проб; 5-10 г/л — 58% проб. В зоне Б pH колеблется в пределах 6,8—8,1. Содержание карбонатов и бикарбонатов натрия в воде, где установлено их присутствие, колеблется в пределах 29,24—677,68 мг/л, причем максимальные величины (600—677 мг/л) установлены в среднем течении рек Вашки и Сулы.

Следует отметить, что воды I типа пользуются преимущественным развитием в верхней части зоны Б. Ниже они сменяются на воды II типа хлоридного натриевого (62%) и сульфатного натриевого (38 %) составов.

Самое нижнее положение в гидрохимическом профиле занимает зона В соляных вод. Все воды относятся ко II (несодовому) типу хлоридного натриевого состава: pH вод колеблется в пределах 7,1—8,17. Следует отметить, что в пределах зоны В наблюдается присутствие локальных горизонтов с пониженной минерализацией и низким pH.

Общая минерализация вод зоны В составляет 10—25 г/л. Отмечается увеличение минерализации с глубиной.

Приведенные ниже данные о зональности подземных вод показали, что для образования и сохранения содовой залежи нужны определенные гидродинамические и гидрохимические условия. Совершенно очевидно, что для образования соды нужна замкнутая древняя впадина, являющаяся областью аккумуляции стока вод," содержащих карбонат и бикарбонат натрия.

Образовавшаяся сода может сохраниться только в зоне затрудненного и весьма затрудненного водообмена.

Наряду с вышеприведенными геологическими предпосылками в качестве поискового признака следует использовать данные гравиразведочных работ. Сода, как и любая соль, имеет плотность 2,1—2,15 г/см<sup>3</sup>, а вмещающие осадочные породы — 2,3—2,4 г/см<sup>3</sup>. Поэтому соляные залежи обычно характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести.

На рассматриваемой территории имеются площадные отрицательные гравиметрические аномалии, пространственно тяготеющие к краевым прогибам и впадинам.

Оценка перспектив содоносности. Исходя из рассмотренных геологических закономерностей образования природной соды и геологического строения исследуемой территории, составлена прогнозная карта содоносности Южного и Западного Прикамья. Она подготовлена на основе изучения имеющихся для Прикамья геологических и тектонических, а также литолого-

фациальных, палеогеографических и гидрогеологических карт, составленных в Вычегодской геолого-разведочной партии.

При составлении литолого-фациальных карт для каждой свиты татарского яруса производилось определение литологического типа разрезов. Полученные литологические типы разрезов группировались по комплексу первичных признаков осадка (структуре, текстуре отложений, знакам аутогенных минералов, конкрециям, включениям, окраске и засоленности пород) в литогенетические типы или литолого-фациальные зоны и подзоны. Границы литолого-фациальных зон проводились обычным способом интерполяции с учетом структурного положения изучаемых отложений.

Ниже приводится краткая характеристика основных, зон и подзон, выделенных на литолого-фациальных картах.

**Глотовская свита.** Установлены четыре крупные литолого-фациальные зоны: Сафоновская, Мезенская, Вычегодско-Мезенская и Вашкинская (рис. 15). Среди выделенных палеогеографических зон интерес представляет Вашкинская зона (IV), где развиты континентальные отложения эрозионно-аккумулятивной равнины. К ним относятся алевролиты с прослоями песчаника и глины, для которых характерна косая, горизонтальная и волнистая слоистость, красно-бурая, полосами серая, окраска. В нижней части разреза условия седиментации были неблагоприятными для содонакопления. Здесь присутствует гипс, целестин — это засолонение второго (не содового) типа. Условия для содообразования в верхней части разреза были более благоприятными: чаще отмечается кальцит, кристаллический анальцим, реже целестин, отсутствует гипс. Содержание карбоната и бикарбоната натрия в породе до 0,213%, но прямых; признаков содоносности нет. Основной причиной низкого содержания содовых минералов, по-видимому, явилось отдаление рассматриваемой зоны от источника питания натрием, карбонатом и бикарбонатом. Широко развитые вдоль Тиманского сооружения бассейны лагунного типа (I, II, III) препятствовали обильному поступлению в зону с востока солей натрия и гидрокарбонатов.

Однако, если учесть возможность поступления в зону натрия и гидрокарбонатов за счет содосодержащих глубинных вод по разломам из других отложений, то Вашкинскую зону, где отмечаются благоприятные палеоклиматические условия, локальные аномалии «содовых» вод, контуры отрицательных гравиметрических аномалий, следует отнести к перспективной на соду.

В Сафоновской зоне (I) осадки накапливались в водоеме лагунного типа. В западной части бассейн был сильно минерализованным и мелководным ( $I_3$ ), в центральной — более глубоководным ( $I_2$ ), а в восточной — наиболее глубоководным и опресненным ( $I_1$ ).

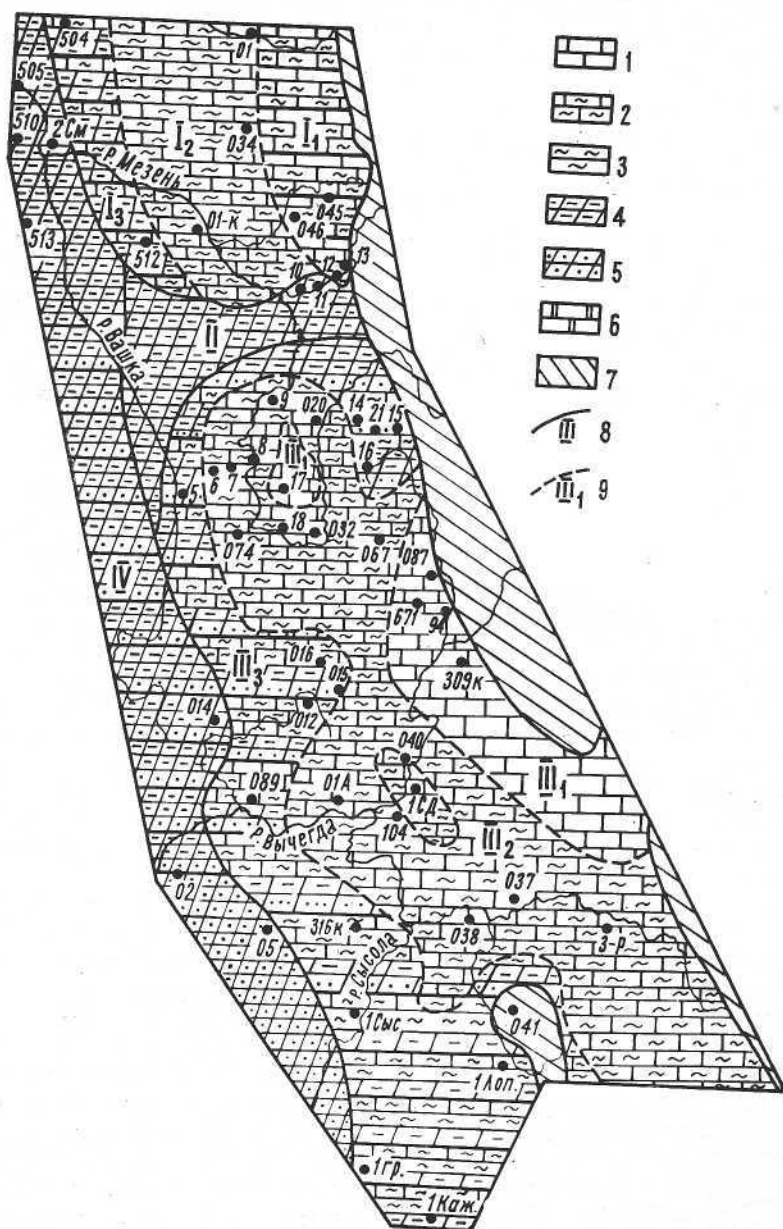


Рис. 15. Литолого-фациальная карта глотовской свиты татарского яруса Западного Притиманья.

1 — известняк; 2 — мергель; 3 — глина; 4 — алевролит; 5 — песчаник; 6 — доломит; 7 — область отсутствия осадков; 8 — границы литолого-фациальных зон; 9 — границы литолого-фациальных подзон; 041 — скважины.

Повышенная минерализация бассейна связана с сульфатным (не содовым) типом засоления. Лишь в самой верхней части разреза (на границе с елвинской свитой) появляется первый тип засоления пород. Содержание карбоната и бикарбоната натрия в них до 0,204%. Смена гидрохимического режима бассейна в верхней части разреза, по-видимому, связана с изоляцией лагунного бассейна от моря и началом его самостоятельного развития. С этого времени условия седиментации в Сафоновской зоне были благоприятными для содонакопления.

В Мезенской зоне (II) осадки накапливались на равнинной отмели. Здесь преобладают темно-серые терригенные песчано-алевритовые отложения с косой слоистостью, псевдоморфозами кальцита по гипсу и растительными остатками. Осадки имеют сульфатный (не содовый) тип засоления. В верхней и нижней частях разреза выделяются соли первого (содового) гидрохимического типа с очень низким содержанием (0,047%) карбоната и бикарбоната натрия. В средней части выделяются соли второго типа.

В Вычегодско-Мезенской зоне (III) осадки накапливались в бассейне лагунного типа. В восточной части этого бассейна (III<sub>1</sub>) преобладали сравнительно глубоководные осадки. Это хемогенные известняки с прослоями мергеля, гипса, углефицированными растительными остатками. В центральной части бассейна (III<sub>2</sub>) преобладали осадки средних глубин, представленные сероцветными мергелями, иногда известняками с углефицированными остатками. В краевых частях этого бассейна (III<sub>3</sub>) господствовали условия прибрежного, часто полуизолированного мелководья. На западной окраине его развиты преимущественно красноцветные мергели, алевриты и песчаники с пестрым солевым составом (по водным вытяжкам), гнездами и прожилками гипса и целестина, псевдоморфозами по каменной соли.

В восточной краевой подзоне (III<sub>3</sub>) были условия, подходящие для содообразования. Здесь развит доломитизированный мергель с прослоями микроолитового анальцима. Итак, во всех выделенных палеогеографических зонах отложения глотовской свиты относятся к малоперспективным, за исключением верхней части разреза Сафоновской и Вашкинской зон, где были благоприятные условия для содонакопления, в числе которых и близость терригенного источника натрия, и гидрокарбонатов. Отложения глотовской свиты в пределах указанных территорий залегают ниже регионального базиса эрозии, в зоне весьма затрудненного водообмена. Абсолютные отметки их кровли от —83,8 до —343 м. Породы перекрыты согласно залегающей толщей татарских и триасовых карбонатно-глинистых отложений мощностью 380—465 м. Эти перспективные земли попадают в контур распространения отрицательных гравитационных аномалий.

**Елвинская свита.** В отложениях свиты выделяется пять литолого-фациальных зон: Сафоновская, Верхнемезенская, Вычегодская, Вашкинская и Мезенская (рис. 16).

Среди выделенных зон наибольший интерес для содонакопления представляют Верхнемезенская, Сафоновская, частично Мезенская и Вычегодская зоны.

В Верхнемезенской зоне (II) формирование осадков происходило в континентальных условиях на эрозионно-аккумулятивной равнине. Это красно-бурые, бурые доломитовые алевролиты и песчанистые глины с округло-обломочной структурой, без видимой слоистости. На эрозионно-аккумулятивной равнине выделяются участки с развитием преимущественно битуминозных известняков и мергелей с горизонтальной и волнистой слоистостью, обилием микроолитового анальцима (прослои анальцимолитов 0,3—6,0 м), углефицированными растительными остатками, пиритом, неморской фауной остракод и пелеципод. Все это свидетельствует о формировании осадков в водоеме озерного типа с повышенной соленостью и щелочностью. Условия седиментации в водоеме были в целом благоприятными для содонакопления. Содовые минералы, образующие пластовую залежь, имеют седиментационно-диагенетическое происхождение. Абсолютные отметки подошвы отложений от —60 до —100 м, а кровли от —40 до —140 м. Породы по речной сети выходят на поверхность, на водораздельных участках перекрыты отложениями мезенской свиты мощностью 36 м.

Отложения Верхнемезенской зоны не представляют интереса из-за плохой сохранности содовых залежей. Интересны могут быть только отложения краевых частей зоны, где они погружаются ниже регионального базиса эрозии в зону затрудненного водообмена.

В пределах Сафоновской зоны (I) осадки накапливались во внутриконтинентальном водоеме озерного типа. В центральной части (I) бассейн был сильно минерализованным. Об этом говорят доломитовый характер отложений и скопления целестина. В содовом составе осадков выделяются соли первого гидрохимического типа с содержанием карбоната и бикарбоната натрия в них 0,026—0,23%.

В краевой части бассейна (I<sub>2</sub>) осадки более алевролитистые, известковистые, часто красноцветные. Широко развиты анальцимолиты (I<sub>3</sub>), в пустотах всюду кристаллический анальцим, отмечаются в породе голубой и белый кремень, халцедон, кластические зерна сильно корродированы. Содержание карбоната и бикарбоната натрия в отдельных; интервалах (скв. 12, инт. глуб. 185,9—189,9 м) до 0,587%. Абсолютные отметки подошвы отложений от —120 до —343 м, а кровли —60 до —227 м. Породы перекрыты согласно залегающей толщей верхнетатарских, триасовых и юрских карбонатно-глинистых отложений



мощностью 176 м; залегают в зоне затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Отложения Елвинской свиты в пределах Сафоновской зоны представляют интерес для образования и последующего сохранения содовых залежей.

