Ю. В. СЕМЕНТОВСКИЙ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ В ПОЗДНЕПЕРМСКУЮ ЭПОХУ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВНИИгеолнеруд

Ю. В. СЕМЕНТОВСКИЙ

553.042 : 552.5

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ В ПОЗДНЕПЕРМСКУЮ ЭПОХУ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

814

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ
В ЦЕЛЯХ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ



ТАТАРСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
КАЗАНЬ 1973

Печатается в соответствии с планом издания геологической литературы, утвержденной МГ СССР

6П1.8
С 30

Сементовский Ю. В.

Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. Татарское книжное издательство, 1973.

256 стр.; 59 илл.; 42 табл.; 315 назв. библиографии.

Монография посвящена вопросам детальной стратиграфии, фациального анализа, палеогеографической реконструкции и выявления основных закономерностей размещения полезных ископаемых в верхнепермских отложениях Волго-Уральской области. Тщательно выполненная количественная оценка литологических и фациальных комплексов верхнепермского отдела Русской платформы дала возможность автору поднять на новую ступень проблему реконструкции палеогеографической обстановки, наметить основные пути сноса материала с Урала, выявить главные закономерности распределения его в области седиментации в позднепермскую эпоху.

С $\frac{0—3—8—1—019}{М132(03)—73}$ зак. — 72

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук

А. П. Блудоров

Светлой памяти
профессора Леонида Михайловича
Миропольского

ВВЕДЕНИЕ

Широкое развитие верхнепермских отложений в поверхностных выходах на обширных пространствах востока Русской платформы издавна благоприятствовало их длительному и разностороннему изучению. На этом материале разрабатывались и совершенствовались методы исследования, развивалась геологическая теория. Именно здесь Н. А. Головкинским были намечены основные принципы образования осадочных комплексов во взаимосвязи с тектоническими движениями. Здесь, в результате длительной дискуссии, были выяснены некоторые аспекты взаимоотношения морских и континентальных толщ, разрабатывались и совершенствовались методы изучения тектонических структур по красноцветным отложениям.

Нужды нефтяной геологии значительно продвинули вперед изучение верхнепермских отложений, их стратиграфии, литологии. Они служили большей частью лишь вспомогательным объектом для подхода к более глубоко залегающим нефтеносным свитам. Задача же изучения верхнепермских отложений как непосредственных носителей различных полезных ископаемых ранее не ставилась. Между тем вопросы развития народного хозяйства предъявляют возрастающие требования к геологам, повышается значение научных обоснований в планово-экономических разработках.

Все это и определило постановку исследования для выявления закономерностей распределения месторождений минерального сырья в верхнепермских отложениях, а также условий формирования определенных видов сырья и его технических свойств. Вполне очевидно, что решение подобной задачи возможно только на основе общего литолого-фациального изучения верхнепермских отложений. Изложение основных его результатов и составляет главное содержание настоящей работы.

Исходным для выполнения данного исследования послужил обширный материал по литологии верхней перми региона, который собирался и обрабатывался автором в течение трех десятилетий.

Подчиненное, так сказать служебное, значение в работе имеют вопросы стратиграфии. Тем не менее важно подчеркнуть, что в любом литологическом исследовании эти вопросы должны получать надлежащее освещение и решение. Как бы детально не было выполнено литологическое исследование, но если в нем вместо реального геологического возраста указываются лишь безымянные толщи, то такое исследование теряет свою убедительность и достоверность.

При осуществлении литолого-фациального анализа достигнуто повышение точности и объективности построений благодаря использованию простейших приемов количественной статистической обработки литологических данных. Благодаря этому удалось выявить ряд важных

особенностей фациальной картины, добавить новые штрихи в общую характеристику палеогеографии позднепермской эпохи. Эта методическая разработка представляет определенное самостоятельное значение как средство решения разных задач, возникающих при обосновании палеогеографических реконструкций. Можно думать, что предложенные методические приемы окажутся полезными и при изучении других бассейнов седиментации, другого возраста, иного генезиса.

На основе подсчетов объемов и масс осадочного материала и некоторых других расчетов в работе предпринята также попытка количественной оценки как эволюции седиментационного процесса, так и отдельных элементов палеогеографической обстановки.

Палеогеографические реконструкции дополняются кратким обзором эпигенетических (постседиментационных) процессов, которые во многих случаях имели решающее значение в окончательном формировании состава и свойств залежей минерального сырья.

В итоге работы выявлены закономерности размещения полезных ископаемых, определяемые всей историей геологического развития региона. На их основе излагаются и соображения относительно путей использования минерального сырья.

Территория, охваченная исследованием (свыше 600 тыс. кв. *км*), в основном совпадает с площадью распространения верхнепермских отложений в поверхностных выходах в Среднем Поволжье и Приуралье. Она составляет примерно третью часть общей площади развития верхнепермских отложений на Русской платформе. Занимая центральное положение на востоке платформы, эта область приближена к горным сооружениям Урала. Поэтому здесь в наиболее контрастной и ясной форме проявлялось взаимодействие многообразных факторов формирования осадочных толщ, что в немалой степени способствовало детализации многих их особенностей.

НЕКОТОРЫЕ МАТЕРИАЛЫ К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ГОРНОГО ДЕЛА В ПОВОЛЖЬЕ

«...земля является... первоначальным арсеналом... средств труда».

К. Маркс

Познание минеральных богатств неразрывно связано с практическим использованием ископаемого сырья человеком для обеспечения своих повседневных потребностей. Касалось ли дело изготовления кремневых орудий древними охотниками и рыболовами, постройки жилищ из глины и камня или производства бронзовых и железных орудий, всегда необходимо было *найти, добыть, переработать* нужное и пригодное для этого сырье. В памяти поколений накапливался соответствующий опыт, постепенно складывалось представление и о тех напластованиях, из которых приходилось извлекать ископаемые богатства.

Нет сомнения, что и тогда жили свои «умельцы» — люди, которые лучше других знали, где можно найти хорошие кремни и как их нужно обработать, где взять глину и камень для построек, а выплавка металлов требовала уже основательных знаний и в горном деле и в металлургии и окончательно закрепляла неизбежное разделение труда. Нашим далеким предкам было известно, пусть в зачаточной форме, многое из того, что познаем мы теперь. П. Н. Чирвинский (1956) по этому поводу писал: «Мы видим лишний раз, что первобытный человек опередил своим открытием современного человека на тысячелетия. Разве это не был прекрасно наблюдающий краевед, по следам которого нам часто приходится делать свои открытия».

Заселение человеком Приуралья, а затем и Среднего Поволжья происходило вслед за отступающим ледником и началось, вероятно, в среднем палеолите. К эпохе позднего палеолита относится ряд стоянок в Приуралье (рр. Чусовая, Юрюзань, Урал), содержащих орудия из кремня, отчасти горного хрусталя и кремнистого сланца. Наличие последнего указывает, по мнению О. Н. Бадер (1947), на недостаток материала лучшего качества. Некоторые орудия отличались довольно сложной и, надо сказать, искусной выделкой (составные кремневые лезвия). В Поволжье палеолитические стоянки с кремневыми орудиями открыты в урочище «Красная Глинка» близ г. Тетюши и у с. Измери в Куйбышевском районе ТАССР.

Небольшое число стоянок, относящихся к эпохе мезолита, также содержит исключительно каменные изделия: наконечники стрел, копий, ножи, скребки, топоры и т. п. На некоторых стоянках обнаружены мастерские по изготовлению и обработке кремневых орудий с запасами сырого материала, с незаконченными и готовыми изделиями и с отходами производства. Таковы стоянки в Постниковом овраге у г. Куйбышева (обл.).

На Русско-Луговской стоянке в Марийской АССР (V—IV тысячелетия до н. э.) найдено около тысячи кремней, в том числе отходы, полу-

чившиеся при изготовлении орудий, а также кремневые заготовки — крупные куски местных кремней (Халиков, 1960).

Многочисленные неолитические стоянки [1] имеют еще более богатый арсенал кремневых орудий. Постепенно совершенствуется техника обработки. Древние мастера начинают осваивать шлифовку и полировку камня. Обработанные таким образом орудия появляются еще в балахнинской культуре (вторая половина III тысячелетия до н. э.). Особенно интересна находка шлифованного диоритового топора на стоянке «Потопай» в Горьковской области (близ г. Лысково).

Всюду используется каменный материал местных сборов, чаще всего кремень, реже — окремнелые известняки и доломиты. Изредка наблюдается использование и некоторых других местных (пермских) пород: известняков (грузила), песчаников (терочники) и др. Спорадическое наличие орудий из чуждых пород — гранитов, диоритов — объясняется использованием ледникового валунного материала. Севернее, в районах развития моренных отложений, он играл значительную роль. На стоянках эпохи палеолит — бронза Усть-Чусовского района каменный материал происходит в основном из валунов террасовых отложений р. Чусовой (яшма, кремнистые сланцы, диабазовые порфириты и др.), частично (кремни) из коренных пермских отложений (Чирвинский, 1956). Ведущую роль местного каменного материала, главным образом валунных накоплений, современных (камских) и древних (пермских), отмечает Н. П. Старков (1960) для Хуторской стоянки близ г. Соликамска. Ощутимого обмена каменными орудиями между различными провинциями не установлено, хотя несомненно, что каменные орудия имели тогда наибольшую ценность и безусловно служили предметом обмена.

Исключительно большое значение каменного материала можно видеть и на примере стоянок у с. Старое Мазиково на р. Илети в Марийской АССР. Стоянки расположены близ выходов окремнелых пород казанского яруса. На них обнаружено свыше 3000 различных каменных, преимущественно кремневых предметов: долота, тесла, топорики, ножи, скребки, наконечники стрел и дротиков, отбойники, молоты, терочники и др. Обнаружено много отходов производства, склады полуфабрикатов и готовых изделий. Мастера виртуозно владели технологией обработки кремня, об этом свидетельствуют такие предметы, как рыболовные крючки! Особенно большое разнообразие кремневых орудий отмечается в поселениях волосовской культуры (середина II тысячелетия до н. э.), относящейся к энеолитическому времени.

С переходом к эпохе бронзы роль каменных орудий первоначально еще велика, это больше всего относится к приказанской культуре. Лишь к началу I тысячелетия до н. э. наблюдается деградация обработки каменных орудий, небрежность в их изготовлении и, наконец, окончательное исчезновение из обихода режущих и колющих каменных орудий.

Для приказанской культуры особенно характерно использование кремня, который в соседних культурах играл значительно меньшую роль. Производством кремневых орудий занималась определенная часть населения, специализировавшаяся на этом. На ряде стоянок найдены камнеобрабатывающие места — мастерские. Подобные мастерские встречаются, например, близ д. Оришуть на р. Юшут. Широкое использование каменного инвентаря оказало свое влияние и на территориальное размещение стоянок. Кремневые конкреции развиты преимущественно в пачке «серого камня» верхнеказанского подъяруса. Выходы же последнего имеются главным образом в правобережье р. Волги на участках Курочкино — Ташевка (здесь конкреций мало) и Антоновка — Кирельское, а также местами в бассейне р. Казанки (особенно много

[1] Раздел излагается в основном по А. Х. Халикову (1960).

кремней в низовьях р. Ноксы). Наибольшее сосредоточение поселений приказанской культуры приурочено именно к этим участкам. А. Х. Халиков пишет по этому поводу: «...картографирование поселений и крупнейших сосредоточений каменных орудий показывает, что в основном население изучаемой эпохи сосредоточивалось у выходов и скоплений различных пород камня, пригодных для изготовления орудий» (Крижевская, Халиков, 1959).

«Общность по каменному инвентарю» является характерной и своеобразной чертой поселений приказанской культуры. Если для эпохи неолита можно найти ряд аналогий по каменному инвентарю в соседних культурах, то в эпоху бронзы таких аналогий становится все меньше и меньше. Массовое применение каменных орудий в приказанской культуре сокращается лишь к концу эпохи бронзы (вторая половина II тысячелетия до н. э.). Они вытесняются медными и бронзовыми, а затем — и окончательно — железными орудиями.

На территории Кировской области район вероятного сосредоточения поселений аналогичной культуры находится близ г. Слободского. Н. Г. Кассин указывает на наличие обильных стяжений серых кремней в выходах казанского яруса у д. Шиховы на р. Вятке. Он пишет: «В древние времена для обитателей этой страны эти кремни служили предметом широкой добычи и, вероятно, всякого рода кремневое оружие и каменные орудия приготовлялись из этих кремней» (1928, 239).

Использование каменных орудий человеком не прекращается и в последующие эпохи. Такие орудия, как терочники и шлифовальные камни, в трансформированном виде дошли до наших дней. В наши дни использование каменных материалов в технологических процессах неизмеримо возросло и в количественном, и в качественном отношении.

В каменном веке — неолите — человек сделал еще один важный шаг к прогрессу. Он начал овладевать керамическим мастерством. Открытие нового материала безусловно произошло случайно, как и многие другие аналогичные открытия. Но развитие этого производства вырабатывало у специалистов определенные навыки в технологии, обогащало их необходимыми знаниями сырьевых материалов. Керамические изделия длительное время (до начала эпохи железа) изготовлялись приемами лепки. В качестве отощителя использовался песок, дресва, иногда растительные остатки. Для определенного этапа характерно использование толченых раковин. Появление этого приема связано с миграцией волосовских племен. После он переходит в приказанскую культуру, встречается и в других.

Обжиг керамических изделий велся на кострах, поэтому не достигалось высокой температуры, черепок оставался серым. Только к концу эпохи бронзы температура обжига, вероятно в результате применения обжиговых ям, доходит до 900° и выше. Это, естественно, заставило отказаться от примеси ракушечного песка.

Население Среднего Поволжья познакомилось с медными предметами примерно в конце III тысячелетия до н. э. Затем население осваивает постепенно приемы металлургии, совершенно нового дела, необходимого для восстановления изломанных и сношенных орудий путем переплавки. Еще на стоянках волосовской культуры находили обломки тиглей с приставшими к ним каплями меди.

Только с середины II тысячелетия до н. э. начинается использование меди и из местных месторождений пермских медистых песчаников. «Находки медных шлаков и каменных молотов для дробления руды на приказанских поселениях свидетельствуют о том, что наряду с изготовлением медных предметов из привозных медных слитков практиковалась также выплавка руды и на поселениях» (Халиков, 1955). Это подтверждается и данными спектрального анализа, которые во многих случаях

не обнаруживают в орудиях заметных количеств серебра и других элементов, что и характерно для местных руд (Черных, 1965).

Производство металлических орудий из местного сырья безусловно требовало весьма основательных познаний не только в металлургии, но и в горном деле. На высокое развитие кузнечного мастерства, знание свойств металла и широкое применение некоторых приемов термообработки медных орудий указывает Е. Н. Черных (1964).