В границах Мезенской зоны (V) формирование осадков происходило в прибрежном мелководном водоеме лиманного типа. Последние представлены преимущественно известково-доломитовыми мергелями с горизонтальной, волнистой, местами косой слоистостью, трещинами усыхания, зеркалами скольжения. В пределах восточной прибрежной подзоны ( $V_1$ ) часто отмечаются прослои микроолитового анальцима. Окраска пород серая, с прослоями красно-бурой. Породы имеют первый тип засоления с содержанием карбоната и бикарбоната натрия до 0,34%.

Это прежде всего водоем с повышенной минерализацией и щелочностью, на что указывает доломитовый характер осадков и обилие в них микроолитового анальцима, пирита, марказита, углефицированных растительных остатков и псевдоморфоз кальцита по анальциму и содовым минералам. Ритмическое чередование серой и красной окраски пород, а также трещины усыхания, горизонтальная и косая слоистость, зеркала скольжения свидетельствуют о колебательных движениях дна водоема и его периодическом осушении. Одной из основных причин одновременного существования различных фациальных условий в соседних подзонах одного и того же водоема могла быть изоляция отдельных участков в результате развития системы местных поднятий и их самостоятельное развитие.

Абсолютные отметки подошвы отложений от -40 до -140 м, а кровли от +40 до -30 м. Породы перекрыты согласно залегающей толщей верхнетатарских и нижнетриасовых карбонатных и глинистых отложений мощностью 60—158 м, залегают в зоне затрудненного водообмена.

Отложения западной подзоны ( $V_2$ ) из-за удаленности от источника сноса натрия и уголекислоты, которым был западный склон Среднего Тимана, представляют меньший интерес для содонакопления.

В Вашкинской зоне (IV) осадки накапливались в континентальных условиях на эрозионно-аккумулятивной равнине. К ним относятся серые с коричневатым оттенком, мелкозернистые и тонкозернистые песчаники и алевролиты без видимой слоистости с углефицированными растительными остатками. Содержание карбоната и бикарбоната натрия в породе от 0,072 до 0,215%. Слабая засоленность осадков и отсутствие в них минералов-индикаторов содоносности, по данным редких скважин, еще не говорит о низких перспективах отложений зоны на природную соду. Удаленность рассматриваемой зоны от источника сноса солей натрия и ограниченное их поступление с запад-

ного склона Среднего Тимана могли компенсироваться за счет поступления содержащих соду глубинных вод по ослабленным зонам и разломам из других отложений. Об этом могут свидетельствовать современные локально развитые гидрохимические аномалии, пространственно тяготеющие к рассматриваемой фациальной зоне. Поэтому Вашкинская зона по набору благоприятных фациально-литологических, гидрохимических признаков, а также наличию контуров развития, отрицательных гравиметрических аномалий относится к разряду потенциально перспективных на соду.

В Вычегодской зоне (III) формирование осадков происходило во внутриконтинентальном водоеме или замкнутой лагуне. В восточной части этого водоема (III<sub>1</sub>) преобладают пресноводные осадки средних глубин.

В южной части Вычегодской зоны осадконакопление происходило в континентальных условиях на эрозионно-аккумулятивной равнине. Это красно-бурые алевриты с округло-обломочной структурой, без видимой слоистости.

Отложения Вычегодской зоны не представляют определенного интереса из-за отсутствия благоприятных условий седиментации. Исключением могут быть отложения северо-восточной «анальцимовой» подзоны, где по аналогии с восточной подзоной Мезенской зоны и юго-восточной подзоной Сафоновской зоны могли возникать условия, благоприятные для содонакопления. Абсолютные отметки подошвы отложений от -60 до -160 м, а кровли от -20 до -60 м. Породы перекрыты толщей верхнетатарских и триасовых отложений мощностью от 185 до 254 м.

Мезенская свита. В отложениях мезенской свиты (рис. 17) среди выделенных зон привлекает внимание Сафоновская зона, где накопление осадков происходило в мелководном внутриконтинентальном водоеме. В центральной части (I<sub>1</sub>) бассейн был нормальной солености. Здесь преобладают известковые карбонатно-терригенные отложения с красно-бурой, реже зеленовато-серой окраской, горизонтальной и пологоволнистой слоистостью, наличием новообразований кальцита и окисленного пирита. Содержание карбонатов и бикарбонатов натрия в породах не превышает 0,145%. Низкая засолоненность осадков, отсутствие в них прямых и косвенных признаков содоносности указывают на малую перспективность отложений подзоны в отношении обнаружения в них содоносных пород. Наибольший интерес представляет краевая подзона (I<sub>2</sub>), где бассейн более мелководный и минерализованный. В нем чаще встречаются скопления микрооолитового и кристаллического анальцима, выше засолоненность осадков по водным вытяжкам. Содержание карбонатов и бикарбонатов натрия в них 0,36—0,385%. Абсолютные отметки подошвы отложений от



—60 до —140 м, а кровли от 0 до —80 м. Породы перекрыты толщей верхнетатарских (белощельская свита), нижнетриасовых и юрских отложений, общей мощностью от 94 до 131 м, залегают в зоне затрудненного и весьма затрудненного водообмена.

В Верхнемезенской зоне (II) формирование осадков, происходило в континентальных условиях на эрозионно-аккумулятивной равнине. Это красноцветные, пятнистые алевролиты с ооидно-комковатой и конгломератовидной структурой, без видимой слоистости. В пределах равнины выделяются озерные водоемы с развитием преимущественно карбонатно-глинистых осадков, тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью. Осадки имеют содовый тип засоления с содержанием карбоната и бикарбоната натрия до 0,29%. Абсолютные отметки подошвы отложений от 80 до 140 м. В междуречье Елвы Мезенской и Елвы Вымской, а также в районе большой мезенской петли отмечается полный размыв отложений мезенской свиты.

По наборам литолого-фациальных признаков Верхнемезенскую зону следовало бы отнести к перспективной. Однако интенсивная промываемость отложений северной части зоны (район мезенской петли), так как они залегают в зоне активного водообмена, не позволяют отнести ее к перспективным. Северная часть Верхнемезенской зоны отнесена к малоперспективным в отношении обнаружения содоносных образований. Южная часть зоны — к разряду потенциально перспективных.

В Вычегодской зоне (III) осадки накапливались во внутриконтинентальном водоеме озерного, возможно, лагунного или лагунно-дельтового типа. В прибрежных частях этого бассейна преобладают светло-коричневые мергели и глины с ооидно-комковатой структурой. В центральной части водоема преобладают красновато-коричневые мергели с частыми прослоями и пятнами серой и буровато-серой окраски. Отложения имеют содовый тип засоления с содержанием карбоната и бикарбоната натрия до 0,3%.

В отношении перспектив содоносности отложения Вычегодской зоны отнесены к неясноперспективным.

В Вашкинской зоне (IV) формирование осадков происходило в континентальных условиях на эрозионно-аккумулятивной равнине. По данным редких скважин, к ним относятся мелко- и тонкозернистые песчаники и алевроиты на глинисто-карбонатном цементе. Породы красно-бурые, бурые без видимой слоистости.

Отрицательное влияние на оценку перспектив содоносности зоны могут оказать слабая засоленность отложений по водным вытяжкам и удаленность от источника сноса натрия и карбонатов. Однако развитие континентальных отложений уже свидетельствует о возможности развития в пределах этой зоны

озерных образований с повышенным содовым засолением пород. Выявление континентально-озерных образований в пределах зоны и их оценка на соду возможны только после проведения поисковых работ.

Белошельская свита. Установлены четыре зоны (рис. 18). В Сафоновской зоне (I) продолжают отлагаться осадки внутриконтинентального водоема. Это сероцветные известковые мергели с полого-волнистой и горизонтальной слоистостью с обломками пресноводной фауны и харовыми водорослями. Осадки имеют тип засоления с содержанием карбонатов и бикарбоната натрия до 0,2%.

В северной части этого водоема (I<sub>1</sub>) преобладают отложения глубоководных участков. К ним относятся неяснослоистые светло-серые известняки и мергели с зеленоватым оттенком.

В отложениях средних глубин бассейна (I<sub>2</sub>) преобладают сероцветные мергели и глины с кристаллическим и микрооолитовым анальцитом.

Отложения имеют повышенную содовую засоленность. Содержание карбоната и бикарбоната натрия в них по водным вытяжкам до 0,662%.

Отложения белошельской свиты залегают в зоне затрудненного и частично в зоне активного водообмена.

Наибольший интерес в отношении содоносности представляют отложения южной подзоны (I<sub>2</sub>), где бассейн был более мелководным по отношению к северной подзоне (I<sub>1</sub>) и менее минерализованным. В нем выше засоленность осадков карбонатно-натриевыми солями.

В Мезенско-Вычегодской зоне (II) накопление осадков происходило в континентальных условиях на эрозионно-аккумулятивной равнине. К ним относятся красноцветные глины, алевролиты, песчаники, редко мергели с оолитно-комковатой и конгломератовидной структурой, с микротрещинами усыхания, зеркала скольжения.

Содержание карбоната и бикарбоната натрия в породе 0,19%.

Низкое засоление осадков и отсутствие в отложениях минералов-индикаторов содоносности снижает их перспективность. На данной стадии изученности отложения зоны отнесены к неясноперспективным.

В Вычегодской зоне (III) осадки накапливались во внутриконтинентальном водоеме средних глубин (III<sub>1</sub>) прибрежного мелководья (III<sub>2</sub>) и подводных отмелей (III<sub>3</sub>). К фациям средних глубин относятся сероцветные глины с прослоями известняков и мергелей, фации прибрежного мелководья представлены красно-бурой глиной, с прослоями алевролита и песчаника, включениями серого и черного кремня. Отложения Вычегодской зоны отнесены к неясноперспективным в отношении обнаружения в них соды.



В Вашкинской зоне (IV) формирование осадков происходило во внутриконтинентальном бассейне с повышенной соленостью.

Абсолютные отметки подошвы отложений от +80 до -80 м.

В более удаленных от суши прибрежных участках (IV<sub>2</sub>) осадки представлены сероцветной глиной, алевролитом с прослоями окремненного известняка. Доломитовый характер отложений и обилие в них микроолитового анальцима свидетельствуют о формировании осадков в минерализованном водоеме с повышенной щелочностью. Отложения этой подзоны отнесены к потенциально перспективным на природную соду.

Неясны перспективы обнаружения содовой минерализации в отложениях центральной и южной части Восточной подзоны, где отмечаются разнообразные фациальные условия осадконакопления.

Таким образом, высокая перспективность отложений татарского яруса на соду установлена в северной части исследуемой территории в районе Сафоновского прогиба (рис. 19), где на стадии общего прогнозирования выделены перспективные на соду Шегмасская и Сафоновская площади (Сафоновская зона). На протяжении всего татарского времени здесь с наибольшей полнотой проявились черты геологического строения, характерные для содонакошения, о чем говорит наличие внутриконтинентального водоема озерного типа с повышенной минерализацией (доломитовый характер) отложений, щелочностью (скопления микроолитового и кристаллического анальцима), содовым засолением осадков (содержание карбонатов и бикарбонатов натрия в породах 0,662%), развитием подземных вод первого (содового) типа, хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 3 г/л. Отложения залегают ниже регионального базиса эрозии.

Абсолютные отметки их подошвы от -120 до -343 м, кровли от —60 до —227 м. Они перекрыты согласно залегающей толщей верхнетатарских, триасовых и юрских карбонатно-глинистых отложений мощностью до 200 м. Характерным является устойчивое развитие отрицательной структуры (совпадение современного и древнего структурного плана), развитие в их пределах, отрицательных гравиметрических аномалий и близость протерозойских метаморфических комплексов, основных эффузивов и их туфов (Средний Тиман), которые явились одним из основных источников натрия и гидрокарбонатов. Все это позволяет выдвигать рассматриваемый район в число первоочередных для постановки поисковых работ на соду.

К потенциально перспективной на природную соду относится Вашкинская площадь (Вашкинская зона), где отмечаются благоприятные палеогеографические условия, локальные аномалии «содовых» вод, контуры отрицательных гравиметрических аномалий.