Эпоха раннего железа (ананьинская и пьяноборская культуры, VIII в. до н. э. — II в. н. э.) представлена довольно многочисленными селищами и другими памятниками, расположенными в основном в нижнем и среднем течении Камы, на Средней и Нижней Вятке, нижнем течении Белой. Основной материал этих культур представлен керамикой, содержащей примесь шамота, иногда встречаются еще толченые раковины. В большом количестве также обнаружены бронзовые и железные орудия и украшения. Прослеживается дальнейшее развитие местной металлургии. Интенсивность использования местных медистых песчаников в это время, по данным А. Х. Халикова, еще более возрастает. Начинается добыча железа из местных руд.

Первоначально технология процесса была примитивной. Процесс велся при сравнительно невысокой температуре прямым восстановлением металла без его плавления. Затем из получаемого кричного железа примесь шлаков частично удалялась проковкой. Использоваться могли только наиболее богатые болотные руды. Все это требовало новых навыков и новых знаний от мастеров своего дела. «Находка руды на Нижней Каме в ряде погребений Котловского могильника ясно свидетельствует о выделении обособившихся мастеров, обслуживавших свою и соседнюю общину» (Смирнов, 1949). Позднее, в поселениях именьковской (восточно-буртасской) культуры (IV—VIII вв. н. э.) [1], археологический материал свидетельствует о дальнейшем совершенствовании навыков населения и их специалистов в использовании минерального сырья. Для керамических изделий (лепных) отмечается заметное повышение температуры обжига. Это, как указывалось выше, и привело к отказу от применения ракушечного песка. Наряду с этим появляются сосуды небольшого размера, изготовленные из хорошо промешанной глины, без примеси грубого отощителя. Наряду с медно-бронзовыми изделиями содержится много железных орудий, оружия и других изделий. Отмечается также наличие железных шлаков. Последних особенного много на поселениях Именьковском у р. п. Лаишева, Маклашеевском и Щербетьском у г. Куйбышева (ТАССР). Литейные тигли и формы найдены на многих поселениях.

Накоплен значительный археологический материал, который характеризует использование минеральных ресурсов в Булгарии (X—XV вв.). Керамическое производство поднимается на следующую ступень. На смену грубой лепной посуде приходит гончарная, хорошей выработки, нередко со скульптурными украшениями, среднего и высокого обжига. Обжиг ведется в крупных горнах. Появляется глазурованная поливная посуда. Однако при наличии глубокого социального расслоения в обществе беднейшее население вынуждено по-прежнему пользоваться лепной посудой собственного производства.

В числе керамических материалов впервые появляется кирпич. Для него первоначально был характерен относительно уменьшенный размер, толщина 4—5 *см*. Вероятно, в то же время возникло, а позднее получило широкое развитие производство черепицы, печных изразцов и другой строительной и архитектурной керамики.

Помимо кирпича в древней Булгарии применялись и другие, доволь-

---

[1] Как и булгарский период (ниже), излагается в основном по материалам Н. Ф. Калинина и А. Х. Халикова (1954 и др.).

но разнообразные строительные материалы. Как указывает В. В. Егерев (1931), для кладки стен в булгарских постройках, наряду с известняком, использовался известковый туф. Последний, к тому же, сравнительно с известняком (а вероятнее — доломитом), показал весьма высокую устойчивость против выветривания.

П. С. Паллас (1773), который посетил Болгары в 1768 г., мог наблюдать постройки значительно лучшей сохранности, чем в настоящем. Он описывает несколько каменных зданий. Одно из них сложено «из неровных худо отесанных, но весьма плотно сложенных известковых, древяных, диких и гипсовых камней, которые уповательно браны в гористом берегу Волги». *Примерный размер тесаных камней 0,2×0,4×0,7 м.*

Попутно заметим, что волжский камень был давно известен далеко за пределами Булгарии. По свидетельству А. В. Хабакова (1950), особо ценный камень в Суздальскую землю возили в 1164 г. и позже «из Булгар». Булгары вообще были особенно искусны в каменном деле. К этому периоду относится возведение ряда каменных укреплений. Одна из башен такого укрепления, впоследствии неудачно реставрированная, находится у г. Елабуги и известна здесь под именем «Чертова городища».

В Булгарии было известно применение гипса для отливки архитектурных украшений. Булгарские мастера знали также свойства гидравлического гипса и использовали его в качестве строительного раствора (Егерев, 1931). Несомненно, что этому способствовало наличие крупных залежей гипса на правобережье р. Волги.

Использование камня в строительстве со временем все расширяется. Каменные постройки особенно характерны для XIV—XV веков. В это время появляется и резной камень. В середине XVI века (1556 г.) начинается постройка казанского Кремля из белого волжского известняка (доломита?). К этому времени, следовательно, складываются и соответствующие кадры горнорабочих и мастеров из местного населения, унаследовавшие опыт булгар и владеющие необходимыми навыками для разыскания, добычи и обработки камня.

В связи с общим возрастанием потребности в камне в Московском государстве именно в это время (в 1584 г.) был создан специальный Приказ каменных дел, который ведал «всего Московского государства каменное дело и мастеры».

В древней Булгарии много было мастеров железного дела. В большинстве булгарских городищ встречены следы деятельности сельских плавщиков железа (кричников) и кузнецов — железный шлак (Калинин, Халиков, 1954). На ряде селищ найдены остатки сыродутных горнов, обломки сопел, тиглей, куски кричного железа. Таковы городища 4-е и 5-е Войкинские, Урматское, Зеленковское, Кищакское, Хулаш. Остатки чугунолитейного производства найдены в Чуру-Барашевском городище. Здесь имеются обломки сопел, чугунные слитки и чугунные прослойки в яме, а также куски известняка, применявшегося вероятно в качестве флюса. Объем этой домницы Н. Ф. Калинин оценивает примерно в *0,45 м*^{3}.

Много сыродутных горнов открыто при раскопках древнего города Болгара, у стен которого было широко развито металлургическое производство. Как указывает А. М. Ефимова (1953), среди обычных горнов небольшой высоты (около 1 *м*) открыто несколько горнов значительно большей высоты, вероятно порядка 2—2,5 *м*. Такие горны характеризуются также большим числом воздуходувных отверстий. Оба эти обстоятельства — увеличенная высота и усиленное дутье — обеспечивали большее совершенство процесса, увеличение выхода и повышение качества металла.

Дальнейшее наращивание высоты подобных горнов и соответственное увеличение температуры процесса привели к коренному изменению его характера. Вместо кричного железа (а вначале и вместе с ним) гор-

ны стали давать новый продукт — чугун. Наличие в раскопках г. Болгары большого количества обломков чугунных сосудов местного облика подтверждает развитие здесь чугунолитейного производства. Оно датируется XIV веком, в то время как возникновение плавки и литья чугуна в Восточной Европе приурочивалось ранее к XVI веку (Ефимова, 1958).

При дальнейшей обработке металла (железа) булгарскими мастерами широко использовались приемы термообработки и цементации. Сырьем для получения чугуна и железа служили в большинстве случаев небольшие местные залежи болотных руд. Одна из таких залежей находится в пойме р. Актай под Кищакским селищем. Близ городища Хулаш (на р. Кильна) переработке подвергались сульфидные руды (пирит), добывавшиеся из юрских отложений.

На Каюковском селище (р. Актай) имеются признаки медеплавильного производства: сопла, медные шлаки и слитки. Г. М. Залкинд (1930) считает, что топонимические признаки: названия деревень — Бакырча, Бакырла (Апастовский, Мамадышский и другие районы ТАССР) свидетельствуют о разработке здесь медных руд булгарами. В частности, он указывает на наличие следов рудников и плавильных ям близ дд. Средние, Малые и Большие Бакырчи Апастовского района. Как свидетельствует П. И. Рычков (1770), он видел в ряде пунктов остатки подземных работ, которые также, вероятно, следует отнести к булгарскому периоду. «Горное искусство древних народов,— пишет П. И. Рычков,— во всем было отлично от ныне употребляемого: ибо они входили в землю, не делая никаких подстав, а отверстия их подкрепляла та же самая земля, которой верхи они выделывали на подобие свода».

Производство железа, широко развитое в Булгарии, не было, однако, обеспечено достаточными природными ресурсами. Мелкие месторождения болотных руд не удовлетворяли возрастающие потребности. В течение XVI в. были открыты богатые железорудные месторождения в центральных и северных частях молодого Московского государства. После покорения Казанского ханства в 1552 г. быстро стали развиваться экономические связи территории Волго-Камья с центральными областями государства. Дешевое железо и железные изделия, поступавшие оттуда, пришли на смену местным. Существование здесь металлургии железа стало ненужным. В XVIII веке в центральных районах Волго-Камского края работают лишь единичные железоделательные заводы: Ижевский, Воткинский, Буйский, Камбарский, Царево-Кокшайский. В северных районах края в период с 1729 по 1910 годы работало до полутора десятков заводов (Кирсинский, Климковский, Омутнинский и др.), давших за все время до 3 миллионов тонн чугуна.

Иначе обстояло дело с медью. В центральных районах государства месторождений меди не было. Освоение Урала было еще делом будущего. Между тем постепенно развивавшееся хозяйство страны, войны, которые она была вынуждена вести для защиты своих границ и их расширения, требовали много металла. Это и заставляло предпринимать попытки к возрождению добычи меди в Приуралье. В самом начале XVII века были разысканы залежи близ Кукмора, на которых работал небольшой завод. В числе первых в этот период, в 1635 г., возник Григорьевский (Пыскорский) завод близ г. Соликамска, также использовавший медистые песчаники. Завод действовал в течение примерно 25 лет, пока не истощилась руда (Хабаков, 1950). В 1643 г. из Москвы в Казань прислан был некий Онуфриев с поручением руководить открытием и разработкой рудников и деятельностью медеплавильных заводов. До 1666 г. здесь существовал казанский медеплавильный завод. Позже с той же целью был прислан Лаврентий Нейдгарт, аналогичное распоряжение получил и казанский воевода Петр Львов.

Но не руками подъячих и воевод был возрожден горный промысел. Во многих местах сохранились еще следы старых «чудских» разработок.

По этим следам часто и ставились вновь рудники. «Можно сказать, что они наибольший подали повод заводчикам помышлять о заведении рудокопных промыслов»,— писал И. И. Лепехин (1771). В приискании же новых месторождений руд постоянно участвовало местное население, крестьяне, «медных дел мастера», «рудознатцы». К этому времени, как отмечает А. В. Хабаков, сложились уже «династии» рудознатцев. К сожалению, до нас дошли лишь немногие имена тех искателей и горщиков, которые и были истинными знатоками горных богатств своей страны. Это кунгурские крестьяне Федор Мальцев, Федка Попов, Иван Патрушев, Данила Воронцов, татарин Беляк Русаев и другие «простые люди».

В начале XVIII столетия, в период петровских преобразований, начинается строительство металлургических заводов на Урале. Продолжается быстрое развитие медеплавильного производства и в Приуралье, и в Волго-Камском крае. В период 30—60-х годов XVIII века медеплавильные заводы здесь открываются один за другим. На них в то время выплавлялась почти вся медь в России.

Во второй половине XVIII столетия в Казанско-Вятском районе работало свыше 10 заводов, примерно столько же в Уфимско-Оренбургском районе и несколько меньше — в Пермском. Заводы были оборудованы медеплавильными печами, гармахерскими горнами для очистки металла и горнами для предварительного обжига крепких руд. Наиболее крупные заводы — Таишевский (Кукморский), Воскресенский (южнее г. Стерлитамака), Кананикольский и др. — имели по 5—7 медеплавильных печей, а Шурминский даже 10.

К каждому заводу было приписано большое количество рудников, расположенных нередко на значительном удалении, до 150—200 и даже 300 верст (Преображенский, Кананикольский). Разрабатывать рудники и обеспечивать заводы рудой на таком удалении было возможно только в условиях крепостного труда. Общее количество рудников исчислялось тысячами. По подсчетам Л. М. Миропольского (1938) на территории Татарии было 217 рудников. В начале XIX в. только по четырем заводам (Таишевский, Мешинский, Бемыжский, Иштеряковский) числилось 543 рудника, из них 174 было выработано, 19 разрабатывалось, остальные находились в резерве. М. И. Липовским (1925) для всех трех районов были учтены данные по 2648 рудникам (Пермский район — 410, Уфимско-Оренбургский — 1701, Казанско-Вятский — 537). Н. К. Разумовский же только в Пермском районе насчитывает 3943 рудника (1929). На всей территории общее число рудников за весь период превышало 9000 (Гудалин, Ковалев, 1951).

Техника работ на рудниках и заводах была весьма примитивной. Проходка осуществлялась без крепления. На заводах даже водяные двигатели применялись не всегда. Все это требовало большого количества рабочей силы и было возможно только в условиях крепостного труда. По этому поводу даже в то время П. С. Паллас (1773) писал при посещении Воскресенского завода: «Так как исполняемая крепостными людьми работа требует небольшого иждивения, то здесь получают знатную прибыль».

Производительность отдельных заводов колебалась от 1—2, вероятно до 5—6 тысяч пудов (до 100 *т*) меди в год. Общегодовая выплавка меди на всех заводах временами достигала 2 тыс. *т*. Примерно столько же тогда получали и на самом Урале. Приближенными подсчетами установлено, что за все время деятельности заводов в течение XVIII и XIX столетий было выплавлено около 200 тыс. *т* меди. В настоящее время такое количество дает один крупный завод за 3—4 года.

Вместе с общим ростом добычи меди в стране уменьшался удельный вес заводов Волго-Камского края и Приуралья. В первой четверти XIX столетия прекратили свою деятельность многие заводы, а после 70-х годов продолжали работать лишь единичные. Один из последних заводов

в Казанском районе — Мешинский (построен в 1749 г.) — пришел в упадок и был закрыт в 1865 г. В первые годы XX века еще работал завод близ Мамадыша. В Пермской области Юговской завод перестал действовать в 1903 г. Дольше всех работал Верхоторский завод на рудах Каргалинских месторождений, кстати сказать, удаленный от них более чем на 100 *км*. Он закрылся последним — в 1914 г.

Тем не менее добыча руды и выплавка из нее меди продолжались отдельными кустарями и предпринимателями. Е. И. Тихвинская (1961) указывает, что добыча меди в начале XX столетия в отдельные годы достигала 600 *т*. И даже в 1922 г. крестьяне д. Кулларовой выплавили «пробный» слиток меди.

Основной причиной упадка мededобывающей промышленности Волго-Камского края и Приуралья явились менее выгодные технико-экономические условия разработки местных месторождений по сравнению с уральскими. Местные предприятия гибли, не выдерживая конкуренции с уральскими, которые базировались на крупных месторождениях, были более мощными и совершенными. С ликвидацией крепостного права, когда появилась масса свободных рабочих рук, местные предприятия были окончательно подорваны. В этой связи совершенно неубедительными выглядят высказывания Г. М. Залкинда, который в одной из своих статей писал, что «мелкие заводчики б. Казанской губернии, без титулов, связей и больших капиталов, естественно, не могли выдержать конкуренции и прекратили свое карликовое производство» (1931). Дело здесь не в «титулах и связях», а в экономическом законе капитализма, согласно которому берет верх в конкурентной борьбе более совершенное, более крупное предприятие, с более высокой степенью эксплуатации.