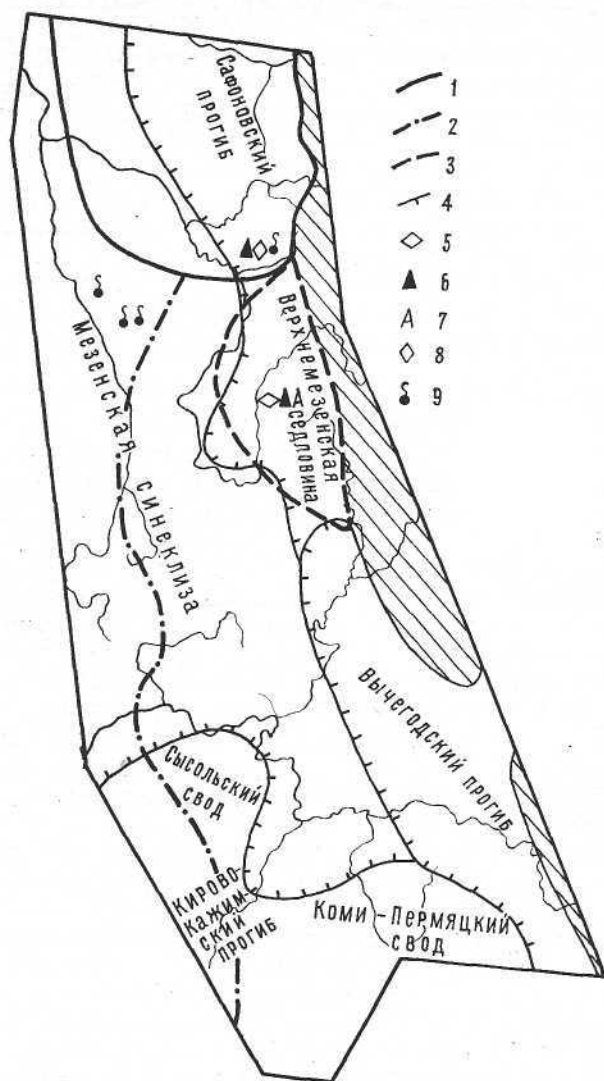


Рис. 19. Прогнозная карта содоносности Западного Притиманья для татарских отложений.

1-3 — степень перспективности площадей (1 — перспективные на соду; 2 — потенциально перспективные; 3 — малоперспективные); 4 — границы структурных элементов; 5-9 — литолого-фациальные признаки содоносности (5 — псевдоморфозы кальцита по гейлюситу; 6 — микроолитовый анальцим; 7 — анальцимолиты; 8 — содовое засоление пород; 9 — гидрохимические аномалии).

К малоперспективной на соду относится Верхне-Мезенская площадь, где потенциально-содоносные отложения залегают в зоне активного водообмена. Ожидать здесь обнаружения сколько-нибудь значительных залежей ископаемой соды маловероятно, так как площадь ныне находится в зоне свободного водообмена и представляет интерес лишь с точки зрения познания закономерностей содообразования в Южном и Западном Притиманье.

Остальная часть рассматриваемой территории отнесена к разряду неясноперспективных.

### **Заключение**

Приведенные данные позволяют утверждать, что проведение поисковых работ в пределах перспективных на природную соду площадей Западного Притиманья является вполне обоснованным и перспективным. Первоочередным объектом, на котором необходимо начать поисковые работы на природную соду, должны стать Шегмасская и Сафоновская площади. Вместе с этим целесообразно продолжение опытно-методических работ по прогнозной оценке содоносности площадей развития терригенно-карбонатных отложений верхней перми в Притиманье и Приуралье. Такие прогнозные исследования должны базироваться на детальном изучении литолого-фациальных, палеогеографических, гидрохимических и других показателей содоносности.

## ЦЕОЛИТЫ

В последние годы наметилась тенденция к широкому использованию в народном хозяйстве различных цеолитов. Проводится широкий комплекс научно-исследовательских работ по выявлению возможности применения природных цеолитов в сельскохозяйственном и химическом производстве.

История использования цеолитов в народном хозяйстве несколько необычная. Вначале цеолиты были синтезированы и нашли широкое применение в различных областях промышленности и лишь после того, как возникла большая потребность в искусственных цеолитах, геологи подготовили промышленные месторождения природных цеолитов. Было установлено широкое развитие этих минералов в основном в осадочных и вулканогенных породах. Открытие значительного распространения цеолитов в стратифицированных отложениях стало возможным с развитием рентгеноструктурного и электронно-микроскопического методов исследований. В осадочных породах макроскопически трудно определить цеолиты из-за их малых размеров (средний размер кристаллов 10—15 мкм). Породы обычно принимаются за опоки, трепела, туффиты. Низкое светопреломление и двупреломление, свойственное минералам этой группы, в оптических микроскопах не позволяет однозначно отличить их от опала или кристобалита (Коссовская, 1975).

Несмотря на то, что в настоящее время известно свыше 40 природных цеолитов, в сферу промышленного освоения вовлечены лишь анальцит, клиноптилолит, морденит, феррьерит, филлипсит, шабазит, эрионит. Следует отметить, что свойства цеолитов еще далеко не изучены. -Выявлено уже 32 типа каркасных построек, но еще не расшифрованы структуры примерно 20 цеолитов.

Структура цеолитов представляет собой каркас, состоящий из кремне- и алюмоокислородных тетраэдров, в котором тетра-

эдры соединены между собой таким образом, что между ними образуются сообщающиеся каналы и полости. В пустотах располагаются катионы щелочных, щелочно-земельных металлов, молекулы воды, газов, которые можно легко удалить ( в основном путем нагревания) из минерала без разрушения каркаса, а на их место при обычной температуре адсорбируются другие газы и катионы. Таким образом, основное свойство цеолитов — возможность проводить катионный обмен и выступать в роли «молекулярных сит».

Установлено, что адсорбаты, находящиеся в порах цеолитов, по своим свойствам занимают промежуточное положение между молекулами, адсорбированными на обычной поверхности, и молекулами, расположенными внутри кристалла (Рабо, 1980). Области использования природных цеолитов разнообразны: растениеводство, животноводство, осушка газов, улавливание серы и азотистых газов из промышленных газовых выбросов, очистка сточных вод. Они могут быть использованы в нефтяной, угольной, алюминиевой и цементной промышленности. Широкий спектр применения цеолитов объясняется их повышенной способностью к катионному обмену (пермутитовыми свойствами).

Потребление природных цеолитов в мире в 1974 г. составило  $10^5$ — $10^6$  т. а в ближайшее десятилетие эта цифра может увеличиваться на 1—2 порядка (Смит, 1980).

В пределах Европейского Северо-Востока цеолиты изучены относительно слабо, хотя история их исследования насчитывает более 70 лет. Первое описание цеолитов этого региона принадлежит А. Е. Ферсману (1914), выполнившему морфологический анализ форм анальцита из коллекции Ф. Н. Чернышева. Упоминание о десмине в прожилках гранитоидов Приполярного Урала имеется в статье И. П. Никитенко, Е. П. Калинина, Н. П. Юшкина (1973). Десмин на Полярном Урале обнаружен в 1984 г. (Силаев, Никитин, 1984) в кварц-карбонатных жилах в плитчатых алевролитах р. Малой Хууты.

Из других минеральных видов группы цеолитов более детально изучены ломонтит и анальцит зювитов Карской астроbleмы на Пай-Хое (Юшкин, Маслов, Микляев, 1976). Интересными в минералогическом плане являются находки крестообразных двойников гармотома в кровле верхнего пласта Пальникского баритового месторождения в тесном срастании с баритом (Таранина, 1982).

Относительно более широкое распространение цеолитов и их многообразие отмечается в базальтах Тимана (Осташенко, 1980; 1983; 1984 а, б). Там обнаружены морденит, гейландит, десмин, натролит, анальцит.

Особое положение среди цеолитов занимает анальцит, встречающийся в осадочных образованиях. В результате работ М. А. Плотникова, В. А. Молина (1969), В. А. Пивня, М. А. Да-

нилова (1980), М. М. Файера, Г. А. Шуваловой, Р. П. Сливковой (1983), Б. А. Осташенко (1984) выявлено значительное площадное распространение осадочных цеолитоносных отложений карбона, перми и триаса на Тимане и Притиманье.

Значительное площадное распространение цеолитсодержащих отложений (от п-ова Канин на северо-западе до городов Котласа и Сыктывкара на юго-востоке, рис. 20), их локализация в породах широкого возрастного диапазона — от девона до триаса включительно и, наконец, значительные содержания цеолитов в осадочных толщах (до 80%) позволили нам выделить Тиманскую цеолитоносную провинцию (Осташенко, 1984а). По площади (около 150 000 км<sup>2</sup>), а также по содержанию цеолитов в породах Тиманская провинция сопоставима с Восточно-Уральской, Ленской и Тунгусской цеолитоносными провинциями.

Несмотря на то, что на Тимане установлено широкое распространение цеолитов в разновозрастных отложениях, до сих пор не изучена их минералогия, не решены проблемы поисков и перспектив использования.

Ниже будут рассмотрены минералогические и геологические особенности различных типов цеолитопроявлений Европейского Северо-Востока.

### **Минералогия цеолитов базальтового комплекса Тимана и гидротермальных проявлений Урала и Пай-Хоя**

В базальтовых полях, Северного Тимана цеолиты встречаются в субвертикальных жилах мощностью 0,6—0,8 м, прослеживающихся на 12—15 м, а также в маломощных ветвящихся прожилках, косо секущих базальты. Часто отмечаются линзообразные выполнения в горизонтальных полостях отслоения базальтов. Цеолиты образуют периферийные каймы в секрциях аметист-кварц-халцедонового состава. Изредка встречаются секрции цеолитового или кальцит-цеолитового состава. Интенсивно проявлен процесс цеолитизации базальтов, выражающийся в «пропитке» цеолитами базальта с образованием «цеолитита», — породы, содержащей 60—80% цеолита.

Установлены разнообразные виды цеолитов, начиная от малокремнистых (анальцита, натролита) до высококремнистых (морденита, гейландита, десмина).

Субвертикальные жилы в базальте обычно имеют четкие, ровные контакты с вмещающей породой и представлены массивным мелкозернистым агрегатом кварц-морденит-кальцитового состава. Кососекущие прожилки отличаются сложным составом и представлены кварцем, аметистом, баритом, халцедоном, пиритом, пирротином, галенитом, сульванитом, цеолитами.

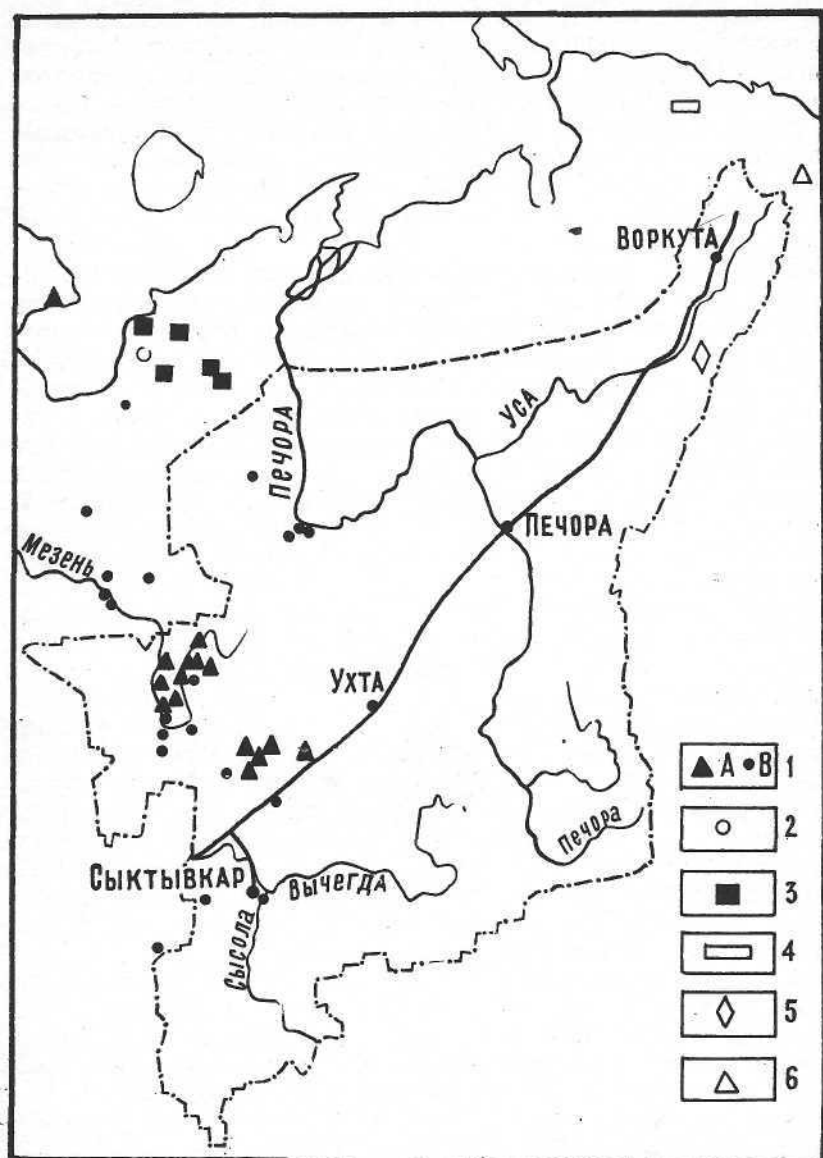


Рис. 20. Цеолитопроявления Европейского Северо-Востока (по материалам Б. А. Остащенко, М. А. Плотникова, М. М. Файера, Н. П. Юшкина, В. И. Силаева, Т. И. Тараниной и др.).

1 — цеолиты в верхнепермских отложениях (а — коренные выходы; б — в скважинах); 2 — цеолиты в нижнекаменноугольных отложениях; 3 — цеолиты в базальтах; 4 — цеолиты Карской депрессии; 5 — цеолиты в баритовых конкрециях; 6 — гидротермальные цеолиты.

Цеолиты в полостях отслоения базальтов формируют моно-минеральные обособления, представленные анальцимом. В пустотах наблюдаются многочисленные белые или слаборозовые тетрагонтриоктаэдрические кристаллы с четкой огранкой. Розовая окраска возникает за счет вхождения в трещины анальцима гидроокислов железа. Размер отдельных кристаллов достигает 8, а друз — 50 см.

Периферийные каймы агатовых секреций довольно часто содержат зональные концентрические агрегаты, сложенные высококальциевым, кальциевым и обычным морденитом. Зоны различаются по цвету: кремовые, зеленые, бурые, белые. Размер сферолитов достигает 2 см. На контакте секреции с базальтом и в самом базальте отмечаются таблички гейландита мясо-красного цвета.

Цеолитовые и кальцит-цеолитовые жеоды в базальте достигают в диаметре 12 см. Чисто морденитовые жеоды светло- и темно-коричневого цвета сложены рыхлым тонкоигольчатым, спутанно-волокнистым агрегатом. Его формирование происходит за счет выщелачивания кальцита из массивных, плотных кальцит-морденитовых жеод.

Зона «пропитки» базальтов цеолитами представлена двумя типами минерализации: морденитовой и анальцимовой. Водяно-прозрачные кристаллы анальцима заполняют пустоты, образовавшиеся за счет выщелачивания кальцитовых) миндалин базальта, и составляют до 25—40% породы. Размер кристаллов не превышает 4—5 мм. Миндалины окружены «рубашкой» фисташково-зеленого смектита, а по базальту развивается кайма красно-бурых гидроокислов железа.

**Морденит** —  $(\text{CaNa}_2\text{K}_2) [\text{AlSi}_5\text{O}_{12}]_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ .

Кристаллы тонкоигольчатые; отношение длины к ширине кристаллов колеблется от 10 до 25. На рис. 21 показана структура спутанно-волокнистого кальцит-морденитового агрегата. Электронномикроскопическими исследованиями установлено, что кристаллы зачастую скручены, деформированы. На иглах наблюдаются раздувы, соизмеримые с толщиной кристалла. В отдельных случаях в сколах наблюдаются каналы, располагающиеся согласно удлинению кристалла. Следует отметить, что в мордените нет трехмерной системы пор, свойственной всей группе цеолитов (Эберли, 1980).

Результаты химических анализов морденита приведены в табл. 5.

Химический состав меняется от  $(\text{Na}_{0,4}\text{K}_{0,3})_{0,7}(\text{Ca}_{0,3}\text{Mg}_{0,05}\text{Mn}_{0,03})_{0,38}[(\text{Fe}_{0,13}\text{Al}_{1,89})_{2,02}\text{Si}_{10,11}\text{O}_{24}] - 7\text{H}_2\text{O}$  до  $(\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,16})_{0,66}(\text{Ca}_{0,14}\text{Mg}_{0,03})_{0,19}[(\text{Fe}_{0,04}\text{Al}_{2,0})_{2,04}\text{Si}_{10,14}\text{O}_{24}] - 6,5\text{H}_2\text{O}$ .

Изредка в пустотах можно наблюдать, что игольчатые образования морденита обрастают хорошо ограненными кристаллами барита (рис. 22),

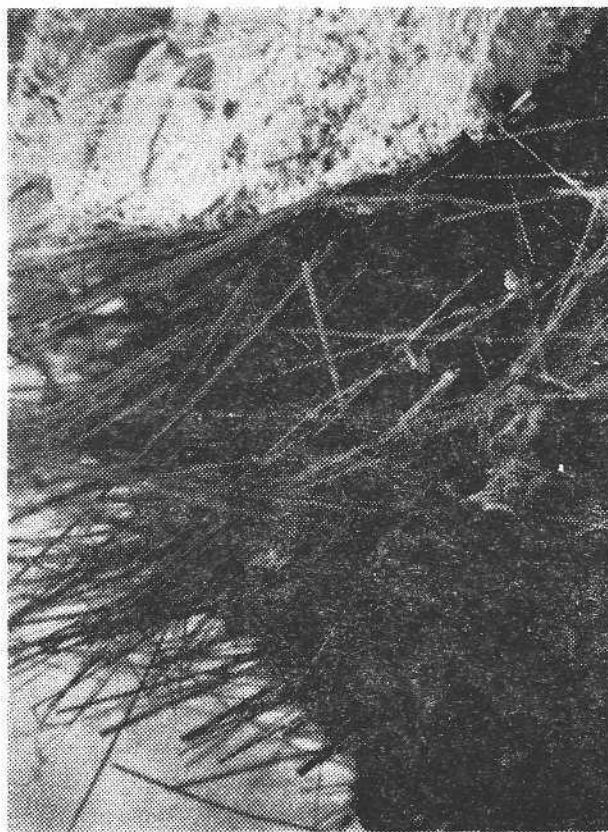


Рис. 21. Спутанно-волокнистый игольчатый агрегат морденита.

Таблица 5

Результаты химических анализов морденита

| Компонент                      | Номер образца |         |         |        |        |         |         | Среднее |
|--------------------------------|---------------|---------|---------|--------|--------|---------|---------|---------|
|                                | A-17          | 5507    | 5603-2  | 5614-3 | 5634-4 | 5808-8  | 6632    |         |
| SiO <sub>2</sub>               | 64,84         | 60,82   | 76,59   | 50,82  | 55,30  | 62,08   | 56,22   | 60,95   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,01          | He обн. | He обн. | 0,03   | 0,01   | He обн. | He обн. | 0,01    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,02         | 9,72    | 7,79    | 7,22   | 9,00   | 11,00   | 9,00    | 9,32    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,43          | 0,04    | 0,30    | 0,53   | 0,10   | 0,66    | 0,03    | 0,30    |
| FeO                            | He обн.       | 0,06    | He обн. | 0,33   | 0,09   | He обн. | He обн. | 0,07    |
| MnO                            | 1,64          | 0,177   | He обн. | 0,353  | 0,19   | Сл.     | 0,10    | 0,35    |
| MgO                            | He обн.       | 0,03    | 0,17    | 0,49   | 0,15   | 0,43    | 0,40    | 0,23    |
| CaO                            | 4,11          | 8,21    | 0,70    | 16,49  | 12,38  | 6,21    | 11,33   | 8,49    |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,89          | 2,14    | 4,13    | 1,18   | 1,49   | 1,62    | 2,08    | 2,19    |

| Компо-<br>нент                | Номер образца |       |         |        |        |         |         | Среднее |
|-------------------------------|---------------|-------|---------|--------|--------|---------|---------|---------|
|                               | A-17          | 5507  | 5603-2  | 5614-3 | 5634-4 | 5808-8  | 6632    |         |
| K <sub>2</sub> O              | 0,36          | 1,37  | 1,55    | 1,20   | 1,54   | 1,90    | 1,21    | 1,30    |
| H <sub>2</sub> O+             | 8,71          | 7,80  | He обн. | 6,23   | 6,78   | 5,59    | 5,06    | 5,74    |
| H <sub>2</sub> O-             | 6,18          | 5,26  | 4,14    | 4,32   | 5,26   | 7,52    | 7,21    | 5,70    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,02          | 0,01  | He обн. | 0,02   | 0,01   | He обн. | He обн. | 0,01    |
| CO <sub>2</sub>               | 0,47          | 4,26  | He обн. | 11,28  | 7,77   | 2,59    | 6,91    | 4,75    |
| п. п. п.                      | 14,30         | 16,13 | 8,88    | 20,08  | 18,63  | He обн. | He обн. | 11,16   |
| Сумма                         | 99,90         | 99,90 | 100,11  | 100,49 | 100,07 | 99,60   | 99,55   | 99,91   |



Рис. 22. Прорастание игльчатым морденитом кристалла барита.

Спектральным анализом в минерале установлены следующие элементы-примеси (вес. %): постоянно—Be (0,0004—0,0005), Y (сл.—0,001), Cu (0,0002—0,01), Ag (0,0001—0,0002), Sr (0,03—0,003), Ba (0,001—0,01); эпизодически—Sb (0,003), Pb (сл.—0,002), Ga (сл.), Ge (сл.), Mo (0,001), V, (0,003), La (сл.), Sn (сл.).

Кривые вакуумной декрептоактивности имеют одинаковый характер и фиксируют максимум газовыделения в интервале 60—80°C, отвечающий потере воды из каналов и полостей в кристаллах (рис. 24). Основная потеря воды при нагревании происходит в интервале 0—400°C, а изменение веса при дальнейшем нагревании в пределах 700—900°C соответствует структурной перестройке минерала. Инфракрасные спектры морденита (рис. 23) отличаются широкой полосой в области 1040—1200 см<sup>-1</sup>, свидетельствующей о наличии большого количества кристаллизационной воды. Калий-аргоновый метод показывает возраст морденита 108—150 млн. лет.

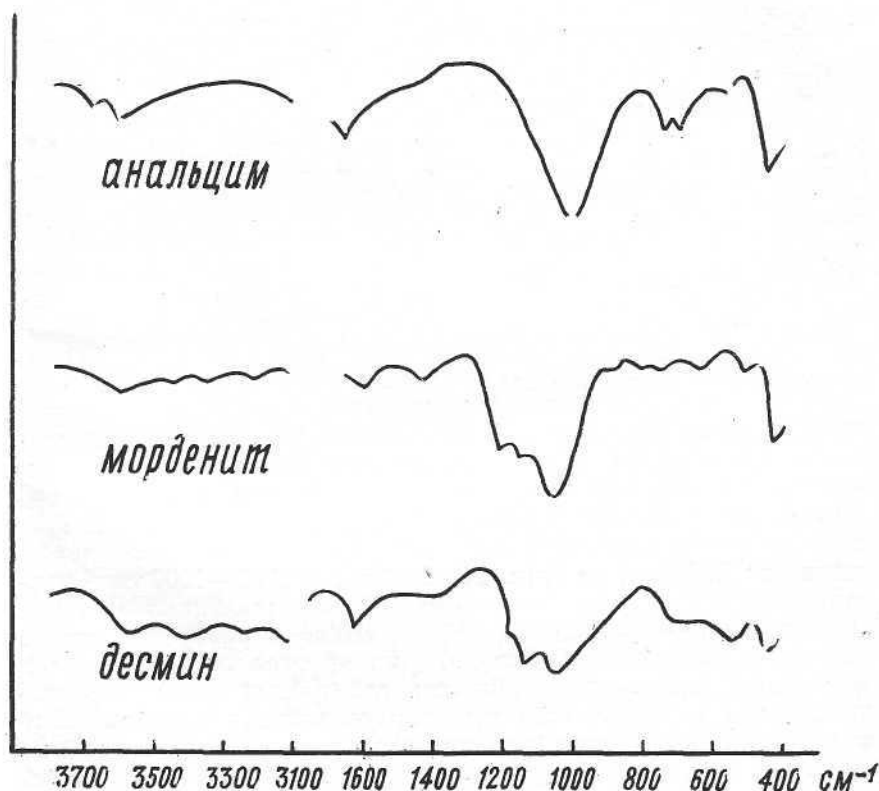


Рис. 23. Инфракрасные спектры цеолитов.

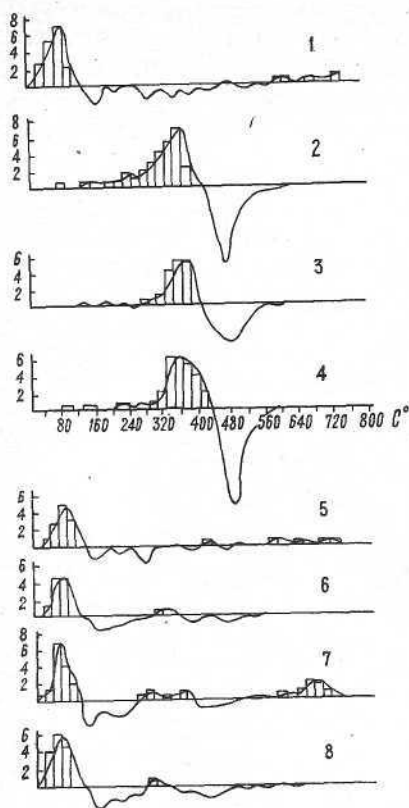


Рис. 24. Кривые декрептоактивности цеолитов: 1—десмин; 2—4—анальцим; 5—8—морденит.

приходится на интервал 80—100°C (рис. 24). Результаты термического анализа подтверждают определенное химическим методом количество воды. Потеря веса в интервале 0—800°C составляет 18,12%. Наиболее интенсивное выделение воды происходит при температуре 200—400°C. Широкая полоса поглощения на ИК-спектре (рис. 24) в области 1020—1200 см<sup>-1</sup> указывает на значительное количество кристаллизационной воды.

**Анальцим** —  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Широко распространен в базальтах Северного Тимана. Форма кристаллов довольно однообразна. Отмечаются лишь два габитусных вида: тетрагонтриоктаэдр и комбинация тетрагонтриоктаэдра с кубом. Первая форма характерна для анальцима из субгоризонтальных полостей отслоения базальтов и для мелких кристаллов анальцима в миндалинах, вторая — для анальцима из вертикальных жил в базальтах мыса Чайцын. Цвет чаще мясо-красный, бу-

**Гейландит** —  $\text{Ca}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  — распространен значительно реже морденита. Отличительной чертой является почти постоянное его присутствие в контактовых частях секреций и базальта с преимущественным развитием в сторону базальта. Представлен короткотаблитчатыми кристаллами длиной не более 5 мм. Цвет обычно мясо-красный, реже бледно-розовый. В шлифе бесцветный;  $n_g$  — 1,503,  $n_r$  — 1,498. Диагностирован рентгенографически.