В Среднем Прикамье в конце XVIII в., в 1773 г. И. И. Георги был обнаружен минерал зеленого цвета, названный впоследствии волконскоитом. Однако подлинная история волконскоита началась в 1830 г., когда зеленый минерал, найденный крестьянином из пос. Петилово, близ д. Ефимята, был доставлен А. П. Волкову — служащему удельного ведомства в Перми по медеплавильному делу. Последний писал: «представлена... была за образцы медной руды затвердевшая глина, густо проникнутая раствором хромиева окиса. Сей горный продукт по отличному своему зеленому (травяно-зеленому) цвету может быть употребляем на краску...» (цит. по Беленькову, Игнатьеву, 1952). Осенью того же, 1830, года угодливые чиновники «преподносят» этот минерал начальнику департамента уделов министру Волконскому, в честь которого его и именуют. После этого интерес к волконскоиту был надолго утерян. Открытие минерала приписывалось А. Кеммереру, роль которого свелась только к пересылке материалов для первой заграничной публикации. Все перипетии этой истории выяснены и с большой детальностью освещены И. В. Беленьковым и Н. А. Игнатьевым (1952), благодаря чему и стали известны действительные имена первооткрывателей минерала.

Сведений о добыче волконскоита в дореволюционные годы не имеется. Наиболее интенсивное его изучение относится к периоду 1928—1940 гг., когда к работе П. И. Кротова (1902) добавился ряд других: Л. В. Пустовалова (1923), К. П. Орешкина (1937), В. В. Александрова, Н. А. Игнатьева, Г. Г. Кобяк (1940). К этому времени относится и начало разработки волконскоита, когда он был официально введен в число полезных ископаемых. Всего за восемь лет было добыто около 40 *т* минерала.

Добыча самородной серы, в противоположность меди, была ограничена небольшим числом пунктов. Сюкеевское месторождение серы было известно еще в древней Булгарии и разрабатывалось тогда же. Неоднократно здесь велась добыча серы и позже. В XVIII в. здесь существовал завод для выплавки серы — «Серный городок». В XIX в. кратковремен-

ную добычу серы вел предприниматель Трузе. С 1879 по 1884 г. было добыто 8398 пудов (137 *т*) серы.

Для районов Куйбышевского Поволжья первое упоминание о добыче серы относится к 1626 г. В среднем течении р. Сок (где-то близ д. Еремкино) имелось озеро, «...а в ём емлют серу горючую» (по Беккер, 1935).

Весьма активные меры по организации производства серы в Поволжье предпринимаются в период Северной войны. В 1701 г. была открыта «лучшая» сера близ устья р. Сок, на горе Кабья (Серная гора, напротив устья р. Сок). Уже два года спустя, по свидетельству Корнелия де-Бруин, на добыче серы здесь работало более 4000 человек (Беккер, 1935).

В 1704 г. по указу Петра I был заложен городок Сергиевск и при нем двор для выплавки серы, к которому первоначально было приписано 508 семей крестьян. Здесь же производилась и высадка серы из сероводородных вод. Позже А. Д. Озерский (1867) так характеризовал этот промысел: «Близ Шумбулата и Серного городка образовались от множества ключей серные пруды, из которых вытекает в Сок так называемая Молочная река, кажущаяся от серного ила мутной. В прежнее время ил этот собирали в досчатые ящики и в бывшем около Сергиевска заводе извлекали серу, заключавшуюся в нем в количестве до 30%».

В 1720 г. значительная часть людей, в том числе и мастеров из Сергиевска, была переведена на Волгу, на упомянутый выше завод у Серной горы. Завод этот ежегодно давал серы около 1500 пудов (25 *т*), в том числе «самородной» (т. е. штуфовой) до 400 пудов (7 *т*). Переходя в разные ведомства и к разным хозяевам, завод действовал до 1764—1765 гг. Позднее, несмотря на неоднократные попытки, добыча серы здесь уже не возобновлялась.

В иных пунктах территории также предпринимались попытки добычи серы в XVIII в. из сероводородных источников. Так, в Пермском Приуралье известны «Душные ключи». Остатки серного завода имеются в Поволжье, у г. Козьмодемьянска. Возможно на нем использовались юрские колчеданные руды.

В XVIII веке близ р. Утки (ТАССР) велась также добыча селитры из почв. В разное время здесь существовали казенный и частный заводы, которые поставляли товарную селитру.

Нет никакой возможности учесть использование местного минерального сырья в качестве строительных материалов: камня, песка, гравия, глины, гипса. Для нужд мелкого строительства эти материалы использовались местным населением повсюду в местах их залегания. Как ни прост был этот промысел, но и он требовал известных навыков и знаний. Достоверные сведения имеются только в отношении некоторых пунктов.

В числе последних следует назвать прежде всего гипсовые разработки на правом берегу Волги, выше с. Богородское (Камское Устье). Частный гипсово-алебастровый завод здесь давал около 80 тыс. *т* алебастра ежегодно. Разработки гипса прежде, а также в первые годы Советской власти велись примерно в 25 пунктах на территории Татарской АССР. В общей сложности они давали до 25 тыс. *т* ежегодно. Ряд месторождений, как, например, Камаевское (Арский район), при этом был в короткий срок полностью выработан.

Разработки строительного камня были зарегистрированы более чем в полусотне пунктов. Среди них, помимо Жигулевских разработок, наиболее крупным был Куркачинский карьер. Он давал около 100 куб. сажен (менее 1000 куб. *м*) в год.

Большой известностью пользовались каменоломни «Горное заделье Нолькинский камень» в восточной части Марийской АССР, на р. Нольке (в 10 *км* южнее с. Сернура). Этот промысел в XIX и начале XX века существовал в течение более чем 100 лет. Ежегодно в зимний период на

нем было задолжено до 800 человек из окрестных деревень. Промысел специализировался на выработке каменных стоек из известняков и жерновов — из песчаников. Тех и других в год производилось до 5—6 тыс. шт. Длина штолен по песчаникам достигала 300 *м*.

Не меньшую известность имели и Жерновогорские разработки близ г. Советска (б. Кукарка) в Кировской области. Здесь выпускались как жернова, так и штучный строительный камень. Этот камень — известняк, так называемая «опока» — обладает превосходными архитектурно-строительными показателями. Он вывозился во все волжские города, от Нижнего Новгорода до Астрахани. Изготовленные из «опоки» детали сооружений, памятники в с. Жерновогорье, гг. Советске, Кирове и других пунктах за 85—125 лет не претерпели никаких изменений. В западной части Башкирии местами широко использовались уфимские песчаники. Здания, построенные из них, имеются, например, в г. Давлеканово.

Из необходимости обеспечения насущных потребностей человека постепенно рождалось познание богатств природы. Эти знания по крупице собирались и передавались из поколения в поколение многими сотнями и тысячами мастеров-умельцев, к сожалению в большинстве своем оставшихся безвестными. По необходимости эти знания были ограничены кругом практической деятельности человека, но именно они послужили той основой, на которой развивалось научное познание природы, а затем и дальнейшее овладение богатствами недр. «Зачатки реального знания руд, горных пород и минералов, первые конкретные научные представления о составе и строении Земли... зарождались там, где накапливался в е к о в о й н а р о д н ы й о п ы т по использованию земных недр» (Хабаков, 1950. Разрядка моя.— *Ю. С.*).

Бурная петровская эпоха была отмечена выявлением многих десятков новых месторождений железных и медных руд, закладкой многих рудников и заводов. В этот период началось развитие горнозаводской промышленности на Урале, резкое расширение медеплавильных заводов в Приуралье и Прикамье. Именно в это время, в 1703 г., в первом номере первой печатной русской газеты мы находим первые достоверные сведения о наличии меди и нефти в районах Поволжья: «Из Казани пишут, на реке Соку нашли много нефти и медной руды, из той руды медь выплавили изрядну, отчего чают немалую быть прибыль Московскому государству». К 1700 г. относится основание нового Приказа рудокопных дел (напомним, что Каменный приказ продолжал существовать с 1584 г.). Усилиями В. Н. Татищева, сделавшего очень много для организации горнозаводского дела в России, были открыты на Урале (в Кунгуре и на Уктусском заводе в 1721 г.) горнозаводские школы для подготовки мастеров горного дела.

Труды М. В. Ломоносова заложили основу геологических наук. Ученый-энциклопедист особое внимание уделял горной науке, считая ее основным предметом своей деятельности. Понимание Ломоносовым существа основных геологических процессов, проникнутое идеей развития, намного превысило уровень науки того времени.

Последующий период, включающий значительную часть первой половины XIX в., был временем больших достижений в области геологических наук вообще и обогащения их региональными материалами в особенности.

В 1774 г. в Петербурге было открыто Горное училище, и, по мере расширения горно-геологического образования, районы пополняются кадрами специалистов. Все более широкое развитие получает составление геологических планов и карт методами геологического картирования, непосредственной работой в поле. Подобные карты, без сомнения, составлялись также для области Приуралья и районов Прикамья, где

именно в этот период наиболее широко развертывается медеплавильное дело, требующее использования многочисленных месторождений медистых песчаников, разбросанных на большой территории. В результате практической деятельности работников горного дела зрело представление о формации медистых песчаников и цехштейне как о самостоятельных образованиях, отличных и от нижележащей «почвы каменноугольной», и от перекрывающих слоев кейпера (триаса). Вполне определенно это представление оформилось в «Курсе геогнозии» Д. И. Соколова (1839).

Через два года произошло еще одно значительное событие — вышла из печати первая геологическая карта всей Европейской части России, составленная Г. П. Гельмерсеном (1841). Несомненно, что и эта карта была составлена в итоге большой работы по картированию, проводившейся на местах в предшествующие десятилетия. Большое значение в этом деле имела, в частности, инициатива Д. И. Соколова, предложившего в 1834 г. через Корпус горных инженеров приступить к составлению обзорных геологических карт по горным округам.

Г. П. Гельмерсен на карте выделяет все основные стратиграфические единицы (системы). Здесь мы уже не находим не привившегося у нас термина «пенеенская почва». Между «почвой каменноугольной» и «раковинным известняком» находится «новый красный песчаник», в тексте же объяснительной записки неоднократно повторяется выражение «пермские песчаники». Как справедливо отмечает В. В. Тихомиров (1953), применение этого выражения без всяких пояснений свидетельствует о его широкой известности среди русских горных инженеров.

Последующие работы Р. И. Мурчисона в России (1840—1844 гг.) проходили в весьма благоприятных условиях, созданных ему русским правительством. Его постоянно сопровождали видные русские геологи А. А. Кейзерлинг и Н. И. Кокшаров, на местах широко использовались материалы и помощь местных геологов. Поэтому, отдавая должное знаниям и опыту крупных иностранных ученых — Р. И. Мурчисона и его спутника Э. Вернейля, нужно все же заметить, что составленное ими описание фактически является трудом коллективным, основанным на материалах многолетних исследований русских ученых. В первую очередь это касается наименования и определения пермской системы, которое к тому времени уже вполне созрело и в основных принципиальных положениях было решено.

Многие русские геологи — современники Мурчисона вполне ясно представляли себе реальное положение вещей. А. Д. Озерский при переводе книги Мурчисона ввел в нее существенные дополнения и изменения, в какой-то мере восстанавливающие историческую истину. Очень хорошо и точно выразил отношение к работам Мурчисона академик Э. И. Эйхвальд (1846). В своей монографии, в сноске на стр. 412 он пишет: «...мне кажется, г. Мурчисон напрасно старается уверить, что у нас до его приезда было совершенное геологическое замешательство... Мы, напротив того, могли бы вернее сказать, что г. Мурчисон определил или описал *только те горные формации в России, которые мы знали и до его приезда,* не исключая даже неудобно названные новыми именами девонскую и пермскую системы. *Если бы русские геологи имели те же средства от правительства,* как г. Мурчисон (курсив мой.— *Ю. С.*), то они были бы также в состоянии гораздо более содействовать развитию геологии в России».

Все подобного рода возражения со временем забылись, и в течение свыше ста лет факт установления пермской системы связывали исключительно с именем Р. И. Мурчисона. Только лишь в сравнительно недавнее время истина была восстановлена в основном работами В. В. Тихомирова (1953, 1955).

В последующем происходит постепенное накопление знаний о пермских отложениях Поволжья и Приуралья, уточнение их границ, детализация расчленения. Изложение истории изучения пермских отложений неоднократно являлось предметом специальных исследований. В их числе следует назвать прежде всего наиболее полную и детальную монографию Е. И. Тихвинской (1946), а также работу А. Н. Мазаровича и В. В. Фениксовой (1949).

Всякому, кто занимается пермскими отложениями, невозможно пройти мимо работ Н. А. Головкинского (1868 и др.). Этот выдающийся ученый является основоположником учения о фациях, сформулировавшим задолго до И. Вальтера основные законы фациального анализа и применившим впервые у нас само выражение «фация» (Головкинский, 1968; Сократов, 1949; Чердынцев, 1954; Сементовский, 1954; Морозов, 1955). Работы Н. А. Головкинского укрепили оспаривавшееся положение о самостоятельности пермской системы и ее границах. Он наиболее четко показал существование в составе пермских отложений трех толщ: нижней красноцветной песчано-глинистой толщи (впоследствии — уфимский ярус); средней светло-серой известково-доломитовой толщи цехштейна (через 45 лет — казанский ярус) и верхней толщи — «яруса пестрых мергелей» (вскоре — татарский ярус). Н. А. Головкинский подтвердил и теоретически обосновал переход морских отложений цехштейна в песчано-глинистые породы Вятской и Пермской губерний. Он заложил также основы тектонического изучения территории Волго-Камского края.

«Работы Головкинского по полноте наблюдений и важности сделанных выводов были в истории изучения перми одним из краеугольных камней, на которых строилось здание дальнейших успехов этого изучения» (Мазарович, Фениксова, 1949).

В последующие 50 лет, в результате труда многих исследователей, зачастую в итоге длительных дискуссий, борьбы разноречивых мнений, происходит становление почти всех основных стратиграфических единиц — ярусов пермской системы. А. П. Карпинский в 1874 г. в одной из своих ранних работ выделил отложения артинского яруса. В 1890 г. А. А. Штукенберг дал детальную характеристику и обосновал выделение в самостоятельный кунгурский ярус отложений, залегающих выше артинского. Нижележащие ярусы — сакмарский и ассельский — были выделены значительно позднее (в 1936 и 1954 гг.) В. Е. Руженцевым.

Верхняя красноцветная толща пермской системы, именовавшаяся ярусом пестрых мергелей, в 1887 г. получает от С. Н. Никитина свое современное название — татарский ярус. Наконец, в 1915 г. А. В. Нечаев предлагает названия и для остальных двух ярусов верхнего отдела: казанского и уфимского. Таким образом, в начале XX столетия устанавливается схема деления пермских отложений, в последующем испытавшая лишь небольшие изменения.

Успехи геологических наук вообще и результаты региональных исследований многих поколений геологов подготовили ту основу, на которой развернулось дальнейшее их изучение нарастающими темпами и практическое использование уже в годы Советской власти.

Усилиями Геологического комитета, организованного в 1882 г., было начато систематическое изучение геологического строения страны и составление 10-верстной геологической карты. Однако вследствие недостаточности средств, отпускаемых для этой работы, к 1917 г. такая съемка охватила не более 10% всей территории страны. Европейская часть России была охвачена этой съемкой довольно полно. На территории Поволжья и Приуралья значительные площади были покрыты 10-верстной съемкой, работы по отдельным листам продолжались и в трудные годы гражданской войны, и позже, вплоть до 1934 г., а публикация материалов съемок, оформленных не всегда однотипно и полно, растянулась до 1939 г. На некоторых площадях в начале тридцатых годов

проводилась и более детальная 5-верстная съемка. Все эти работы, сопровождаемые достаточно детальным изучением стратиграфии, палеогеографии и учетом основных месторождений полезных ископаемых, имели, безусловно, большое значение в познании геологического строения территории.

Материалы 10-верстной съемки, длившейся 50 лет, были, разумеется, весьма неравноценными. Тем не менее они явились, в ряде районов, основным источником для составления геологической карты Советского Союза миллионного масштаба. Работы по составлению отдельных листов этой карты начались еще в первые годы Советской власти (Ивановский лист первоначально составил акад. А. Д. Архангельский в 1920—1922 гг.). Издание листов этой карты для европейской части страны в основном происходило в 1939—1941 гг., совпав со столетней годовщиной выхода первой геологической карты Г. Гельмерсена. При составлении этой карты были использованы также все материалы крупномасштабных съемок последних лет.

Возрастающие потребности развития народного хозяйства уже не обеспечивались детальностью имеющихся геологических карт. Новые требования предъявляли и работы, проводимые по изучению перспектив нефтеносности обширной территории, лежащей между Волгой и Уралом. Поэтому, начиная с 1932 г., развертываются все более широко геологические съемки в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 100 000. Особое значение приобретает комплексная структурно-геологическая съемка, впервые начатая в 1933 г. в верховьях рек Шешмы, Зая и Б. Черемшана. В последующие годы такая съемка, преимущественно в масштабе 1 : 50 000, становится основным видом работ и охватывает все большие и большие площади. К началу Великой Отечественной войны, например, почти вся площадь Татарской АССР была покрыта структурно-геологической съемкой (Пейсик, 1948). В послевоенные годы, к 1948—1950 гг., эти работы в основном заканчиваются.

Широкое проведение крупномасштабного комплексного структурно-геологического картирования намного продвинуло вперед познание геологического строения, особенно на территориях сплошного развития красноцветных образований. Эти съемки дали также возможность приступить к составлению сводных крупномасштабных геологических карт (1: 100 000) по ряду территорий.

В 1938 г. началось крелиусное разбуривание выявленных структур, получившее весьма широкое развитие в военные годы. Оно продолжается и в дальнейшем, постепенно переключаясь на разбуривание закрытых районов и профильное бурение. Большой материал был получен также при изысканиях под створы гидроузлов на Волге и Каме. Все эти работы способствовали решению многих спорных вопросов геологии Поволжья и Приуралья.

До Великой Октябрьской социалистической революции геологоразведочные работы имели весьма незначительное развитие. Они проводились преимущественно на наиболее крупных месторождениях важнейших видов полезных ископаемых: нефти, угля, руд. Многие месторождения разрабатывались в порядке «частной инициативы» без систематических разведочных работ, хищническим образом. Крайне мало внимания обращалось на разведку месторождений таких «обычных» ископаемых, как глина, песок, гравий, строительный камень, гипс. До 1917 года мы не имели ни одного разведанного месторождения этих [redacted] полезных ископаемых. При небольших объемах всех видов строительства и минимальном потреблении материалов в других отраслях промышленности, потребности в них покрывались за счет мелких местных разработок или же давно известных более крупных месторождений.

Разведочные работы на все виды полезных ископаемых в широких масштабах не могли быть, по вполне понятным причинам, организованы

и в первые годы существования Советской власти. В это время горными округами постепенно налаживался, прежде всего, учет существующих месторождений, разработок, карьеров.

Начало индустриализации страны явилось мощным толчком, вызвавшим нарастающее развертывание разведочных работ. В связи с этим в тридцатых годах начинаются разведочные работы на различные виды местного нерудного сырья — в основном строительные материалы.

Первыми в 1931 г. были разведаны месторождения известняков: Вятско-Полянское в Кировской области, Якшур-Бодьинское в Удмуртской АССР. В последующие годы были разведаны такие известные месторождения, как Анненковское (Горьковская обл.), Жуковское и Чирковское (Кировская обл.), Акинское и Куркачинское (Татарская АССР) и многие другие. За первое десятилетие, к 1941 году, объем разведанных запасов карбонатных пород составил 62,5 млн. куб. *м*, гипса — 9,2 млн. тонн. В следующем десятилетии темпы разведочных работ, в связи с Великой Отечественной войной, резко сократились — до 25,2 млн. куб. *м* карбонатных пород. Прирост запасов гипса составил 19,3 млн. тонн. За десятилетие с 1951 по 1960 гг. было разведано наибольшее количество — 270,2 млн. куб. *м* карбонатных пород и 107,4 млн. тонн гипса.

Разведка месторождений проводилась большим числом различных организаций, которых насчитывается свыше двух десятков. Основной же объем разведочных работ осуществлен центральными организациями (тресты Геолстром, Мосгеолнеруд и др.), которыми разведано около 25% всех месторождений, трестом «Татнефтегазразведка» (в основном на территории Татарии) — 15% и Средне-Волжским геологическим управлением — 40%. Организованное в 1937 году на базе Горьковского отделения Мосгеолтреста Средне-Волжское (Горьковское, Приволжское) геологическое управление занималось не только разведкой месторождений минерального сырья. Укомплектованное квалифицированными, опытными геологами, оно в течение всего времени своего существования проводило большие и разносторонние работы по изучению геологии Среднего Поволжья. К этим работам в необходимых случаях привлекались работники вузов и институтов. Структурно-геологическое картирование, профильное бурение, поисковые работы, тематические исследования — вот неполный круг вопросов, которыми занималось Управление. Им велись также официальные балансы и кадастры месторождений полезных ископаемых, периодически составлялись обобщающие сводки по отдельным территориям.

В Татарской АССР значительную часть работ по изучению ее недр проводил Татарский геологоразведочный трест, организованный в 1931 г. Были развернуты работы по разведке глин, песков, известняков, битумов, а также структурно-геологическому картированию. Составлена одна из первых сводок по полезным ископаемым Татреспублики (Соболев, 1932), совместно с Казанским университетом подготовлены обобщающие работы 1932 и 1940 гг. В последующие годы этот трест, преобразованный в трест «Татнефтегазразведка», помимо выполнения основной задачи, проводил работы по разведке месторождений строительного и прочего нерудного сырья. Особенно большие поисково-разведочные работы были осуществлены в восточных районах ТАССР в годы освоения здесь уникальных месторождений нефти.

Разведочные и прочие геологические работы и их дальнейшее развитие осуществлялись при непосредственном участии научно-исследовательских организаций. Первым включился Казанский государственный университет им. В. И. Ульянова-Ленина. В основе этих работ лежало развитие региональных геологических исследований, всестороннее изучение строения, условий образований, взаимоотношений осадочных толщ и связанных с ними полезных ископаемых. Много внимания уделяется и изучению полезных ископаемых: серы, битумов, медных руд, угля,

строительного камня, песка и гравия. Наиболее активно в этих работах участвовали М. Э. Ноинский, В. А. Чердынцев, А. А. Трофимук, Е. И. Тихвинская, Л. М. Миропольский, В. А. Полянин.

Позднее, в годы Великой Отечественной войны, когда была организована академическая комиссия по мобилизации ресурсов Среднего Поволжья и Приуралья, Л. М. Миропольский возглавил секцию минерального сырья. В короткий срок на территории Куйбышевской и Ульяновской областей, Татарской, Марийской и Чувашской АССР секцией было учтено почти две тысячи месторождений полезных ископаемых. Многие из этих материалов находили непосредственное практическое использование (Чудаков, Лупинович, 1945). Сводные результаты исследований по отдельным республикам были опубликованы в ряде работ (Миропольский, 1942, 1943, 1944*б*, 1945). Составлялись обзоры и по другим территориям: Башкирии (Вахрушев, 1936), Чувашии (Егоров, 1960), Горьковской (Живчикова, 1959), Кировской (Самоделкин, 1942; Щеклеин, 1952; Ефремов, 1960) областям.

В послевоенные годы в работу по изучению геологии и полезных ископаемых Поволжья включается вновь организованный Геологический институт Казанского филиала Академии наук СССР, через 20 лет переданный в Министерство геологии СССР для дальнейшего развертывания работ по неметаллам.

Основным результатом работ, проводившихся в содружестве производственных и научных организаций, было выявление необходимых запасов нерудного минерального сырья для обеспечения первоочередных потребностей развивающегося народного хозяйства. В ряде случаев, однако, эти потребности были настолько велики, что по количественным или качественным показателям не могли быть покрыты полностью за счет местных ресурсов. Это обстоятельство поставило на очередь проведение обобщающих, а затем и прогнозных работ. Такие работы прежде всего были проведены в нефтяных районах Татарии по выявлению основных видов строительного сырья (Закономерности..., 1957), в том числе и ресурсов цементного сырья Татарской АССР, затем Кировской области (Сементовский, Незимов, 1955, 1959). Наконец, осуществлена прогнозная оценка районов Среднего Поволжья на карбонатное сырье (Сементовский, Латыпов, Незимов, 1961).

В настоящее время на рассматриваемой территории работают десятки карьеров, горнодобывающих предприятий по добыче камня, щебня, гравия, песка, гипса, извести и других материалов, которые обеспечивают разносторонние потребности народного хозяйства. Объем их годовой продукции достигает нескольких миллионов кубометров.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

«Если... литологическое изучение оторвано от стратиграфии..., то это легко может привести не к разъяснению истины, а лишь к путанице».

А. Н. Мазарович

Верхнепермские образования возникли в результате сложного взаимодействия различных и разнонаправленных геологических процессов. Они содержат в своем составе разнообразные и нередко «контрастные» осадочные комплексы, находящиеся в определенных пространственно-генетических взаимоотношениях. Разные комплексы в то же время несут в себе и ряд общих черт, сходные же обнаруживают те или иные различия, направленные изменения.

Особенности тектонического развития востока Русской платформы, сочетание разнородных тектонических элементов, близость крупного горного сооружения в активной фазе его развития, существование эпиконтинентального морского, а вслед за ним озерного бассейна, — все это и определило своеобразие и сложность строения верхнепермских отложений, запечатлевших основные моменты геологической истории региона.

Значительную часть рассматриваемой территории занимает крупная тектоническая структура — Волго-Уральская антеклиза, включающая в себя ряд крупных сводов (Токмовский, Татарский, Башкирский и др.) и впадин (Мелекесская, Верхнекамская). На юге эта антеклиза граничит с Прикаспийской синеклизой — весьма глубоко погруженной структурой. С северо-запада она примыкает к Московской синеклизе (рис. 1). На востоке территорию исследований ограничивает крупное герцинское складчатое сооружение — горный Урал и предгорный прогиб, развитие которых оказывало решающее влияние на формирование верхнепермских отложений.

Трехчленное деление верхнего отдела пермской системы сложилось, как известно, в начале текущего столетия (Нечаев, 1915). Но становление этой схемы в полном ее объеме произошло лишь полвека спустя (Решения..., 1965). Произошло это, разумеется, на ином, значительно, более высоком уровне знаний. Для этого и потребовались десятилетия работы коллективов геологов, пересмотр и практическая проверка многих схем, накопление новых фактов.

Совещание по стратиграфии палеозоя, состоявшееся в 1960 г., решило много спорных и просто неясных вопросов в стратиграфии верхней перми (Решения..., 1962). Это избавляет нас от необходимости останавливаться на детальном их рассмотрении. Однако оно не решило и не могло решить все подобные вопросы, а жизнь постоянно добавляет новые. Поэтому в последующем изложении придется затронуть некоторые из них, а в отдельных случаях и несколько отойти от утвержденной схемы. Мы, однако, не ставим себе задачей выявление и рассмотрение

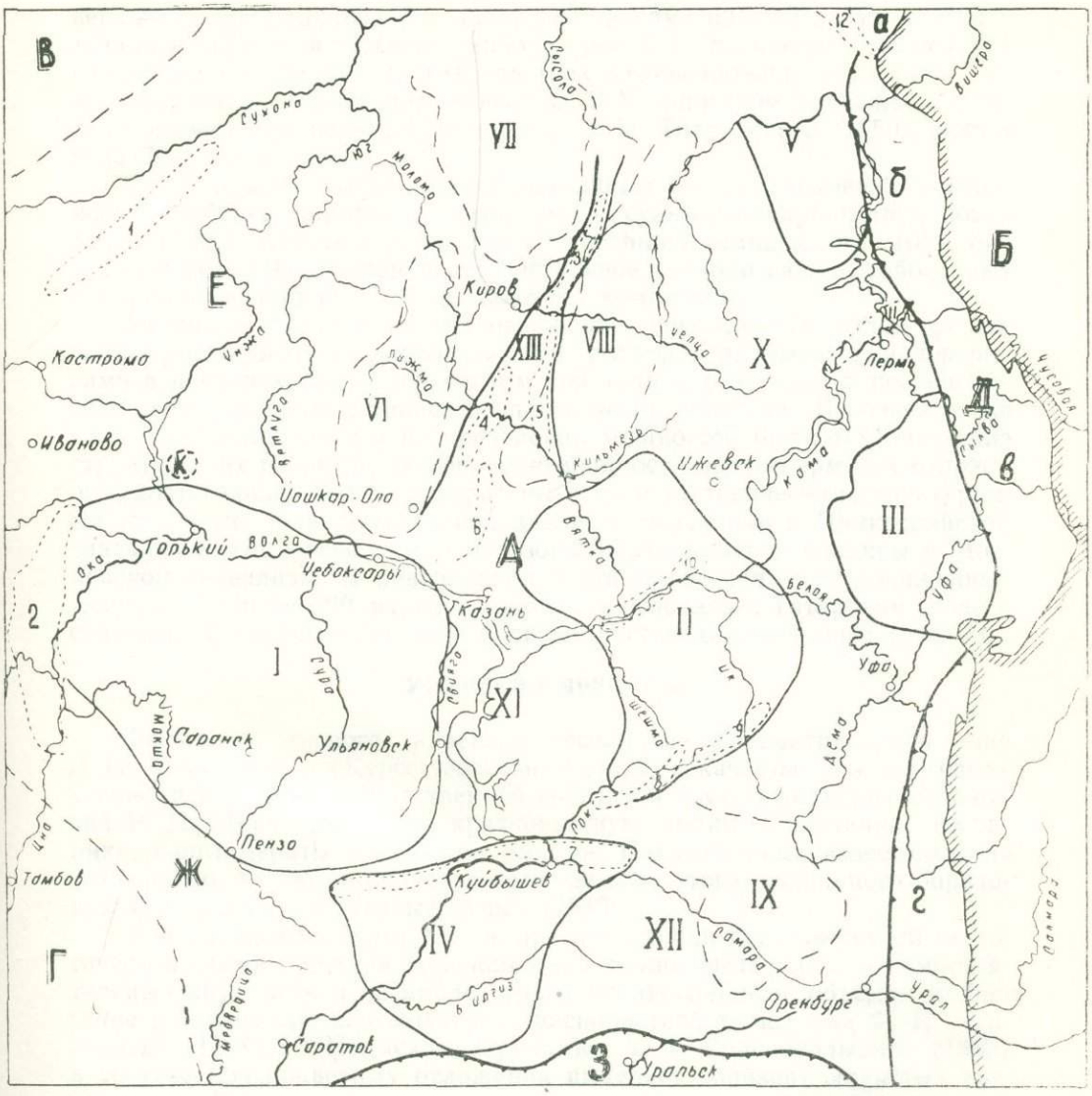


Рис. 1. Тектоническая схема востока Русской платформы:

А — Волго-Уральская антеклиза; своды: I — Токмовский, II — Татарский, III — Башкирский, IV — Жигулевско-Пугачевский, V — Камский; погребенные своды: VI — Котельнический, VII — Сыктывкарский, VIII — Немско-Лойненский, IX — Оренбургский; впадины: X — Верхнекамская, XI — Мелекесская, XII — Бузулукская, XIII — Вятская зона. Б — Складчатый Урал; В — Балтийская антеклиза (склон); Г — Воронежская антеклиза; Д — Предуральский прогиб; впадины: *а* — Печорская, *б* — Соликамская, *в* — Юрюзано-Сылвенская, *г* — Бельская; Е — Московская синеклиза; Ж — Рязано-Саратовский прогиб; *3* — Прикаспийская синеклиза. Основные валы: *1* — Сухонский, *2* — Окско-Цнинский, *3* — Шихово-Сырьянский, *4* — Ивкино-Кукарский, *5* — Уржумско-Вожгальский, *6* — Шургинский, *7* — Жигулевский, *8* — Байтуганский, *9* — Туймазинский, *10* — Граханско-Елабужский, *11* — Краснокамско-Полазненский, *12* — Ксенофонтовско-Колвинский; К — Ковернинские дислокации.

всех дискуссионных или неясных вопросов, в особенности тех, которые пока не имеют существенного значения при решении основной задачи настоящего исследования. При этом приходится считаться и с тем, что существующие методы стратиграфического расчленения и корреляции далеко не всегда обеспечивают необходимую детальность разбивки и желаемую ее точность и достоверность.

Верхнепермские отложения лежат на древней денудационной поверхности, представленной различными ярусами нижней перми, а в юго-западной части — и верхнего карбона (рис. 26). Эта поверхность не была сильно выровнена. На многих участках зафиксированы неровности, измеряющиеся десятками метров высоты. В Ульяновском Заволжье амплитуда эрозионного рельефа, по оценке И. Н. Тихвинского (1959), достигала 70—100 *м*.

Среди нижнепермских пород, выходящих на денудационную поверхность, наиболее широкое развитие имеют сульфатно-карбонатные комплексы (79%). Вместе с сульфатно-соленосными комплексами (10%) они слагают почти 90% поверхности. Остальное приходится на карбонатные и карбонатно-терригенные (на востоке) комплексы.

Мощность верхнепермских отложений определяется рядом факторов: неровностями доверхнепермского рельефа, размывами и перерывами в пределах самой верхнепермской толщи, размывом в послепермское время, начиная с триаса и вплоть до антропогена. В конечном же итоге определяющими в распределении мощностей были тектонические структуры, их развитие. Наибольшие мощности верхнепермских отложений, достигающие 850 *м*, приурочены к трем тектоническим структурам. На юге — это зона Бузулукской впадины, связанная с Прикаспийской синеклизой. На севере смыкаются зоны Верхнекамской впадины и Московской синеклизы. В центральной части находится зона пониженных мощностей (менее 300 *м*), совпадающая в основном с Татарским сводом, склонами Токмовского свода и большей частью Вятской зоны (рис. 2).

УФИМСКИЙ ЯРУС (P_2u)

Формация «нового красного песчаника» рассматривалась еще Д. И. Соколовым в «Курсе геогнозии» (1839) в качестве нижнего члена «почвы пенеенской». Существенной составной частью пермских отложений Р. И. Мурчисон считал красноцветную толщу — плитняки, песчаники, конгломераты с медными рудами. Цехштейновые известняки, по его мнению, являются «подчиненным звеном» этого «обширного образования, содержащего медные руды» (1849).

В последней четверти XIX в. при проведении десятиверстной геологической съемки нижняя красноцветная толща выделялась в самостоятельный ярус, хотя и не имела строго установленного объема. В бассейне р. Белой она соответствует красноцветной толще «А» Ф. Н. Чернышева (1888). В Пермском Прикамье А. А. Краснопольский (1889) в составе красноцветных отложений выделяет горизонт медистых песчаников — P_1b и вышележащую красноцветную толщу без медных руд — P_1bx. Вместе с тем он признает эквивалентность верхних горизонтов этой толщи ярусу пестрых мергелей, т. е. татарскому, и допускает замещение цехштейна в нижележащих ее горизонтах. Ниже красноцветной толщи, на границе с пермокарбоном, он отмечает наличие толщи «плитняковых мергелей, песчаников и конгломератов» или мергелисто-песчаной толщи. Ее он относит к пермокарбону (PC), хотя и индексирует P_1a. Впервые же известняковые плитняки были выделены еще Чеклецовым (1832) в особую известковую формацию.

В Башкирском Приуралье А. В. Нечаев в составе красноцветной толщи различает нижний горизонт P_1a преимущественно глинистый и верхний — $P_1в$ преимущественно песчаный.

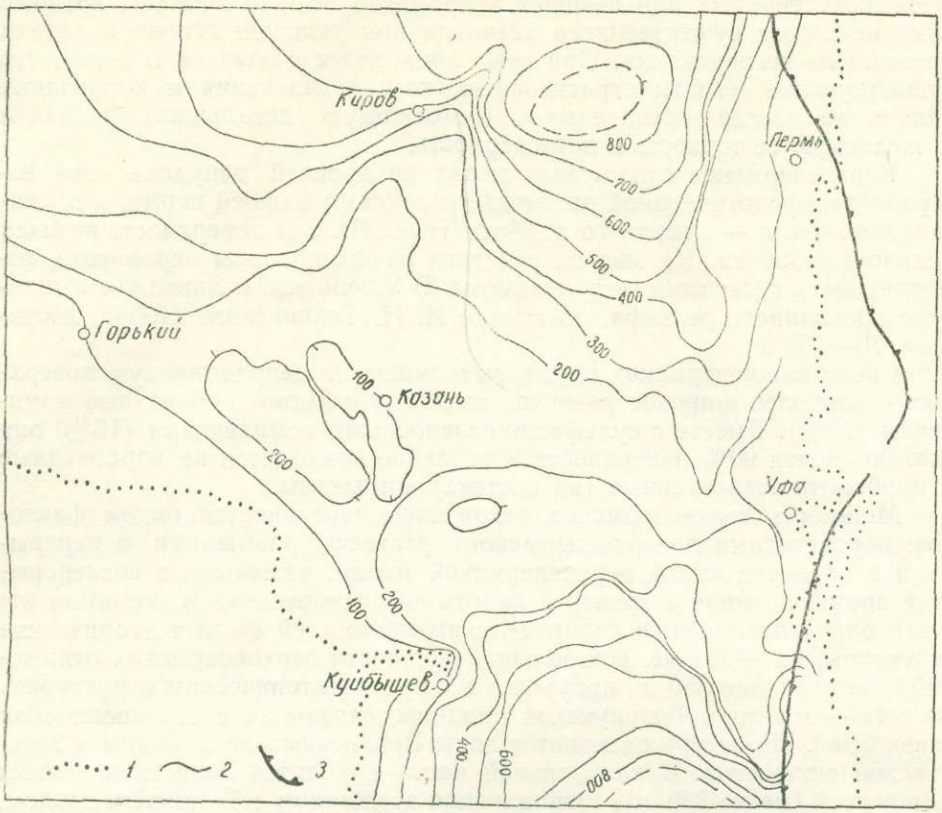


Рис. 2. Карта мощностей верхней перми:

1 — граница распространения картируемых отложений; *2* — изолинии мощностей; *3* — западная граница Предуральского прогиба.

По предложению А. В. Нечаева, после 1915 г. упраздняется понятие «пермокарбон», артинский и кунгурский ярусы относятся к нижнепермским отложениям. Нижняя красноцветная толща, по предложению А. В. Нечаева (1915), получает наименование уфимский ярус и наравне с казанским и татарским ярусами включается в состав верхнего отдела системы. В составе уфимского яруса он рассматривает и мергелисто-песчаную толщу А. А. Краснопольского, ту толщу, которую позднее Г. Н. Фредерикс (1932) назвал соликамской свитой.

Уточняя объем уфимского яруса, Б. К. Лихарев (1928) указывает, что этим именем необходимо «обозначать всю толщу верхнепермских отложений, залегающих между казанским ярусом и нижнепермским отделом (пермокарбоном), независимо от литологического ее состава» (цит. по Е. И. Тихвинской, 1946, 34).

М. Э. Ноинский (1932) уфимскую свиту относил к нижнему отделу перми, но по сравнению с кунгурскими отложениями считал ее более молодым образованием. Плитняковую (соликамскую) толщу он предположительно включал в состав уфимской свиты как ее фациальный аналог. По этому поводу М. Э. Ноинский писал: «...в главной массе своей свита возникла еще до вторжения в область Русской платформы Казанского моря, но возможно, что в более восточных районах верхние горизонты ее соответствуют уже первым стадиям этой ингрессии. Весьма вероятно, что серовато-бурая, местами красновато-бурая свита плитчатых известняков, мергелей и глин, непосредственно налегающая в области Пермского Приуралья на кунгурскую толщу — P_1а Штукенберга и Кра-

снопольского, представляет собою лишь фациально отличные образования того же времени» (1932, 46). Этими словами М. Э. Ноинский удивительно точно и полно отразил положение той толщи красноцветных пород, которая и по настоящее время почти в том же понимании именуется уфимской. В этом определении важно отметить три момента: 1) основная часть уфимской толщи лежит между кунгуром и казанским ярусом; 2) соликамская свита представляет собою часть уфимской толщи; 3) верхние горизонты нижней красноцветной толщи синхроничны базальным слоям морских нижнеказанских образований. В дальнейшем мы еще вернемся к этим положениям.

Изучением пермских красноцветных толщ занимается Е. И. Тихвинская, работы которой в этой области подытожены в капитальной монографии (закончена в 1941 г., опубликована в 1946—1952 гг.). Основываясь первоначально на наблюдениях в правобережье р. Уфы и севернее, она установила не только факт налегания красноцветов на доломитово-мергельные породы, но и переслаивания их между собою. Е. И. Тихвинская (1933) вполне убедительно показывает, что песчано-глинистая толща уфимских красноцветов в области Пермского Прикамья постепенно переходит в верхнекунгурскую сылвенскую свиту, которая в основном соответствует соликамской.

В то же время выясняется, что часть красноцветов, считавшихся уфимскими, в ряде районов Приуралья фактически имеет казанский и даже татарский возраст. Это обстоятельство дало Е. И. Тихвинской (1937) основание считать, что уфимского яруса как самостоятельной стратиграфической единицы не существует. Верхнекунгурские же красноцветные осадки она выделяет под наименованием *бирская свита.*

Эти взгляды отражены в решениях пермской конференции 1937 года, которая рекомендовала красноцветные породы, лежащие ниже казанского яруса, относить к нижней перми (Наливкин, 1937).

Иные решения стратиграфической схемы красноцветной толщи связаны главным образом с соликамской свитой. Предположения Г. Н. Фредерикса о возможной одновозрастности ее с нижнеказанскими отложениями реализуют, за счет верхних двух пачек, первоначально Н. П. Герасимов и Е. И. Тихвинская, а затем Н. Д. Кованько, Е. Н. Ларионова и П. А. Софроницкий (1939). При этом свите медистых песчаников (уфимской), естественно, придается также казанский возраст, она получает наименование юговской. Уфимские отложения, таким образом, были вовсе исключены из стратиграфических схем.

В последующие годы точка зрения, близкая к предыдущей, наиболее упорно отстаивается Е. М. Люткевичем (1951 и др.). Однако с нижнеказанскими отложениями он сопоставляет мошевскую глинисто-мергельную свиту, разделяющую кунгурскую соль и соликамские плитняки. Доводы, приводимые в пользу этого — трансгрессивное налегание на соли кунгура, наличие глауконита, смещение к западу зоны максимальных мощностей,— совершенно недоказательны; фактически она является верхним членом кунгура.

Свиту соликамских плитняков Е. М. Люткевич сопоставляет уже с верхнеказанскими образованиями. Уфимская свита в этой схеме признается одновозрастной кунгуру и поэтому залегать она «должна» ниже соликамской свиты. Нечего и говорить, как далеки эти взаимоотношения от истинных.

Аналогичных позиций придерживается и Н. А. Исаева (1955), с той лишь разницей, что соликамская свита сопоставляется ею вновь с нижнеказанскими образованиями, а мошевская свита (лежащая ниже соликамских плитняков) с уфимскими (которые лежат выше плитняков)!

Многие исследователи продолжали отстаивать самостоятельное стратиграфическое значение уфимской свиты. Серьезные доводы в пользу этого приводит К. Р. Чепиков (1948). Он отмечает наблюдающееся

обычно несогласное налегание уфимской свиты на кунгурские отложения и, наоборот, большей частью постепенный переход их в нижеказанские. К. Р. Чепиков не допускает возможности замещения, хотя бы частичного, уфимскими красноцветами гипсово-доломитовой толщи кунгура и допускает синхроничность некоторой их части нижнеказанским образованиям.