**Десмин** —  $\text{Ca}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 6,5\text{H}_2\text{O}$  — образует сноповидные агрегаты диаметром до сантиметра. Химический состав (вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 56,48,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 15,64,  $\text{FeO}$  — 0,06,  $\text{MnO}$  — 0,023,  $\text{CaO}$  — 8,27,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,51,  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,51,  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 11,48,  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 6,22,  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,01,  $\text{CO}_2$  — 0,42. Спектральный анализ показывает удивительную чистоту минерала относительно элементов-примесей. Обнаружены (вес. %): стронций — 0,05, барий — 0,008, серебро — сл., титан — сл. Максимум декрептоактивности десмина

рый. Густоокрашенной является центральная часть кристалла, а периферийная имеет бледно-голубую, водянопрозрачную окраску. Отличительной особенностью анальцима этого типа является то, что поверхности граней в большинстве случаев покрыты друзами игольчатых микрокристаллов кварца, размеры индивидов которого колеблются в пределах 0,2—1,3 мм. Выпадение кристаллов кварца на грани анальцима происходило в условиях резкого пересыщения растворов кремнеземом на заключительной стадии роста анальцима.

По химическому составу густоокрашенный анальцим мыса Чайцын (табл. 6, 5602—1, 5613—5) отличается от анальцима светлых разновидностей содержанием железа, что связано с присутствием гидроокислов железа, придающим кристаллам бурую окраску. Спектральным анализом установлено наличие следующих элементов (вес. %): **Pb—0,0001—0,001**, **Ga—сл.**, **Cu — 0,0001—0,0002**, **Ag—0,0004 —0,0005**, **Cr—0,002—0,003**, **Ba — 0,002—0,003**, **Sn — сл.**

Таблица 6

Результаты химического анализа анальцима

| Компонент                                       | Номер пробы |        |         |         |         |
|-------------------------------------------------|-------------|--------|---------|---------|---------|
|                                                 | 5602-1      | 5613-5 | 5702-3  | 5722    | 5724-1  |
| SiO <sub>2</sub>                                | 59,46       | 57,36  | 57,18   | 57,83   | 57,09   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                  | 18,93       | 20,58  | 20,89   | 20,33   | 20,88   |
| FeO                                             | 1,95        | 1,08   | 0,12    | 0,06    | 0,08    |
| MnO                                             | 0,003       | 0,08   | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| MgO                                             | 0,04        | 0,04   | 0,29    | Не обн. | 0,14    |
| CaO                                             | 0,12        | 0,12   | 0,41    | 0,28    | 0,30    |
| Na <sub>2</sub> O                               | 11,64       | 12,00  | 13,11   | 13,08   | 13,46   |
| K <sub>2</sub> O                                | Не обн.     | 0,04   | 0,13    | 0,04    | 0,11    |
| H <sub>2</sub> O                                | 8,45        | 8,39   | 8,60    | 5,79    | 8,41    |
| CO <sub>2</sub>                                 | 0,03        | 0,01   | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                   | 0,01        | 0,19   | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| Si <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,14        | 2,79   | 2,74    | 2,84    | 2,73    |

Параметр решетки:  $a_0 = 13,67—13,68 \pm 0,02 \text{ \AA}$ . На термограмме анальцима наблюдается один эндоэффект в интервале 400—440°C; потеря воды колеблется в пределах 8,78—9,23%. Термолуминесценция у минерала отсутствует. ИК-спектры анальцима (рис. 23) соответствуют эталонным. Максимум декрептоактивности приходится на интервал 320—400°C (рис. 24).

### Минералогия цеолитов осадочных образований

**Цеолиты нижнекаменноугольных отложений.** Цеолитовая минерализация, связанная с осадочными образованиями нижнего карбона, обнаружена на р. Волонга в 17 км выше ее

устья (Пивень, Данилов, 1980). В бобриковско-тульском горизонте установлено 5 пластов песчаников с анальцимом. Мелкие прозрачные кристаллы анальцима отмечаются по трещинам, а также в центральных частях каолинит-железистых бобовин. Мощность отдельных пластов цеолитсодержащего песчаника достигает 3 м.

Терригенные отложения нижнего карбона (волонгская свита) на р. Волонга прослеживаются в виде отдельных выходов на протяжении 10 км. Выходы карбона начинаются в 20 км выше устья и заканчиваются в урочище Покаяма. Видимые мощности отложений варьируют от 45 до 60 м. Мощность отложений бобриковско-тульского горизонта (Пивень, Данилов, 1980), содержащего анальцим, достигает 80 м. Нами установлено, что цеолитсодержащие песчаники прослеживаются практически на всем протяжении выходов отложений карбона.

В разрезе отложений волонгской свиты преобладает песчаный материал. По внешнему виду и минеральному составу выделяется два типа песчаника. Первый тип — песчаник с кальцитовым цементом белого цвета, мелкозернистый, кварцевый, зачастую рыхлый. Второй тип представлен пестроцветными анальцимовыми оолитовыми песчаниками, чередующимися с пестроцветными алевролитами. Цвет обеих разновидностей пород меняется от лилово-бурого до желто-зеленого. Песчаники кварцевые, плотные, мелко-среднезернистые. На поверхности выветривания рассыпаются в дресву со средним диаметром зерен 1,5—2,0 мм. Микроскопические исследования показывают, что анальцимовый цемент песчаников неоднороден по структуре. Общая масса цемента в породе тонкозернистая, но в то же время в ней отмечается цементация зерен кварца в своеобразные обособления диаметром до 2—3 мм. Большое количество таких шаровидных скоплений создает впечатление, что порода среднезернистая. В таких песчаниках сконцентрирована основная масса анальцима в виде цемента. По «псевдосреднезернистой» текстуре можно макроскопически выделять горизонты, обогащенные анальцимом.

Анальцим в породе диагностирован рентгенографически. В шлифах выделяется три разновидности анальцимового цемента. Первая разновидность — микрозернистый буроватый изотропный цемент, в котором наблюдаются округлые участки, включающие в себя 1—2 десятка мелких зерен кварца. Процесс преобразования цемента приводит к формированию однородных оолитовых выделений анальцима (рис. 25, а), содержащих в центре единичные зерна кварца. Вторая разновидность — анальцим, формирующийся в результате коррозии зерен кварца. Анальцим этой разновидности прозрачен и в обычном свете не отличается от кварца, но в поляризованном свете он изотропен. Третья разновидность — концентрически-зональные образования (рис. 25, б), достигающие диаметра 50—60 мкм

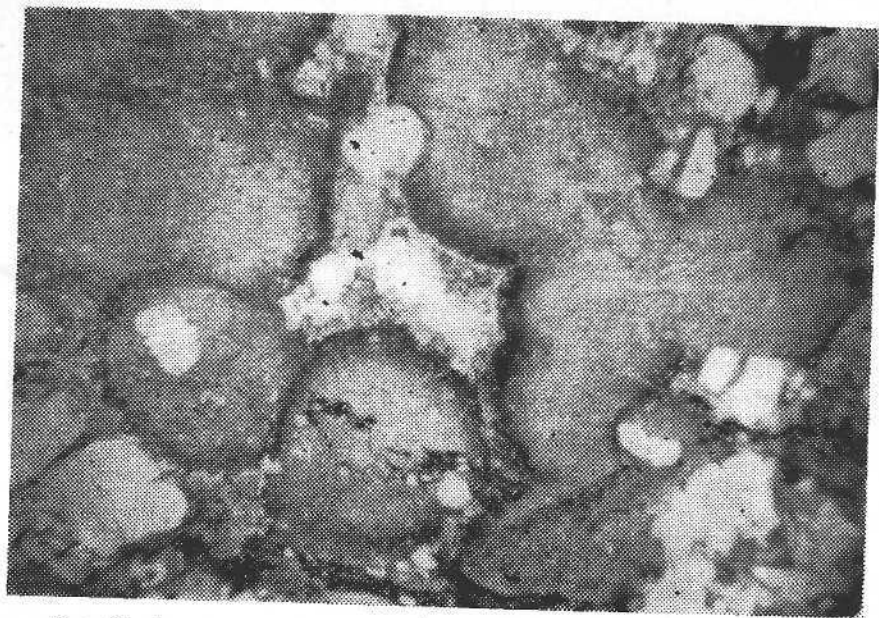
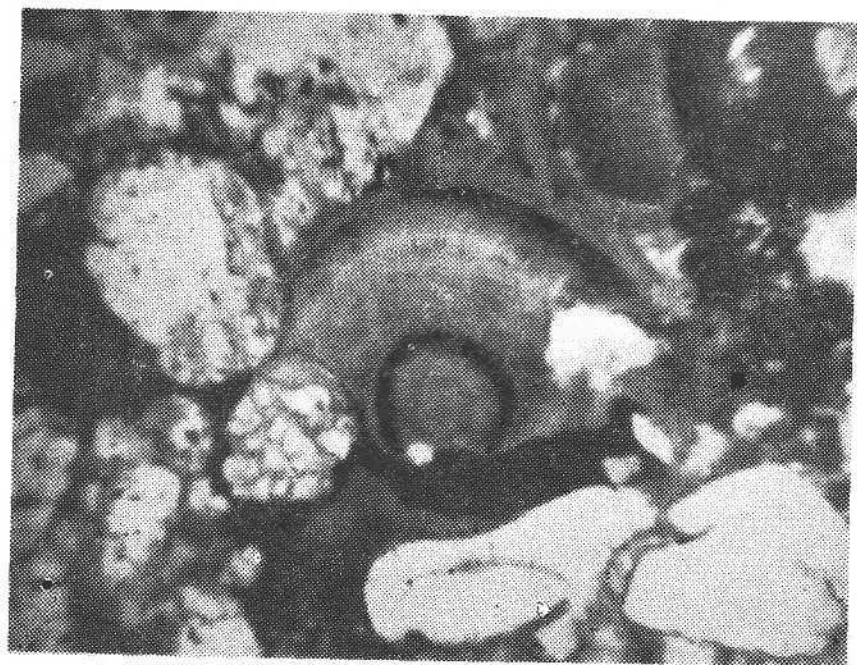


Рис. 25. Анальцимовый цемент: а — оолитовые выделения, ув. 150; б — концентрически-зональные образования, ув. 140.



(средний диаметр 20—25 мкм). Цвет концентрически-зонального анальцима зеленовато-коричневый, поверхность шагреновая. Облиты переполнены мелкими включениями, у которых наблюдается темная кайма. Количество включений к периферии заметно увеличивается. Содержание кварца в отдельных шарообразных скоплениях достигает 15—20%. Часто по анальциму развивается хлорит. Кварц-хлоритовый агрегат слагает по периферии радиально-лучистую оболочку толщиной 3—5 км.

Данные химических анализов анальцимовых песчаников (табл. 7, ан. 1—5) показывают, что в песчанике содержится от 18,2 до 29,4% анальцима. Пересчеты проводились по содержанию натрия в породе. Расчеты показали, что практически весь глинозем связан с анальцимом. Содержание глинозема находится в прямой зависимости от содержания натрия и колеблется от 5,2 до 19,2%.

Минералогический анализ проб показывает, что песчаники характеризуются следующим минеральным составом: I — кварц, кальцит, анальцим, лейкоксенизированный ильменит, циркон, лейкоксен, ставролит, турмалин, рутил, дистен; II — магнетит, гематит, пирит, гранат, эпидот, анатаз; III — барит, ильменит, лимонит, апатит, силлиманит. В первой группе — минералы, встречающиеся во всех, пробах; во второй — встречающиеся в нескольких пробах; в третьей — минералы, встречающиеся эпизодически.

Спектральным анализом в анальцимсодержащих песчаниках установлены (вес. %): бериллий (сл.—0,0003), скандий (сл.), свинец (сл.— **0,003**), **ниобий** (сл.—**0,01**), галлий (0,001), ванадий (0,002—0,02), медь (0,0003—0,001), цинк (сл.), никель (0,001—0,004), цирконий (0,02—0,06), хром (**0,01—0,04**), стронций (сл.—0,02), барий (0,02—0,03), иттрий (сл.), лантан (0,01—0,03), олово (сл.—**0,001**).