Обобщив материал по Приуралью от Тимана до Актюбинска, В. Д. Наливкин (1950) устанавливает, что всюду здесь прослеживается соликамская свита как постоянный маркирующий горизонт. На западном крыле Уфимского плато ей соответствует «седая» пачка. Между соликамской и уфимской свитами наблюдаются постепенные взаимопереходы, обе они имеют возраст более древний, чем казанские отложения. Несомненно самостоятельное стратиграфическое значение уфимской свиты.

Полагает необходимым вернуться к взглядам А. В. Нечаева и Л. М. Миропольский. Он считает «уфимские отложения в пределах Татарии, в согласии с А. В. Нечаевым, самостоятельной стратиграфической единицей, которая должна найти себе место в геохронологической схеме перми» (Миропольский, 1950, 45). Автор доказывает своеобразие уфимских отложений, время образования которых «характеризуется сносом огромных масс терригенного материала, широким продвижением его с востока на запад...», что характеризует «...совершенно обособленный осадочный цикл» (там же).

Решениями пермской конференции (второй) уфимская свита была включена в состав верхнего отдела системы в качестве самостоятельной стратиграфической единицы. Она не была возведена в ранг яруса лишь по причине недостаточной изученности содержащихся в ней фаунистических остатков (Решения..., 1950). В то же время соликамская свита была оставлена в нижнем отделе, что представляет некоторый отход от принципа ее общности с уфимскими отложениями, доказываемой Е. И. Тихвинской.

Детально изучает многочисленные разрезы уфимской свиты на территории Восточной Татарии и Западной Башкирии Н. Н. Форш (1955). Он подразделяет свиту на две подсвиты: нижнюю — со значительным количеством прослоев известняка и мергеля и верхнюю — с преобладанием песчано-глинистых пород. Нижнюю подсвиту он дополнительно подразделяет еще на семь пачек. Рассматривая уфимскую свиту в составе верхней перми и доказывая наличие фациальных переходов нижних пачек терригенной толщи в сульфатно-карбонатные отложения соликамской свиты, Н. Н. Форш в то же время относит последнюю к кунгуру.

Новый, интересный материал к фаунистической характеристике свиты был получен И. Б. Палант (1958). Уфимскую толщу он также подразделяет на две подсвиты, и верхняя в свою очередь делится на чекмагушский горизонт и подстилающий его маломощный, но характерный бураевский. В состав последнего отнесены 5—7-я пачки из нижнеуфимской подсвиты Н. Н. Форша. Нижняя подсвита позднее была названа Н. М. Кочетковой (1959) камышенским горизонтом. Специфический комплекс фауны остракод характеризует каждый из указанных горизонтов.

Значительный материал по литологической характеристике уфимских отложений Татарии был получен Г. Л. Миропольской (1955).

Большая работа была проведена Т. В. Макаровой, З. И. Бороздиной и другими сотрудниками исследовательского коллектива ВНИГНИ. Они подобрали и обобщили большой буровой материал по обширной территории. Ряд разрезов скважин был разносторонне обработан. Все это позволило уточнить литолого-палеонтологическую характеристику стратиграфических подразделений верхней перми, построить литолого-

фациальные поярусные карты, выяснить ряд спорных вопросов. В частности, фактическим соотношением разрезов была окончательно отвергнута возможность параллелизации соликамской свиты с казанским ярусом. Наоборот, показана наиболее тесная связь ее с уфимской свитой.

Таким образом, накопленный к 1960 году материал дал возможность прийти к правильному решению вопроса. Это решение исходит из установленного Е. И. Тихвинской факта синхроничности уфимских красноцветов и соликамских плитняков. Но рассматривать эту объединенную толщу следует целиком в составе верхнего отдела пермской системы. Эта мысль в новом аспекте была высказана В. И. Носаль и Н. А. Горнштейн в 1949 г., а затем наиболее полно изложена Т. В. Макаровой и Н. А. Горнштейн (1958). Эти положения получили дальнейшее развитие в работах В. П. Бархатовой и Н. П. Кашеваровой (1957), И. Б. Паланта (1959) и в ряде других работ.

Изложенные представления нашли свое воплощение в решениях совещания по стратиграфии палеозоя (Решения..., 1962). Уфимский ярус верхнего отдела пермской системы рассматривается в составе двух горизонтов: соликамского и шешминского. Уфимские отложения получают, наконец, соответствующий им ранг яруса. По поводу этого решения нужно сделать лишь одно замечание. Понятие «горизонт» предусматривает строгую одновозрастность его границ. В то же время соликамские и шешминские образования в некоторой их части синхроничны и взаимно переходят друг в друга. Для таких единиц больше подходит понятие «свита», которое мы и используем в последующем изложении.

Весьма неудачно также название горизонта — «шешминский». Как известно, стратиграфические названия избираются по месту расположения стратотипического разреза. В бассейне же р. Шешмы нет типичных разрезов свиты, обнажена она очень плохо, да и вообще здесь в зоне выклинивания представлена только часть ее полного разреза.

В таблице 1 сопоставлены основные схемы стратиграфического подразделения уфимского яруса. Применяемая нами в последующем изложении схема несколько отличается от унифицированной в следующем:

1. Ярус подразделяется на с в и т ы, а не горизонты. Это мотивируется невозможностью отграничить красноцветные породы, замещающие верхние пачки соликамской свиты, от остальной толщи красноцветов.

2. В полных разрезах соликамской свиты выделяется п я т ь п а ч е к, согласно схеме пермских геологов (Кованько и др., 1939).

3. Шешминская свита подразделяется на горизонты: камышенский, бураевский, чекмагушский (Палант, 1959; Кочеткова, 1959).

Уфимский ярус в подавляющем большинстве случаев ложится на подстилающие образования с резким перерывом. Длительность этого перерыва у западной границы распространения яруса была весьма значительной. Средние слои уфимского яруса местами ложатся на середину артинского. К востоку длительность этого перерыва уменьшается. В восточной полосе на гипсоносных породах кунгура залегают карбонатно-терригенные отложения соликамской свиты. По их контакту обычно не фиксируется явных следов перерыва (Наливкин, 1950). Только в Краснокамско-Чусовском районе в основании свиты залегают доломитовые брекчии и конгломераты (Кованько, Ларионова, Софроницкий, 1939). В более западной полосе, на значительной площади распространения соликамской свиты, ее нижний контакт характеризуется наличием признаков размыва, угловыми несогласиями, уменьшением полноты разреза при выклинивании нижних пачек (Тихвинский, 1959). Наконец, за пределами распространения соликамских отложений, на нижнепермские породы, еще более глубоко срезанные, ложатся терри-

Таблица 1

Сопоставление основных схем стратиграфического расчленения уфимского яруса

Соликамский	Шешминский											Унифицированная схема (горизонты)
Соликамская	Шешминская											Принятая схема (свиты)
Соликамская св. 55-130 P_2kz_1sl „серии" 1-3	4	5	Юговская свита P_2kz_1iug 200-300									Пермское Прикамье (Кованько и др., 1939г.)
Соликамская св. 100-120 толщи: Тартинская	Этышская		Аксаитовская подсвита-50 толщи: Андрониевская	Камаровская			Буевская подсвита 70-80 толщи: Куединская	Еланская				Среднее Прикамье (Бороздина, 1959г.)
Бирская свита (P_1 кдз) комплексы а 10	в до 50		с до 80				Юговская свита					Восточная Татария (Тихвинская, 1946г.)
P_1кдз „седая пачка"	Нижнеуфимские слои-90 пачки: I 12	II 12	III 26	IV 20	V 6	VI 9	VII 5	Верхнеуфимские слои пачки: Нижняя 50	Верхняя 50			Западная Башкирия (Форш, 1955)
„седая пачка"	Нижняя подсвита 72-250				Верхняя подсвита Бураевский 9-28		Чекмагушский горизонт 67-90					(Палант, 1959)
Горизонты:	Камышенский				Бураевский		Чекмагушский					(Кочеткова, 1959)
Бугурусланская свита P_2kz_1a												Куйбышевская обл. (Пермская конфер, 1950)

генные красноцветные комплексы уфимского яруса. Видимо и они залегают трансгрессивно. Выклинивание уфимского яруса происходит по линии: Макарьев (р. Унжа) — Яранск — Рыбная Слобода — Боровка — Чапаевск — среднее течение р. Б. Иргиз.

О характере верхней границы яруса имеются разноречивые мнения. Еще А. В. Нечаев писал: «Отложения казанского и уфимского яруса всегда пластуются согласно. Следов эрозии... не описано ни одним из многочисленных исследователей» (1921, 42). М. Э. Ноинский указывает на единственный факт налегания серых глин основания казанского яруса «на явственно размытую, местами карманообразно углубленную, местами поднимающуюся резкими уступами вверх, поверхность красной уфимской свиты» (1932). Ссылки на этот факт нередко встречаются в последующих работах, между тем А. П. Блудоров (1938), проводивший детальные исследования в том же районе — в устье р. Иж, не подтверждает его. Да и сам М. Э. Ноинский далее пишет: «...у всех исследователей мы видим совершенно определенные указания на то, что сколько-нибудь резко выраженных следов перерыва между серыми спириферовыми и нижележащими красными уфимскими отложениями не наблюдается».

В многочисленных работах периода тридцатых годов, касающихся районов востока Татарии, где мы имеем достаточно благоприятные условия полевого наблюдения, отмечается отсутствие видимых следов перерыва между уфимскими и казанскими отложениями. Обобщая эти наблюдения, А. П. Блудоров пишет: «То, что нам известно по всей полосе ...от г. Бугульмы до устья р. Иж на р. Каме, указывает на постепенный переход уфимских слоев в серые глины камского возраста. Следов перерыва не обнаружено» (1937, 115).

В противоположность изложенному Е. И. Тихвинская в кровле уфимского яруса отмечает многочисленные признаки размыва. В 1952 г. в своей работе она ссылается на наблюдения В. М. Бутрова в Шугуровском районе, Б. В. Селивановского в низовом Прикамье, А. П. Блудорова, Г. П. Игнатовича и других исследователей. Характеризуя поверхность уфимских красноцветов как бугристую, с амплитудой неровностей до 20—25 *м*, она использует (1955) также материалы М. Г. Солодухо, Г. П. Жузе, С. П. Чернова, С. И. Зайцева.

Признаки несогласного перекрытия уфимских отложений нижнеказанскими обстоятельно разбирает Л. М. Миропольский (1950). По данным упомянутых выше геологов он указывает на различие отметок, наличие местами конгломератов, следы перемывания и переотложения. Признаки последних он видит также в появлении в лингуловых глинах местами тонких красных прослоев, в залегании казанских отложений на разных горизонтах уфимских, в преемственности комплекса тяжелых минералов. Разумеется, не все из указанных признаков являются бесспорными показателями размыва, некоторые из них могут толковаться и иначе. Тем не менее наличие размыва, равно как и согласного залегания, сомнений не вызывает.

Это противоречие возникает вследствие того, что каждое из противоположных суждений относится к разным районам и разным уровням. Как было показано ранее (Сементовский, 1962), вследствие наличия в некоторых районах красноцветной пачки в основании морских казанских отложений, смена красноцветных пород сероокрашенными не сопровождается явлениями размыва. Последние же наблюдаются в пределах красноцветной толщи несколько ниже ее кровли. Поэтому по смене окраски пород кровля яруса может отбиваться лишь там, где указанная пачка отсутствует.

В зоне сплошного развития красноцветных пород по всему разрезу верхней перми для отбивки кровли уфимского яруса используются ритмостратиграфические разбивки разрезов. В опорных же разрезах

отбивке помогают находки фауны остракод. В Прикамье, где уфимские красноцветы отличаются значительной загипсованностью, используется и этот признак, хотя и нет уверенности в его универсальности.

Наибольшие мощности уфимского яруса наблюдаются в полосе, протягивающейся вдоль восточной границы распространения верхнепермских отложений. Ширина ее не превышает 150—200 *км* (по изолинии 200 *м*). По простиранию полосы участки повышенных мощностей располагаются четкообразно (рис. 3). Северный участок простирается от Янаула (Каймаш-Баш — 368 *м*) через Оханск к низовьям р. Иньвы и далее на север (Когулево — 345 *м*, Уролка — 451 *м*). На юге мощности возрастают южнее Мелеуза, уже в пределах Предуральского прогиба (до 1026—1933 *м*).

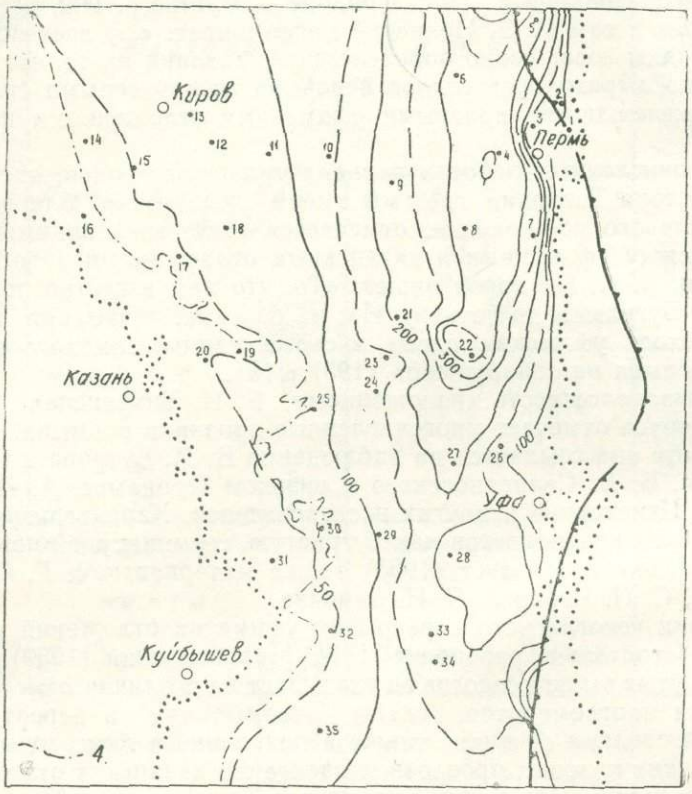


Рис. 3. Карта мощностей уфимского яруса:

1—3 — см. рис. 2; *4* — западная граница распространения соликамских отложений.

От осевой линии этой полосы к западу мощности быстро уменьшаются до изолинии 150 *м*. Средний градиент в Среднем Прикамье составляет 1,2 *м* на километр. Далее к западу располагается основное поле распространения уфимских отложений шириной 250—500 *км* и более. Здесь мощности постепенно, но не везде равномерно уменьшаются к линии выклинивания.

Сокращение мощностей яруса определяется тремя факторами.

1) Трансгрессивным залеганием на поверхности размыва нижнепермских пород. Если судить по распространению соликамских отложений, то амплитуда трансгрессивного контакта составит по-видимому 50—60 *м*.