**Цеолиты верхнепермских отложений.** Горизонты цеолитсодержащих пород фиксируются в карбонатно-терригенных отложениях татарского и казанского ярусов (Плотников, Молин, 1969; Файер, Шувалова, Сливкова, 1983), прослеживаясь широкой полосой с северо-запада (от п-ова Канин) на юго-восток (до р. Вычегда). Протяженность полосы 700, ширина — около 200 км. Цеолитоносные горизонты обнаружены как в керне скважин, так и в коренных обнажениях. Цеолит представлен анальцимом, который отмечается в виде цемента в осадочных образованиях. Горизонты с анальцимом приурочены к толще **пестроцветных** и сероцветных отложений. Содержание анальцима в них колеблется от 20 до 80%. Наибольшие концентрации цеолита отмечаются в мергелях. Анальцим в осадочных отложениях встречается в трех формах: 1) изометричные кристаллы; 2) микрооолитовые стяжения; 3) криптокристаллический цемент. Довольно часто центральная часть оолитовых стяжений сложена пиритом и гидроокислами железа (Плотников,

Таблица 7

Результаты химических анализов аналцимовых песчаников (р. Волонга, 1-5)  
и аналцимов из верхнепермских отложений (по М. А. Плотникову, 6-10)

| Компонент                      | 1     | 2     | 3       | 4       | 5       | 6     | 7      | 8     | 9     | 10    |
|--------------------------------|-------|-------|---------|---------|---------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 75,46 | 63,70 | 85,46   | 87,42   | 64,30   | 33,89 | 57,74  | 50,72 | 61,42 | 58,00 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,07  | 1,36  | 0,91    | 0,46    | 1,41    | 0,49  | 0,50   | 0,39  | 1,03  | 0,90  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,06 | 19,25 | 5,83    | 5,22    | 17,80   | 19,34 | 12,32  | 17,89 | 17,88 | 14,60 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,06  | 1,27  | 0,78    | 0,48    | 1,51    | 2,52  | 3,67   | 2,73  | 6,27  | 6,27  |
| FeO                            | 0,57  | 0,49  | 0,26    | 0,29    | 0,55    | —     | —      | —     | —     | —     |
| MnO                            | 0,005 | Сл.   | Не обн. | 0,12    | Не обн. | 0,52  | Сл.    | Сл.   | 0,3   | 0,40  |
| MgO                            | 0,18  | 0,09  | Не обн. | Не обн. | 0,09    | 0,92  | 0,75   | 1,91  | 0,59  | 3,11  |
| CaO                            | 0,54  | 0,64  | 0,39    | 0,26    | 0,26    | 21,34 | 0,26   | 0,60  | 0,84  | 2,64  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,65  | 3,65  | 2,41    | 2,30    | 4,49    | 3,37  | 9,37   | 0,94  | 3,50  | 3,77  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,08  | 0,11  | 0,06    | 0,03    | 0,11    | 3,28  | 2,21   | 2,50  | 3,10  | 2,67  |
| H <sub>2</sub> O—              | 1,38  | 0,90  | 0,50    | 0,38    | 0,76    | —     | —      | —     | —     | —     |
| H <sub>2</sub> O+              | 4,20  | 7,75  | 2,54    | 2,51    | 7,94    | —     | —      | —     | —     | —     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,078 | 0,124 | 0,014   | 0,065   | Сл.     | 0,06  | 0,15   | 0,09  | 0,14  | 0,17  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,35  | 0,27  | 0,34    | 0,26    | 0,40    | 16,23 | —      | —     | —     | —     |
| Сорг.                          | —     | —     | —       | —       | —       | 0,27  | —      | —     | —     | —     |
| SO <sub>3</sub>                | —     | —     | —       | —       | —       | 0,19  | —      | —     | —     | —     |
| п. п. п.                       | 5,06  | 7,85  | 2,75    | 2,21    | 7,36    | 21,20 | 8,27   | 11,50 | 6,20  | 8,22  |
| Сумма                          | 99,65 | 99,60 | 99,49   | 99,61   | 99,69   | 99,67 | 100,68 | 99,81 | 99,59 | 99,66 |

Молин, 1969). Мощность цеолитсодержащих пачек пород достигает 20 м. Химический состав анальцима (по данным М. А. Плотникова) приведен в табл. 7. Отличительной особенностью анальцима из пермских отложений (по сравнению с анальцимом из отложений нижнего карбона) является повышенное содержание в нем калия, достигающее 3,28%.

### **Перспективы поисков и использования цеолитов Тимана**

Изложенный выше материал показывает, что следует поставить вопрос о необходимости детального изучения Тиманской цеолитоносной провинции и в первую очередь той ее части разреза, которая представлена отложениями карбона и перми. При этом надо учитывать, что цеолитообразование происходит в различных фациальных зонах. Необходимо детально с применением высоколокальных методов точной диагностики изучить состав указанных терригенно-карбонатных отложений. Детальное исследование минерального состава цеолитов позволит установить их генезис и дать предварительную оценку их промышленной значимости.

Не останавливаясь подробно на вопросе генезиса цеолитов в стратиформных отложениях Тимана отметим, что имеется много примеров формирования анальцимового цемента (форма выделений, характер локализации) из алюмосиликатного геля. Наличие анальцима в породах, образующихся в разнофациальных условиях, указывает на то, что прямая связь его формирования с фациальными условиями образования вмещающих пород и их литолого-минералогическим составом отсутствует. Группа цеолитов, связанная с базальтовыми полями, сформировалась, по-видимому, в результате процессов низкотемпературного метаморфизма цеолитовой фации.

При постановке и проведении геолого-съемочных, а также поисковых и тематических работ нужно учитывать, что цеолиты встречаются и формируют месторождения в осадочно-вулканогенных породах широкого возрастного диапазона (от кембрия до неогена включительно). Поэтому при изучении стратиформных отложений следует проводить тщательное литолого-минералогическое исследование всех частей разреза. Не исключена возможность обнаружения цеолитсодержащих пород в отложениях более молодого возраста.

Из минералов группы цеолитов Тиманской цеолитоносной провинции в перспективе для промышленного использования можно выделить их высококремнистые (морденит) и низкокремнистые (анальцим) разновидности.

Высококремнистые цеолиты могут найти применение как ценное химическое сырье. Эффективный диаметр каналов мор-

денита равен примерно 4А. Кроме того, путем обработки сильными неорганическими кислотами из него можно удалить алюминий, не вызывая изменения степени кристалличности, и тем самым увеличить диаметр каналов (Чичери, 1980). Природный морденит быстро адсорбирует азот и меньшие по размеру молекулы. Причем наибольший коэффициент диффузии наблюдается в кальциевом мордените. Морденит подобного типа широко развит на Северном Тимане в цеолитах по базальту. Наличие относительно мощных морденитовых зон вдоль трещин отслоения базальтов и в экзоконтактах жил может служить указанием на возможность обнаружения этого цеолита в промышленных концентрациях.

Анальцимсодержащие породы могут быть использованы в сельском хозяйстве для кондиционирования почв, как это уже делается в СССР и Японии (Minato, Utado, 1969). Наиболее перспективны в этом направлении верхнепермские цеолитоносные отложения, отличающиеся повышенным содержанием калия.;

Нами (Осташенко, 1984 а) в лаборатории исследования новых сорбентов Института угля СО АН СССР было выполнено определение полной динамической объемной емкости тиманских цеолитов — морденита и анальцимового цемента из песчаника нижнего карбона. Полная динамическая объемная емкость морденита составила **1,98** мг-экв/г, т. е. один грамм чистого морденита может сорбировать 77,22 мг калия. Динамическая емкость анальцимового цемента составляет **0,98** мг-экв/г, что позволяет грамму анальцима сорбировать 34,6 мг калия. Эти испытания показывают, что анальцимсодержащие песчаники могут являться перспективным сырьем не только в качестве природного кондиционера почвы, но и выступать в качестве пролонгатора при внесении удобрений.

В заключение следует рассмотреть еще один аспект возможного применения анальцимсодержащих пород.

Низкокремнистые цеолиты до последнего времени не включались в разряд важных промышленных объектов. Однако открытие способности их энергичного взаимодействия со слабыми кислотами (Бетехтин, 1950; Богданова, Белицкий, 1968; Будников, Сысолова, **1980**; Цеолиты..., **1977**; Keller, **1952**) позволяет надеяться, что анальцимизированные породы могут найти широкое применение в качестве глиноземистого сырья. Экспериментальными исследованиями (Цеолиты..., **1977**) показано, что при обработке анальцима соляной кислотой с концентрацией 1,85% в течение 5 мин. практически весь глинозем переходит в раствор, а кремнезем выпадает в хлопьевидный осадок. Различные пути миграции основных, компонентов анальцима являются наиболее важным моментом при обработке бедных алюминиевых руд. В мировой практике уже были случаи получения алюминия из цеолитового сырья. В 40-х гг. в

Италии успешно проводили переработку лейцитов Везувия для извлечения алюминия. Сейчас вновь поднят вопрос о продолжении аналогичных работ, причем рентабельным оказывается производство, использующее в качестве сырья вулканические породы с содержанием лейцита 20—30 %.

Учитывая, что отложения карбона и перми имеют на Тимане широкое распространение, а содержание в них анальцима достигает 80%, можно говорить о высокой перспективности анальцимсодержащих пород как сырья многопрофильного назначения.

## ПРОЧИЕ ВИДЫ АГРОХИМСЫРЬЯ

Теми полезными ископаемыми, которым были посвящены специальные главы, не ограничиваются перспективные ресурсы агрохимического сырья на Европейском Северо-Востоке. Здесь известен еще широкий спектр других полезных ископаемых этого типа. Ряду видов сырья (например, баритам, карбонатным породам, подземным водам и др.) будут посвящены специальные монографии ресурсной серии, другие же виды изучены еще очень слабо, о них имеются лишь самые общие сведения. Кроме того, есть целый ряд так называемых «малых» видов полезных ископаемых, имеющих местное значение, есть также основания для выявления новых! видов сырья, еще не освоенных химической промышленностью. Их мы детально рассматривать не будем, а ограничимся лишь общими сведениями.

Фосфориты, детально охарактеризованные выше, являются главным, но не единственным видом фосфатсодержащего сырья. В качестве нового источника фосфора уже указывались фосфатобокситы Тимана, в которых фосфор находится в составе алюмофосфатов. Алюмофосфаты с аморфной и кристаллической (вавеллит, варисцит, крандаллит и др.) структурой гипергенного и гидротермального генезиса широко распространены на Пай-Хое (Юшкин, 1980; Юшкин, Назарова, 1982), известны и их довольно крупные скопления, в частности, вавеллитовые (Юшкин, Маслов, Микляев, 1978). Не исключено, что алюмофосфаты могут быть промышленным источником фосфора. В Казахстане, например, варисцитовые месторождения рассматриваются как месторождения фосфатного сырья.

Важным фосфатсодержащим минералом, как известно, является апатит. Перспективы района на апатит неясны. Повышенно апатитоносны некоторые разности магматических пород на Урале и Тимане. Наибольший интерес как возможный ис-

точник фосфора представляет магнетит-ильменит-апатитовая минерализация в габбро-сиенитах Северного Тимана, однако для выяснения ее масштабов и перспектив необходимо проведение специальных поисково-оценочных работ.

Глауконит в последнее время рассматривается как минерал широкого применения. В сельском хозяйстве он может использоваться как калийное удобрение. На Европейском Северо-Востоке имеются перспективы обнаружения кварц-глауконитовых песков и песчаников, представляющих промышленный интерес, в рифейских, мезозойских и кайнозойских толщах. Наиболее перспективны кварц-глауконитовые горизонты в месторождениях фосфоритов Сысольского района, благодаря которым руды этих месторождений могут рассматриваться как комплексные. Широко распространен глауконит в отложениях верхнеюрского и нижнемелового возраста Печорской синеклизы, в частности, в районах Большеземельской тундры. Разведано Пагинское месторождение глауконита в бассейне Лемвы с запасами около 315 тыс. т. Геологические особенности региона позволяют сделать заключение о возможности создания здесь крупной глауконитовой минеральной базы.

Бентониты, сапониты, палыгорскиты в последнее время приобретают в сельском хозяйстве большое значение как биостимуляторы, чистящие, связующие вещества, наполнители, грануляторы и т. п. На Европейском Северо-Востоке в отношении этих и им подобных минералов перспективны мезокайнозойские толщи, изученные очень слабо.

Опоки, широко применяющиеся в различных отраслях промышленности, связанных со строительством, используются и в химических производствах в качестве адсорбентов, катализаторов, а также для опудривания сложных и комплексных удобрений. На Европейском Северо-Востоке известен ряд перспективных на опоки и другие кремнесодержащие полезные ископаемые районов, выделяется Большеземельская подпровинция (Неметаллические..., 1984), открыты два месторождения опок — Сейдинское и Сармаюское в среднем течении р. Усы. Продуктивная толща этих месторождений сложена глиноземистыми опоками и опокovidными песчаниками сантонского яруса верхнего мела. Средняя мощность опок на Сейдинском месторождении 6 м, на Сармаюском — 8,6 м. Качество опок высокое, суммарные промышленные запасы по категориям А + В + С<sub>1</sub> 5691 тыс. т.

Коми АССР и прилегающие области весьма сильно заболочены, содержат многочисленные залежи торфа, иногда с вивианитом, как это отмечал А. А. Чернов. Поэтому есть основания для широких поисков торфовивианитов, являющихся комплексными удобрениями. В соседних районах (например, в Тюменской области) разведаны в настоящее время тысячи

месторождений торфовивианитов, образующие мощную базу комплексных органо-фосфорных удобрений.

Широко распространены различные природные пигменты, особенно железоокисные, уже упоминавшийся глауконит, битум для производства сажи, каолин и другие адсорбционные глины. Природные пигменты использовались издревле местным населением для изготовления различных красок. Наиболее известны месторождения охры на р. Хароте около впадения ее в р. Елец, где охристые глины залегают среди торфяников. Аналогичные глины имеются и в других районах Полярного Урала: на перевале Хараматолоу, в районе станции Сивая Маска, на р. Усе около д. Адак и в других местах. Адсорбционные глины разведаны на р. Кожим (Нортнича-Иольское месторождение).