2) Внутриформационным сокращением мощности. Наиболее значи-

тельным оно будет, очевидно, в пределах мобильной зоны, намеченной полосой повышенных мощностей. Так, у д. Каймаш-Баш мощность разреза от кровли соликамской свиты до кровли бураевской пачки составляет 278 *м*. У д. Маядык мощность соответствующей части снижается до 160 *м*, а у пос. Туймазы до 90 *м*. Таким образом, на расстоянии 200 *км* (в диагональном направлении) мощность уменьшается втрое, т. е. почти на 200 *м*.

3) Размывом верхних частей яруса в предказанское время. Мощность верхней части шешминской свиты (чекмагушского горизонта) на северо-западе Башкирии выдерживается в пределах 85—90 *м*. Однако южнее г. Октябрьска бураевский горизонт лежит непосредственно под казанскими отложениями (Кочеткова, 1959). Следовательно, уже здесь происходит срезание верхней трети яруса.

Видимо, не будет большой ошибкой принять условно, что линия выклинивания верхнешешминских (чекмагушских) отложений примерно совпадает с изолинией мощности 120—150 *м*. Следовательно, западнее этой линии развиты, вероятнее всего, только нижнешешминские (камышенские) отложения.

Соликамская свита (P_2sl)

Типичное развитие свита имеет в Пермско-Соликамском Прикамье. Полные разрезы свиты имеют здесь мощность от 55 (Краснокамск) до 128 (Голубята), западнее местами возрастая до 280 *м* (Уролка). Литологический состав некоторых разрезов показан в таблице 2. В основании свиты прослеживается горизонт доломитового конгломерата или брекчии, лежащий на гипсах кунгура. Нечетные пачки сложены преимущественно карбонатными породами — известняками и, внизу, доломитами. Верхняя, 5-я пачка и представляет собою характерный горизонт

Таблица 2

Литологические спектры разрезов соликамской свиты

Обозначения по рис. 3	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %								Литомодули
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	
1	Успенка-Куликово	86,5	0,3	34,3	13,4	19,9	10,7	18,3	3,1	—	2,73
2	Голубята	128	7,5	39,6	—	—	25,5	27.4	—	—	2,79
3	Полазна	71,0	2,0	10,0	—	3,4	15,2	66,6	2,8	—	4,31
4	Краснокамск	55,3	2,9	1,5	—	41,4	16,8	23,3	7,8	6,3	4,00
5	Березники	168	—	—	5,4	1,8	22,9	61,1	4,5	4,3	4,70
6	Кудымкар	66,4	—	—	1,7	—	16,1	3,5	78,7	—	5,58

плитняков, достигающих мощности в 20—30 *м*. 2-я и 4-я пачки сложены песчаниками, местами глинами, с прослоями мергелей и известняков. Конгломераты, встречающиеся в восточных разрезах, содержат гальку кремневых пород и порфиритов. Размер галек, от 2—5 *см* в районе Успенки, к северо-востоку быстро возрастает. Среди них встречаются валуны размером до 10—20 *см*. К западу значительно возрастает содержание карбонатных пород, известняки сменяются доломитами. Эти изменения фиксируются также увеличением «модуля литологического состава» («литомодуля»). О значении этого коэффициента и порядке его расчета будет сказано ниже (стр. 136).

Отложения соликамского облика в основании уфимского яруса прослеживаются на значительной территории. Широкое распространение сероцветной пачки плитчатых мергелей, известняков и сланцеватых глин в Приуралье дало основание В. Д. Наливкину (1950) рассматривать ее в качестве важного маркирующего горизонта. Однако эта пачка соответствует не всему объему стратотипа, а лишь нижней его части, в пределах 1—3 пачек. Верхние же пачки замещены красноцветными породами. В районе Чернушки, по Н. Н. Форшу (1955), незамещенной остается только одна нижняя пачка.

Таким образом, подтверждаются выводы Е. И. Тихвинской (1952) о наличии взаимопереходов между красноцветами и серыми мергельно-доломитовыми породами. Переходный характер имеет карбонатно-терригенная толща Сарапульского Закамья, которую З. И. Бороздина (1959) относит также к соликамской свите (этышская толща С. М. Ароновой). Эта толща сложена в основном глинами коричневых и зеленоватых оттенков, переслаивающимися с песчаниками. Последние нередко содержат медистые выделения. В верхней части толщи возрастает количество прослоев плитчатых известняков, ниже которых нередко наблюдаются линзы гипса. Общая мощность этой толщи достигает 100 *м*, но к западу она заметно уменьшается. Выше залегает мощная толща медистых песчаников, относимых З. И. Бороздиной уже к собственно уфимской (т. е. шешминской) свите.

Пачек подобного переходного характера в более южных и западных районах уже не наблюдается. Каких-либо критериев для выделения из однородной красноцветной толщи ее части, синхроничной соликамским отложениям Пермского Прикамья, мы пока не имеем. Из этого обстоятельства и вытекает необходимость именовать как соликамские, так и шешминские отложения не горизонтами, а свитами, для которых допускается частичное стратиграфическое смещение границ.

В Уфимском Приуралье соликамская свита известна под названием «седая пачка» (тартинская толща В. И. Носаль). Как и в Прикамье, она сложена тонкослоистыми, серыми, зеленовато-серыми известняками, доломитами, мергелями. Прослои глин имеют вишневый или коричневый оттенок. В доломитах встречаются включения черных, голубовато-серых и красных кремневых стяжений; в нижней части отмечается довольно характерный прослой оолитового доломита. Вся эта толща нередко значительно загипсована. Более выдержан пласт гипса мощностью в 8—10 *м*, залегающий в середине свиты. К западу содержание гипсов возрастает. Общая мощность свиты колеблется от 12—18 до 30—38 *м*.

На юге Удмуртии и в Татарии в основании уфимского яруса также прослеживается сульфатно-доломитовая пачка, сложенная желтовато-серыми доломитами с прослоями гипсов, ангидритов и содержащая в кровле включения красных и черных кремней. В лежащей выше известняковой пачке, с прослоями струйчатых известняков, сокращается количество терригенных прослоев. К устью р. Иж они выклиниваются, и здесь эта пачка представлена монолитной толщей известняков. Однако далее к западу, в разрезах по р. Вятке (Цепочкино, Слудка и др.), эти известняки расклиниваются коричневато-желтыми алевролитами, реже коричневыми глинами и мергелями. Часто в терригенных прослоях присутствуют многочисленные гальки известняков. Местами содержание терригенных пород резко возрастает, алевролиты и песчаники, переполненные галькой, а в основании и щебнем известняков, составляют основное содержание этой пачки (район устья р. Вятки). Для песчаников и алевролитов характерен преимущественно кварцевый состав.

Повышенная роль терригенных пород отмечается и в более северных разрезах соликамской свиты (Глазов, Козима и др.). Преобладающими здесь являются зеленовато-серые пиритизированные глины, а так-

же мергели, реже алевролиты, содержащие прослои брекчиевидных, зеленовато- и коричневато-серых известняков. Пачка в различной степени загипсована. На Селтинской площади ниже карбонатно-глинистой пачки отмечается также гипсово-ангидритовая пачка с глинистыми примазками.

Примерно тот же характер соликамская свита имеет и на юге рассматриваемой территории. В Куйбышевской и Оренбургской областях свита сложена глинами и мергелями, переслаивающимися с известняками, доломитами и ангидритами. В самых южных частях территории резко возрастает содержание песчаников, пачки которых прослеживаются далеко на запад.

Фауна соликамской свиты не отличается большим разнообразием и специфичностью. Многие из отмеченных в ней неморских (пресно- и солоноватоводных) остракод и пелеципод встречаются и в более молодых отложениях не только уфимского, но также казанского и татарского века.

Остатки морских форм, в основном брахиопод, отмечаются в Пермско-Соликамском Прикамье: Schizodus rossicus Vern., Cancrinella cancrini (Vern.), Licharewia ex gr. rugulata (Kut.), Beecheria netschajewi Grig., Lingula orientalis Gol. и др. Местами фиксируются косточки рыб (Сарапульское Закамье), остатки морских пелеципод (Куйбышевское Заволжье).

Шешминская свита (P_2ss)

Свита составляет свыше 80% объема уфимского яруса. Поверхностные ее выходы развиты главным образом в Восточной Татарии, Западной Башкирии, на западе Пермской области.

Породы свиты характеризуются большей частью яркой окраской коричневых, красновато-коричневых тонов. Слои, синхроничные соликамским отложениям, в восточных районах отличаются бледными оттенками тех же тонов. На юге развиты сероцветные отложения. Согласное залегание и взаимопереходы связывают шешминские отложения с соликамскими. Явления размыва на их контакте наблюдаются лишь вблизи западной границы выклинивания последних.

Распределение мощностей шешминской свиты (рис. 28) в общих чертах аналогично рассмотренному выше для уфимского яруса в целом.

Мощная, монотонная толща красноцветных пород в восточных районах может быть разделена на две части: камышенский и чекмагушский горизонты, благодаря появлению в ее средней части пачки, отличающейся наличием карбонатных прослоев — бураевского горизонта. Однако наиболее характерное развитие последний имеет лишь в восточной депрессионной полосе. Западнее же карбонатные прослои видоизменяются, выклиниваются или же размыты вместе со всей верхней половиной свиты.

Более детальное расчленение разрезов шешминской свиты во многих случаях осуществимо с использованием ритмичного строения разрезов. В основании ритмов располагаются пачки песчаников, часто с признаками размыва в основании и с гальками местных пород, иногда здесь появляются линзы гравелита или конгломерата. Выше располагаются алевролито-глинистые пачки, которые затем сменяются вновь песчаниковыми следующего ритма. Вблизи кровли ритма, в глинах, часто появляются карбонатные конкреции, их цепочки. К этому же уровню иногда приурочены и маломощные прослои карбонатных пород. К сожалению, мы пока не имеем средств для нахождения отличительных индивидуальных признаков каждого ритма. Без таких же признаков не осуществима их широкая пространственная корреляция.

Несмотря на большое кажущееся единообразие разрезов свиты, при общем преобладании в них песчано-глинистых пород, среди них возможно выделить ряд типов: алевролито-песчаниковый (ап), глинисто-песчаниковый (гп), алевролито-песчанико-глинистый (аг), терригенно-карбонатный (тк), терригенно-сульфатный (тс) и др. Литологические спектры некоторых разрезов приведены в таблице 3.

Таблица 3

Литологические спектры разрезов шешминской свиты

Обозначения по рис. 3	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %								Литомодули	Тип разреза
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты		
7	Юго-Осокино	230	—	81,3	—	18,7	—	—	—	—	1,37	ап
22	Каймаш-Баш	352	0,9	56,8	34,2	4,7	1,2	2,2	—	—	1,55	»
27	Чекмагуш	201	1,0	52,8	29,1	12,5	2,0	2,6	—	—	1,70	»
26	Камышенка-Дюртюли	118	4,2	49,3	10,1	23,2	5,2	6,6	1,2	0,2	2,01	»
33	Бишбуляк-Абдулино	151	—	48,6	8,0	40,8	—	2,6	—	—	2,00	»
32	Бугуруслан	32,0	—	72,4	4,1	15,5	2,0	6,0	—	—	1,65	»
24	Красный Бор	95,0	—	38,5	14,2	47,3	—	—	—	—	2,09	гп
25	Тарловка	89,0	—	47,1	16,7	35,3	0,9	—	—	—	1,90	»
19	Слудка	49,2	—	47,4	27,2	25,4	—	—	—	—	1,78	»
17	Цепочкино	37,6	1,1	18,9	40,1	39,9	—	—	—	—	2,19	»
8	Красики	266	—	43,2	—	56,8	—	—	—	—	2,14	»
21	Сарапул	182	—	37,5	18,0	38,1	6,0	0,4	—	—	2,14	»
23	Александровка	123	—	9,7	3,2	87,1	—	—	—	—	2,77	аг
9	Кез	172	—	7,5	21,2	63,2	6,0	0,7	0,3	1,1	2,77	»
10	Глазов	120	—	13,2	25,7	52,9	6,2	0,4	0,6	1,0	2,61	»
11	Трехи	82,6	0,6	11,0	20,7	56,9	10,8	—	—	—	2,66	»
12	Филипповка	73,5	—	10,9	14,0	62,9	9,1	—	—	—	2,86	»
15	Верхошижемье	28,4	—	16,9	26,1	46,5	—	10,5	—	—	2,61	»
18	Козиха	55,2	—	19,0	—	71,7	2,4	1,1	—	5,8	2,90	»
20	Н. Шемордан	49,4	—	23,5	—	71,7	—	2,8	—	2,0	2,67	»
31	Ново-Суркино	50,7	—	29,0	37,6	2,2	23,5	4,9	2,8	—	2,46	тк
30	Ромашкино	60,4	—	47,0	—	53,0	—	—	—	—	2,06	»
29	Крым-Сарай	93,3	7,5	17,9	27,1	37,6	8,3	0,4	1,2	—	2,27	»
28	Барангуловская	203	—	37,4	—	59,6	—	3,0	—	—	2,31	»
34	Пономаревка	165	—	30,9	20,2	20,6	6,7	3,4	18,2	—	2,86	»
35	Бузулук	58,8	—	—	27,9	29,9	5,1	23,0	14,1	—	3,66	»
	Соболевская	87,2	—	—	15,1	36,5	—	—	47,4	1,0	4,31	»
	Шарья	25,4	—	—	4,3	—	—	71,7	16,9	7,1	5,18	»
16	Соломино	16,8	—	3,0	17,9	11,9	26,7	14,9	25,6	—	4,10	»
14	Котельнич	23,3	—	—	16,3	19,3	3,4	21,5	0,9	38,6	4,87	тс
13	Каринстрой	87,7	—	5,4	75,7	—	—	—	1,8	17,1	2,87	»
	Опарино	76,0	—	—	—	43,1	8,9	—	0,8	47,2	5,00	»

Зона распространения характерных разрезов алевролито-песчаникового типа располагается в бассейне среднего и нижнего течения р. Белой. Именно здесь находятся и разрезы, считающиеся стратотипическими, которые, таким образом, не являются достаточно представительными. Преобладающим развитием в этой зоне пользуются песчаники. Среднее их содержание превышает 50%, в сумме с алевролитами почти достигает 70%, а по отдельным разрезам — 89% (Каймаш-Баш). Мощность сплошных песчаниковых пачек 25—32 *м*. Залегают они обычно с резким врезом в подстилающие породы. В этих песчаниковых толщах часто появляется грубообломочный материал — гальки местных пород: известняков, доломитов и мергелей, а нередко также и глин, в том числе темно-серых. В основании некоторых песчаниковых толщ наблюдаются линзы конгломератов, обычно с резкой косой слоистостью. В них присутствует также аллохтонный материал кремнево-кварцевого состава.