Важным горнохимическим сырьем является барит, широко распространенный в регионе (Юшкин, 1978). Общие прогнозные запасы барита составляют около 100 млн. т.

Главный промышленный тип баритовых месторождений — осадочные, возможно, осадочно-гидротермальные, пластовые месторождения девонского возраста (пагинская, хойлинская и падейская свиты)—Хойлинское, Малохойлинское, Пальникское, Пайхойское. Запасы Хойлинского месторождения оцениваются в 35—40 млн. т, подготовлены под открытую разработку запасы в 2,2 млн. т.

Весьма перспективны, особенно на химический барит, стратиформные гидротермально-метасоматические месторождения в карбоне — Карское, Собское, Поуркеуское, Войшорское, Вонкуръеганское и др. Попутно с основными компонентами может извлекаться барит из гидротермальных жильных и метасоматических месторождений барит-полиметаллический и золото-баритовой формации.

Перспективы на борное сырье неясны вследствие слабой изученности известных боропроявлений и отсутствия работ по анализу бороносности различных комплексов. По геологическим данным в регионе не исключается возможность открытия боропроявлений галогенного, вулканогенно-осадочного и контактово-метасоматического типов. В контактовых образованиях базальтоидных интрузий и в гидротермальных системах альпийского типа широко распространен боросодержащий минерал аксинит, иногда датолит (Агулов, Лисицын, 1972, Юшкин и др., 1972). Как промышленный источник бора эти минералы пока не рассматриваются, однако обратить на них серьезное внимание необходимо.

На Европейском Северо-Востоке широко распространены различные карбонатные породы, которые могут использоваться не только в качестве стройматериалов, но и в сельском хозяйстве — для известкования почв. Разведаны довольно боль-

шие запасы химически чистых известняков (Бельгопское и Луньвожское месторождения), которые по качеству пригодны для сульфатного целлюлозно-бумажного, содового и глиноземного производства. Известны десятки месторождений карбонатных пород (известняков и доломитов) не столь высокого качества — Седьюское, Чинья-Ворыкское, Сухой Лог, Юньягинское, Воркутинское, Крутое и др.; карбонатных пород для обжига на известь — Береговое, Джинтуйское, Тобышское; доломитов для производства каустического доломита — Воркутинское, Аячягинское. За счет местных месторождений могут быть удовлетворены все потребности в карбонатных породах для известкования почв.

Широким распространением пользуются сульфатные толщи, поэтому имеются широкие перспективы для открытия месторождений гипса. Сейчас разведаны три крупных гипсовых месторождения: Ижемское — в районе Ухты с промышленными запасами 15,12 млн. т и прогнозными более 130 млн. т; Усть-Цилемское (Мыльское) — с промышленными запасами 0,523 млн. т, прогнозными — 73 млн. т; Седьюское — с запасами 2,15 млн. т.

Принципиальным новым и весьма эффективным видом агроминерального сырья может стать янтарь, вернее, янтареподобные смолы Карского и Печоро-Беломорского янтареносных районов (Юшкин, 1973). Обнаруженная и исследованная нами залежь на р. Песчаной и новые находки геологов ПО Полярноуралгеология в этом районе (бассейн р. Тарипат-яги, оз. Тоинто и др.) позволяют предполагать широкое развитие янтареносных смол, наличие крупных, их месторождений. Вероятно, янтарь можно использовать не только как ювелирное и техническое, но и как химическое сырье, характеризующееся особенно ценными биостимулирующими свойствами продуктов его переработки.

Очевидно, спектр видов агроминерального сырья и его перспективы могут быть существенно увеличены в случае поставки специальных исследований и соответствующего анализа имеющихся геолого-экономических данных о минеральных ресурсах Европейского Северо-Востока.

## **ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ И ОСВОЕНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АГРОХИМИЧЕСКИХ ВИДОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Обобщение материалов по важнейшим видам агроминерального и горно-химического сырья и анализ геологического строения Европейского Северо-Востока с позиций перспектив рудности приводят к заключению, что рассмотренный регион представляет собой важную ресурсную базу этих полезных ископаемых, и что агрохимсырье наряду с энергетическими и рудными ресурсами должно рассматриваться в качестве одного из компонентов минерально-сырьевой структуры Тимано-Печорского ТПК.

Геологические особенности региона определяют высокие перспективы почти на все рассмотренные виды полезных ископаемых, а по многим из них уже сейчас необходимо решать проблему подготовки промышленных запасов и разрабатывать политику комплексного освоения. В первую очередь это касается фосфоритов, солей, соды, цеолитов.

Фосфориты могут стать тем полезным ископаемым, добыча и переработка которого серьезно улучшит обеспечение агропромышленного комплекса Коми АССР фосфатными удобрениями. Необходимо усилить исследовательские, прогнозные и поисковые работы, направленные на открытие фосфоритоносных районов с крупными месторождениями пластового типа. В то же время параллельно с созданием крупной фосфоритовой базы целесообразно на базе уже известных фосфоритовых; месторождений желвакового типа создание местной промышленности фосфоритовой муки. В настоящее время в сельские районы Коми АССР железнодорожным транспортом ежегодно завозится 12 тыс. т фосфоритовой муки, к 1990 г. потребность возрастет до 16—17 тыс. т. Производство фосфоритовой муки на месте

(а некоторый опыт уже имелся в военные годы) позволит высвободить значительные объемы железнодорожного транспорта. Местные минеральные ресурсы позволяют широко и эффективно использовать для повышения продуктивности полей торф, торфовианит, гипс, карбонатные породы и др.

Каменные соли Сереговского месторождения пригодны для получения любых марок солей — пищевых, вплоть до «экстры», кормовых, технических, для производства соляной кислоты, хлора, каустической соды и других, продуктов, которые необходимы для целлюлозно-бумажной, титановой, алюминиевой и химических отраслей промышленности, развиваемых в регионе. Запасы месторождения и горно-геологические условия позволяют во много раз увеличить добычу соли практикуемым здесь методом подземного растворения. Образующиеся в результате растворения соли подземные камеры могут быть использованы в качестве нефте- или газохранилищ. В общей схеме развития Тимано-Печорского комплекса предполагается использование каменных солей Сыктывкарским химкомбинатом по производству пигментной двуокиси титана с попутной выработкой пищевой соли, хлора и каустической соды.

Калийно-магниевые соли Верхнепечорского месторождения могут рассматриваться как объекты промышленной добычи в прямой связи с Соликамским промышленным узлом. Однако предприятия системы Уралкалий довольно хорошо обеспечены своими запасами, и освоение Верхнепечорского месторождения — проблема неблизкой перспективы. В то же время развитие ряда местных производств может стимулировать освоение солей методом подземного растворения, что обсуждалось в соответствующей главе. Может приобрести самостоятельное значение и проблема создания крупных подземных полостей как хранилищ химических продуктов.

Самородная сера является очень важным видом химического сырья, необходимым прежде всего для производства серной кислоты, острую потребность в которой испытывает целый ряд отраслей в промышленности. Будущие титановое производство, гидрометаллургия и другие новые отрасли еще более усиливают сернокислотный голод. Возможность открытия серных залежей, пригодных для разработки методом подземной выплавки, требует постановки поисковых работ на самородную серу. Другой, весьма перспективный источник серы, — серосодержащие газы, освоение которых сдерживается не столько ресурсными, сколько техническими факторами.

Сода, цеолиты, опоки характеризуются весьма значительными перспективными запасами и могут стать сырьем для различных химических производств, однако изученность этих полезных ископаемых как геологическая, так и технологическая очень низкая.

В регионе имеются значительные ресурсы химического и

технического барита. Весьма благоприятный прогноз на глауконит, янтареносные смолы и ряд других полезных ископаемых еще более расширяет комплекс химических видов минерального сырья, перспективных для освоения.

Наряду со специальными видами химического минерального сырья для будущих химических производств большое значение имеют уже добываемые энергетические виды сырья. Важнейшей задачей развития Тимано-Печорского ТПК является организация их технологической переработки и обеспечение комплексного использования. Имеются в виду нефть, газы, уголь, а также горючие сланцы. Их характеристике посвящены специальные выпуски ресурсной серии.

Наиболее актуальна проблема утилизации попутного и растворенного газа осваиваемых нефтяных месторождений, а также извлечение и комплексное использование парафина из высокопарафинистых нефтей. Необходимо комплексное извлечение этана, пропана, бутана, сероводорода и другие компонентов природных газов, которые могут стать основой для производства полихлорвинила, пластмасс, белково-витаминных концентратов, газовой серы и др. Задачей дня стала технологическая проработка вопросов комплексного использования крупных запасов зольных и труднообогатимых углей коксующихся марок, а также углей для получения жидкого синтетического топлива, производства адсорбентов, углеграфитовых материалов, термографитов и т. п. Особым видом химического сырья, подготовленным к освоению, являются бромные и йодобромные рассолы с целым комплексом промышленно ценных микроэлементов, а также лечебно-минеральные воды различного состава.

В связи с поисками и освоением месторождений агроминерального и горно-химического сырья наряду с практическими геолого-поисковыми, технологическими и экономическими проблемами выделяется комплекс научно-исследовательских, задач, требующих скорейшего решения.

Во-первых, для правильной ориентировки прогнозных и поисковых работ необходимо глубокое комплексное исследование геологической среды рудообразования и рудонакопления. В первую очередь это касается осадочных толщ, с которыми связаны все основные месторождения агрохимсырья. Для всех перспективных возрастных уровней требуются детальные литолого-фациальные и палеогеографические карты, составленные на хорошей структурной основе с использованием генетико-информационных исследований минералов. Эти и другие материалы должны обеспечить установление важнейших закономерностей формирования и размещения месторождений ведущих видов сырья.

Во-вторых, для всех месторождений в одинаковой степени актуальным является детальное исследование минерального вещества руд и пород, включая минералого-технологическое

картирование месторождений. Эти работы должны обеспечить получение полной информации для наиболее эффективного использования сырья.

В-третьих необходимы широкие технологические исследования, включая опытные работы по использованию различных видов сырья. Особенно это касается новых видов полезных ископаемых, таких как сода, цеолиты и др. Кроме того, следует осуществить проработку технологических проблем в комплексе, во взаимосвязи всех полезных ископаемых. Это будет способствовать повышению рентабельности их освоения.

Есть все основания надеяться, что Европейский Северо-Восток может в обозримом будущем стать не только сырьевой базой агроминерального и горно-химического сырья, но и новым промышленным химическим регионом.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                       |            |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Введение (Н. П. Юшкин).                                                                               | 3          |
| Фосфориты (В. А. Илларионов, Н. Д. Василевский, А. М. Павлов)                                         | 5          |
| Каменная и калийно-магниевые соли (В. А. Илларионов, Е. П. Калинин, Н. Л. Василевский).               | 26         |
| Самородная сера (Н. П. Юшкин).                                                                        | 63         |
| Сода (В. А. Илларионов).                                                                              | 82         |
| Цеолиты (В. А. Остащенко).                                                                            | <b>104</b> |
| Прочие виды агрохимсырья (Н. П. Юшкин).                                                               | <b>121</b> |
| Перспективы развития и освоения сырьевой базы агрохимических видов полезных ископаемых (Н. П. Юшкин). | 125        |
| Литература                                                                                            | 129        |

## ЛИТЕРАТУРА

- Агулов С. Н., Лисицын А. Е.** Первые находки аксинита и датолита на острове Вайгач // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1972, с. 184—187.
- Анищенко Л. А., Трифачев Ю. М., Якуцени В. П.** Сероводород в газах и нефтях Тимано-Печорской провинции и рекомендации по его исследованию.— Сыктывкар, 1980.—50 с. (Сер. препринтов «Науч. рек.—нар. хоз-ву / АН СССР, Коми фил.; вып. 23).
- Апродов В. А.** О псевдоморфозах по гипсу в кунгурских мергелях Верхне-Чусовских Городков.—Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 9.
- Апродова А. А.** Термонатрит в Прикамье.—Докл. АН СССР, 1945, т. 48, № 4.
- Артамонов Д. С.** Река Печора и Печорский край.—Водный транспорт, 1926, т. 4, № 6.
- Артамонов Д. С.** О перспективах нефте-газоносности Тимано-Пай-Хойской области.—Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 133.
- Барыгин В. М.** Признаки газоносности и нефтеносности в Воркутинском районе.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, № 2.
- Баталии Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф.** Месторождения природной соды и условия их образования.—Казань: НИИГеолнеруд, 1971.
- Баталии Ю. В., Станкевич Е. Ф.** Предварительные указания по проведению прогнозных и ревизионно-поисковых работ на месторождения природной соды.—Казань: НИИГеолнеруд, 1973.
- Баталии Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов Б. С.** Основы прогнозирования и поисков месторождений природной соды.—М.: Недра, 1977.
- Бетехтин Л. Б.** Минералогия.—М.: Госгеолтехиздат, 1950.—956 с.
- Богацкий В. И., Вассерман Б. Я., Моделевский М. Ш.** Новые данные о газоносности южной части Верхнепечорской депрессии.—Газовая промышленность, 1963, № 8.
- Богданов В. И., Белицкий И. А.** Устойчивость природных цеолитов в соляной кислоте.—Геология и геофизика, 1968, № 4, с. 57—64.
- Будников В. И., Сысолова Г. П.** Тунгусская цеолитоносная провинция // Природные цеолиты.—М.: Наука, 1980, с. 159—162.
- Валяшко М. Г.** Закономерности формирования месторождений солей.—М.: Изд. МГУ, 1962.
- Варсановцева В. А.** Геологическое строение территории Печорско-Ильчского государственного заповедника.—М., 1940. // Тр. Печоро-Ильчского гос. заповедника, вып. 1.
- Вернадский В. И.** Опыт описательной минералогии, т. 1. Самородные элементы, вып. 3/4.—СПб. 1908—1912.
- Витязева В. А.** Основные направления развития народного хозяйства Коми АССР на период до 1950 г. // Развитие производительных сил Коми АССР. Сыктывкар, 1968.—25 с.
- Ефремов И. В., Молин В. А., Плутников М. А.** Татарский ярус южного побережья Чешской губы // Стратиграфия и палеонтология перми и триаса Севера Европейской части СССР: Науч. тр. / АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии.—Сыктывкар, 1972.—Вып. 19.—С. 22—29.
- Залкинд И. Э., Оборин А. А.** Самородная сера в нижнепермских отложениях Среднего Приуралья.—Литоология и полезные ископаемые, 1964, № 3.
- Зоричева А. И.** Пермская система. Верхний отдел. Казанский и татарский ярус // Геология СССР, т. 2, ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванов А. В., Богацкий В. И.** Поиски нефти и газа в пермских отложениях юго-восточной части Тимано-Печорской провинции.—Нефтегазовая геология и геофизика, 1963, № 4.
- Иванов А. А., Воронова М. Л.** Геология Верхнепечорского соленосного бассейна и его калиеносность // Геология соляных и калийных месторождений. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 161).—М., 1968, с. 3—79).

**Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.** Геология галогенных отложений (формаций) СССР.— М.: Гостоптехиздат, 1960.

**Илларионов В. А., Ипатов А. А.** Перспективы поисков природной соды в татарских отложениях Западного Притиманья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1976, вып. 8.

**Илларионов В. А., Митяков С. Н.** Содоносность татарских отложений Западного Притиманья // Тр. IX геол. конф. Коми АССР, т. 3. Сыктывкар, 1982.

**Ипатов А. А.** О перспективах освоения месторождения калийно-магневых солей в Коми АССР // Геолог Севера. 1968. № 44(96).

**Ипатов А. А., Синицын С. А.** О возможности разработки калийно-магневых солей Коми АССР способом подземного выщелачивания // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1976, вып. 8, с. 357—361.

**Калинин Э. П.** Каменная и калийно-магневые соли Коми АССР — сырье для получения соды, хлора и технического бишофита // Литология и рудогенез осадочных толщ Европейского Северо-Востока СССР. (Тр. IX геол. конф. Коми АССР, т. 3). Сыктывкар, 1982, с. 122—126.

**Кальберг Э. А.** Сереговский соляной купол // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962, выи. 2, с. 49—59.

**Креме А. Я., Чернявский Г. В.** Геологическое строение и нефтегазоносность северной части Предуральского краевого прогиба // Геол. нефти и газа. 1963. № 2.

**Коссовская А. Г.** Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 23—44.

**Кузькокова Н. Н.** Фации и палеогеография нижней перми Средней Печоры // Материалы по геологии Северного Урала и Тимана.— Сыктывкар, 1962. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; вып. 3).

**Кузькокова Н. Н., Тимонин Н. И., Черных В. А.** Литолого-палеогеографическая карта кунгурского века // Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Л.: Наука, 1972.

**Лангауэр В. А., Остроумов Е. П.** Записка Архангельского городского общественного управления о проведении к Архангельску-Восточно-Уральско-Беломорской железной дороги с ветвью на р. Обь по проекту В. Н. Вельмана.— Изв. Архангельского об-ва изучения Русского Севера, 1911. № 8—9.

**Лепехин И. И.** Дневные записки путешествия Ивана Лепехина по разным провинциям Русского государства в 1771 г.— СПб.: Академия наук, 1780.—376 с.

**Люткевич Е. М.** Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы. Л., 1955.—287 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. серия. Вып. 86).

**Мацук М. А., Юшкин Н. П.** Древние горнорудные промыслы юга Коми АССР.—Коми филиал АН СССР, 1986.

**Л. В. Мигунов, Ю. И. Зыгнер, В. А. Дедеев, В. П. Якуцени.** Лечебно-минеральные воды Тимано-Печорского территориально-производственного комплекса.— Сыктывкар, 1983.—40 с. (Сер. препринтов «Науч. рек.-нар. хозяй.» / АН СССР, Коми фил., вып. 42).

**Никитенко И. П., Калинин Е. П., Юшкин Н. П.** О находке анкилита в гранитоидах Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1973, с. 430—434. (Тр. VII геол. конф. Коми АССР, т. 2).

**Неметаллические полезные ископаемые СССР** / У. Г. Дистанов, А. И. Кринари, В. П. Петров и др.— М.: Недра, 1984.—407 с.

**Орлянин С. М.** Геология, гидрогеология и соленосность Колво-Вишерской водораздельной области и граничащих с ней участков.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1941, ч. 70, № 1.

**Осташенко Б. А.** Генетическая интерпретация закономерностей цеолитовой и агатовой минерализации на Северном Тимане // Проблемы генети-

ческой информации в минералогии: Тез. 11 Всесоюз. минерал, семинара. Сыктывкар, 1980, с. 171—172.

**Осташенко Б. А.** Метаморфогенное цеолитообразование на Северном Тимане // Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 79 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 44).

Осташенко Б. А. Проблема цеолитов Тимана.— Сыктывкар, 1984а.—20 с. (Сер. препринтов «Науч. рек.-нар. хоз-ву» / АН СССР, Коми фил.; вып. 49).

**Осташенко Б. А.** Цеолиты Северного Тимана // Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1984б, с. 19—25. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 50).

**Отрешко А. И.** Геология и условия образования серных месторождений Средневожского бассейна // Самородная сера. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

**Пивень В. А., Данилов М. А.** К стратиграфии, литологии и полезным ископаемым нижнекаменноугольных отложений Северного Тимана.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, с. 430—434.

**Плотников М. А., Молин В. А.** Верхнепермские и триасовые отложения Западного Притиманья.— Л.: Наука, 1969.— 107 с.

**Плотников М. А., Татарский В. П.** Псевдоморфозы кальцита по гейлюситу из татарского яруса р. Мезени.— Зап. Всерос. минер. об-ва. 1946, т. 25, № 3.

**Плотников М. А., Янулов К. П.** О соде в верхнепермских отложениях Западного Притиманья.— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 3, с. 139—141.

**Полезные ископаемые / И. Ф. Романович, А. И. Кравцов, Д. П. Филиппов и др.**—М.: Недра, 1982.—384 с.

**Рабо Дж.** Химия цеолитов и катализ на цеолитах. (Предисловие к книге).—М.: Мир, 1980, т. 1, с. 9—10.

**Разницын В. А.** Тектоника Южного Тимана.— Л.: Наука, 1964.

**Романович И. Ф.** Вопросы генетической классификации месторождений неметаллических полезных ископаемых // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л.: ЛГИ, 1977, вып. 3, с. 10—19.

**Ростовцев Н. Н., Трошихин Б. М.** Отчет о работах Дозмерской геолого-разведочной партии за 1942—1945 гг.— Изв. Главного управления геол. фондов. М.: Госгеолтехиздат, 1948, вып. 6.

**Сидоров М. К.** Север России. О горных его богатствах и препятствиях к их разработке.— СПб., 1881.

**Силаев В. И., Никигин В. Д.** О находке десмина на Полярном Урале // Геология магматических образований севера Урала и Тимана.— Сыктывкар, 1984, с. 76—79 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 48).

**Скоробов А. А., Смирнов В. И.** Природные минеральные воды Северного края // Тр. Сев. геол. управл., вып. 5. Архангельск, 1939.

**Смит Дж. В.** Структура цеолитов // Химия цеолитов и катализ на цеолитах. М.: Мир, 1980, т. 1, с. 11—103.

**Соколов А. С.** Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы.— Сов. геол., 1958, № 5.

**Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза.— М.: Изд-во АН СССР, т. II, 1960; 1962, т. III.

**Старцев В. А., Аникина Г. Н.** Минерально-сырьевая база для развития АПК Коми АССР // Социально-экономические проблемы формирования продовольственного комплекса Коми АССР. Межвузовский сборник научных трудов. Пермский ун-т. Сыктывкар, 1985, с. 36—42.

**Таранина Т. И.** Типы месторождений барита и эволюция баритообразования на Полярном Урале: Автореф. канд. дис.— Сыктывкар, 1982.—20 с.

**Уклонений А. С.** Парагенезис серы и нефти.— Ташкент, 1940.

**Файер М. М., Шувалова Г. А., Сливкова Р. П.** Формирование позднепермских цеолитосодержащих отложений Притиманья.— Литология и полезные ископаемые, 1983, № 5, с. 123—130.

**Ферсман А. Е.** Материалы к познанию цеолитов России.— Петроград,

1914, с. 181—204 (Тр. Геол. музея им. Петра Великого Импер. акад. наук, т. VII, вып. 5).

**Цеолииты** Тунгусской синеклизы — возможный источник получения алюминия. / В. И. Будников, И. Ф. Горовцов, Н. М. Резанова, Г. П. Сысолова // Проблемы геологии алюминиевого сырья Сибири. Новосибирск, 1977, с. 88—92 (Тр. СНИИГГИМСа, вып. 256).

**Чернов А. А.** Сероводородные источники некоторых новых районов Печорского края, имеющих признаки нефтеносности и газоносности // Природные газы.—Л., 1932, сб. 3.

**Чернов А. А.** Полезные ископаемые Коми АССР и задачи освоения их для нужд Великой Отечественной войны // Материалы первой геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1944а.

**Чернов А. А.** Итоги геологических исследований в 1942 г. и план работ на 1943 г. по Северной базе Академии наук СССР. Там же, 1944б.

**Чернов А. А.** Об основных направлениях поисково-разведочных работ на нефть.—Там же, 1944в.

**Чернов А. А.** Геологические исследования Северного Тимана.—М.: Изд-во МОИП, 1947.

**Чернов Г. А.** Новые данные по геологии и перспективам нефтегазоносное<sup>™</sup> и угленосности восточной части Большеземельской тундры.—Сов. геол., 1945, № 4.

**Чичери З. М.** Молекулярно-ситовые эффекты в катализе. // Химия цеолитов и катализ на цеолитах.—М.: Мир, 1980, т. I, с. 296—336.

**Эберли П. Е.** Диффузия в цеолитах.—Там же, с. 461—504.

**Юшкин Н. П.** О перспективах сероносности Южного Тимана // Промышленность горно-химического сырья и природных солей: Информ. бюл. ГИГХСа, 1964, вып. 1.

**Юшкин Н. П.** Перспективы сероносности Европейского Северо-Востока. Сыктывкар, 1964. (Рук. ф. Коми фил. АН СССР).

**Юшкин Н. П.** Янтарь арктических областей.—Сыктывкар, 1973. 46 с.—(Сер. препринтов «Науч. докл.» / АН СССР, Коми фил.; вып. 7).

**Юшкин Н. П.** Барит и целестин Пайхойско-Южноновоземельской провинции (месторождения, минералогия, перспективы).—Сыктывкар, 1978.—48 с. (Сер. препринтов «Науч. рек.-нар. хоз-ву» / АН СССР, Коми фил., вып. 13).

**Юшкин Н. П.** Опыт среднемасштабной топоминералогии. Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция.—Л.: Наука, 1980.—376 с.

**Юшкин Н. П., Маслов М. А., Микляев А. С.** Цеолиты (ломонтит, анальцит) Карской кольцевой депрессии на Пай-Хое и их парагенезисы // Минералы и парагенезисы минеральных горных пород. Л.: Наука, 1976, с. 71—75.

**Юшкин Н. П., Маслов М. А., Микляев А. С.** Минералогия и генезис пайхойского вавеллита.—Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1978, ч. 107, вып. 4, с. 398—406.

**Юшкин Н. П., Назарова Г. С.** Конституция и фазовые трансформации природных коллоидов алюмо-железо-сульфатно-фосфатного состава.—Сыктывкар, 1982.—40 с. (Сер. препринтов «Науч. докл.» / АН СССР, Коми фил., вып. 83).

**Юшкин Н. П., Осташенко Б. А., Павлов Л. П.** Состав и свойства аксинита из пайхойских и полярноуральских месторождений // Сборн. о важнейших результатах научн. иссл. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР: Ежегодник-1971. Сыктывкар, 1972, с. 164—170.

**Яншин А. Л., Жарков М. А.** Фосфор и калий в природе // Тр. Ин-та геол. и геофизики, вып. 673. Новосибирск: Наука, 1986.

**Keller W. D.** Analcime in the Popo Agie member of the Chugwater formation.—Journ. Sedim. Petrol., 1952, v. 22, N 2.

**Minato H., Utado M.** Occurrence, properties and uses of the Clays and allied minerals in Japan.—Jn: The Clays of Japan, Tokio, 1969, p. 79—87.