Глины залегают или маломощными прослоями в алевролито-песчаниковых толщах, или слагают пачки небольшой мощности; в последних иногда появляются и карбонатные прослои.

Бураевский горизонт, мощностью до 20 *м*, отличается наличием прослоев темно-серых, светло-серых и розоватых известняков, часто тонко наслоенных. Они пластуются с коричневатыми или фиолетовыми мергелями и глинами. Последние иногда имеют и серую окраску. В этих породах нередко наблюдаются углистые остатки, обломки раковин пелеципод, остракоды. Карбонатные прослои большей частью группируются в две карбонатно-глинистые пачки, разделенные песчано-глинистыми породами.

Маломощные (0,3—0,5 *м*) прослои известняков и мергелей довольно часто встречаются в разрезах и на других уровнях. Доломиты развиты исключительно в низах свиты, залегая непосредственно на соликамских отложениях. Наиболее высокое содержание карбонатных пород отмечается в бассейне среднего течения р. Белой (до 4,2% — Камышенка, 2,6% — Чекмагуш). К периферии рассматриваемой зоны, одновременно с уменьшением содержания известняков и мергелей, наблюдается переход их тонкослоистых разностей в конкреционные. Значительное развитие известняковые конкреции, сливающиеся нередко в конкреционные горизонты, имеют в глинах верхней половины свиты — чекмагушского горизонта.

Гипсы в породах рассматриваемой зоны имеют довольно широкое, хотя и не повсеместное развитие. Наиболее часто гипсы фиксируются в низах свиты, в слоях, тяготеющих к соликамской свите. Иногда загипсован весь разрез (Каймаш-Баш). В бассейне р. Чермасан значительно загипсована средняя часть разреза. У с. Каргалы гипс появляется даже в бураевском горизонте, в его средней песчано-глинистой пачке. Южнее, как указывает Н. Н. Форш, она полностью замещается 8-метровой толщей гипсов. Возрастает здесь загипсованность, появляются пласты гипса и в нижележащих слоях. В ряде случаев на былое присутствие гипса указывают каверны в глинах.

Разрезы того же алевролито-песчаникового типа развиты также в левобережье Средней Камы, в районе гг. Пермь — Оса — Кунгур.

Южная зона развития песчаных пород отличается почти полным отсутствием алевролитов. Она располагается в бассейне р. Кинель, охватывая частично верховья рек Сока, Шешмы, Ика и Демы. Песчаники здесь сероцветные, мелко-, реже среднезернистые, нередко косослоистые, на глинисто-известковом цементе. Мощность песчаниковых пачек нередко достигает 10—15 *м*, содержание же по разрезам колеблется от 60 до 88% (среднее, включая алевролиты, 70%).

Песчаники нормально пластуются с тонконаслоенными известняками. Мощность их слоев не превышает 1—2 *м*, часто измеряется дециметрами. К югу содержание карбонатных пород постепенно возрастает, известняки частично замещаются доломитами. На участках, где под нижнеказанской гидрохимической толщей уменьшена мощность калиновской свиты, к последней, в целях поиска недостающей ее мощности, нередко присоединяли часть шешминских песчаников (Кованько, 1962).

Повышенное содержание песчаников и алевролитов, почти при полном отсутствии карбонатных прослоев, отмечается также в узкой полосе, которая простирается от низовьев р. Белой, через Ижевку, Елабугу и далее вдоль нижнего течения р. Вятки. При ширине этой полосы не свыше 100 *км*, длина ее достигает 400 *км*. Развит здесь в основном нижний горизонт свиты, при мощности его от 30 до 80—100 *м*, редко больше.

Для разрезов этой полосы характерно примерно равное содержание песчано-алевритовых пород и глин (глинисто-песчаниковый тип). Лишь в отдельных разрезах последних больше 60%, иногда, в западной

части полосы, глины существенно замещаются мергелями. Сравнительно со смежными частями других зон содержание песчаников (и алевролитов) здесь заметно повышено (разрезы 18 и 17; 20 и 19; 23 и 24).

Пачки песчаников, обычно косослоистых, имеют мощность до 10—15 *м*. На подстилающих породах они залегают с размывом, но без резких русловых врезов. В песчаниках часто наблюдаются линзы конгломератов из хорошо окатанной гальки устойчивых осадочных пород. Пропластки конгломерата, чередуясь с песчаниками, образуют косослоистые серии. В них можно наблюдать карманообразные врезы и другие признаки многократных размывов.

Рассмотренные выше районы с существенным развитием песчаных пород составляют менее пятой части (17,8%) общего объема шешминской свиты. Преобладающая же ее часть (64,0%) представлена отложениями, где значительно повышено содержание глинистых пород. В сумме с алевролитами они составляют в среднем по зонам большей частью 56—84%, а по отдельным разрезам до 90%.

Отложения алевролито-глинистого типа распространены двумя обширными полями севернее и южнее описанной камско-вятской зоны. Глины, перемежаясь с алевролитами, образуют пачки различной мощности, нередко до 30—60 *м*. В них чередуются алевритовые, известковистые и бескарбонатные разности глин. К этим пачкам приурочены прослои мергелей, известняков, изредка — доломитов. В глинах нередко развиты также горизонты карбонатных конкреций.

Среди песчаников выделяется два типа. Маломощные их прослои встречаются в алевролито-глинистых пачках, нормально пластуясь с ними. Чаще же они образуют самостоятельные пачки мощностью до 5—10 *м*. Нередко в последних наблюдается косая слоистость, признаки размыва, которые фиксируются появлением гравия и галек местных пород. Содержание песчаников в северной зоне возрастает к востоку. Здесь же встречаются и прослои конгломератов, в которых местами отмечаются обломки кремнево-кварцевых пород уральского происхождения.

Гипсы в качестве самостоятельных прослоев встречаются на различных уровнях, но не имеют существенного развития. Лишь у с. Уни встречена линза гипса мощностью в 5 *м*. В то же время конкреционные и импрегнационные выделения гипса в глинах и песчаниках распространены довольно широко.

Наибольшее развитие сульфатные породы имеют в северной части территории, на смежных участках Вятского вала и Московской синеклизы. Красноцветные алевролиты, иногда с прослоями мергелей и карбонатных пород, чередуются здесь с пачками ангидритов. На южных участках последние частично или полностью замещаются гипсами. Мощность отдельных пластов ангидритов достигает 15 *м* и более. Общее их содержание 30—40%, по отдельным разрезам возрастает до 50%. Западнее Вятских поднятий резко изменяется состав терригенной части разрезов. Алевролиты почти полностью замещаются глинами.

К юго-западу от описанной зоны терригенно-сульфатных пород, в пределах Московской синеклизы, существенное развитие получают карбонатные породы. В восточных разрезах они еще чередуются с терригенными прослоями, западнее же содержание последних минимально. Так, в Шарье разрез почти нацело сложен известняками, с прослоями доломитов.

Второй район существенного развития карбонатных пород располагается на юге территории — на юго-западе Куйбышевской области. Терригенно-доломитовый тип разреза характеризуется значительным развитием доломитов, местами частично замещенных известняками (52%), встречаются прослои ангидритов. Сероцветные терригенные прослои: глины, алевролиты и песчаники располагаются на разных

уровнях. Более постоянна алевролито-песчаниковая пачка в кровле свиты.

Вдоль юго-западной границы выклинивания шешминской свиты, на склоне Токмовского свода, располагаются маломощные разрезы переменного состава, часто с существенным развитием карбонатных пород и карбонатными брекчиями.

На юго-востоке территории, в предгорной зоне, свита отличается повышенной мощностью, в отдельных депрессиях превышающей 1000 *м* и иногда достигающей 1900 *м*. В ее составе преобладают глины, переменное содержание имеют песчаники и алевролиты. В отдельных разрезах сплошные конгломератовые или же ангидритовые толщи достигают мощности 230—350 *м*.

Фаунистические остатки шешминской свиты представлены довольно богатым комплексом пресноводных остракод, имеются отдельные находки пелеципод.

Наиболее обильна и богата фауна остракод в восточной полосе повышенных мощностей свиты, особенно в бураевском горизонте. Западнее, в зоне выклинивания и перехода к наиболее засолоненным частям, фауна значительно беднеет, а затем и совершенно исчезает.

КАЗАНСКИЙ ЯРУС (P^2kz)

Д. И. Соколов в своей работе «Курс геогнозии» (1839) впервые в России выделяет формации нового красного песчаника и цехштейна. Последнее название сохраняется в течение почти 80 лет, да и впоследствии нередко употребляется в качестве синонима названия казанский ярус.

Большое значение в изучении яруса имели работы Н. А. Головкинского. Он дает первое расчленение цехштейна на три горизонта: верхний и нижний конхиферовые, средний — спириферовый. Он же развивает высказанную ранее Н. И. Кокшаровым мысль относительно замещения карбонатных цехштейновых отложений песчано-глинистыми.

В последующем происходит уточнение объема и расчленения цехштейна и выяснение взаимоотношений его с красноцветными породами. Выясняется, что нижний конхиферовый горизонт цехштейна был выделен Н. А. Головкинским ошибочно и после работ П. И. Кротова (1895) стало общепринятым двучленное деление цехштейна на нижний — брахиоподовый, в дальнейшем переименованный А. В. Нечаевым (1915) в спириферовый, и верхний — конхиферовый горизонты. Взгляды Н. А. Головкинского о флецовом залегании цехштейна в толще пестроцветных пород разделяют А. М. Зайцев, П. И. Кротов. Наиболее точные наблюдения факта замещения приводит впервые А. А. Штукенберг (1882), описавший на Каме «дробление» цехштейна, т. е. расклинивание карбонатных пачек на отдельные прослойки в глинисто-мергельной и песчаной толще.

При уточнении взаимоотношений «яруса пестрых мергелей» и цехштейна С. Н. Никитин (1887) категорически отрицал возможность «переслаивания, выклинивания и перехода цехштейна и яруса пестрых пород друг в друга в горизонтальном направлении, *по крайней мере* в обширной области *к западу от Казани*» (курсив мой. — Ю. С.). Этим он возражает против взглядов П. И. Кротова, слишком широко рассматривавшего явления замещения. В то же время С. Н. Никитин не отрицал совершенно возможности перехода цехштейна в красноцветные породы в восточных районах. Против же такой возможности наиболее решительно возражал А. В. Нечаев, считая, например, «оригинальным» мнение П. А. Ососкова (1888) о замещении цехштейна красноцветами на востоке (Нечаев, 1896). Однако и он в последней своей работе был вынужден признать факт такого замещения.

А. А. Краснопольский (1889), работая в области Пермского Прикамья, описывает «группу красноцветных пород», лежащую здесь выше медистых песчаников. По поводу ее возраста он высказывает предположения: во-первых, об эквивалентности верхних горизонтов толщи верхнему ярусу пестрых мергелей, т. е. татарскому, и, во-вторых, о замещении некоторыми горизонтами красноцветной толщи цехштейновых известняков.

В 1915 г. А. В. Нечаев, подводя итог результатам изучения пермских отложений, для толщи цехштейна предложил современное его название — *казанский* ярус. Несколько позже Г. Н. Фредерикс спириферовый и конхиферовый горизонты казанского яруса именует соответственно камским и красновидовским. Эти наименования, однако, не привились и употреблялись лишь изредка отдельными исследователями.

Большое значение в деле изучения отложений казанского яруса имели работы М. Э. Ноинского. Еще в 1899 г. он производит детальное описание Печищинского разреза с расчленением конхиферового горизонта на 8 пачек — «серий». Детализированная в последующем (1924) и распространенная на бо́льшую территорию, эта схема сохранила значение до наших дней. Печищинский разрез считается стратотипом морских верхнеказанских образований.

В своей последней работе М. Э. Ноинский (1932) подводит итоги мнениям о фациальных замещениях в толще казанского яруса. Считая бесспорным указываемый многочисленными исследователями факт перехода к востоку морских казанских образований в красноцветные терригенные, он предлагает именовать последние *белебеевской* свитой. Этим был сделан решительный шаг в расчленении «нижней красноцветной толщи», получившей от А. В. Нечаева наименование уфимского яруса.

В 1937 г. на (первой) Пермской конференции (Наливкин, 1937) было узаконено деление казанского яруса на подъярусы: нижний и верхний, соответствующие спириферовым и пелециподовым (конхиферовым) слоям. Были уточнены их границы применительно к стратотипу М. Э. Ноинского и при этом рекомендовано морские казанские отложения именовать цехштейном.

Красноцветные аналоги цехштейна предложено выделять под общим названием: «красноцветная формация казанского яруса». За верхнеказанской частью этой формации сохранилось наименование — белебеевская свита. Нижнюю же часть формации, соответствующую морским нижнеказанским отложениям, Е. И. Тихвинская предложила именовать юговской свитой (1937). Таким образом, устанавливаются в полном объеме красноцветные аналоги цехштейновых образований.

Вторая конференция по стратиграфии пермских отложений, состоявшаяся через 14 лет после первой, рекомендовала, в целях дальнейшей детализации стратиграфического расчленения казанского яруса, принять схему М. Э. Ноинского для эталонного разреза Приказанского района (Решения ..., 1950). В сопоставлении с ней дается схема Н. Н. Форша и схема куйбышевских геологов, которые были разработаны в предшествующие годы для Куйбышевского Заволжья.

На этой конференции был подвергнут пересмотру вопрос о границе между подъярусами цехштейна, и предложено эту границу проводить не по подошве, а по кровле пачки «ядреного камня». Это решение основывалось на признаках подъярусной границы, установленных конференцией (изменение типа осадков и облика фауны). Однако инициатор такого решения Н. Н. Форш (1951), основываясь на вновь полученных материалах, сам же его и отводит (Форш, 1955).

В 1943—1951 гг. появляется ряд статей Е. М. Люткевича, в которых он ставит вопрос о необходимости коренного пересмотра стратиграфии красноцветных отложений Прикамья. В общих чертах его представ-

ления сводятся к признанию татарского возраста за преобладающей частью красноцветов белебеевской свиты и выделению в верхней части нижнеказанских образований голюшурминской свиты специфичного облика (Люткевич, 1951). Как указывает Е. И. Тихвинская, «характерной особенностью всего хода мышления Е. М. Люткевича является резко выраженный субъективизм». «Е. М. Люткевич противопоставляет наблюдения и выводы своих маршрутных исследований двух летних полевых сезонов... наблюдениям и выводам многих десятилетий кропотливой тщательной работы многих десятков геологов». «Он предпочитает подходить к изучению геологии перми... с отправных позиций предвзятых идей о возможном и, с его субъективной точки зрения, необходимом ходе геологической истории этого района» (1955, 52).

Эта характеристика дает вполне ясное представление о степени достоверности выводов Е. М. Люткевича. Мы хотели бы к этому добавить лишь указания о фактической стратиграфической принадлежности выделяемых им стратиграфических единиц по обнажениям долины р. Камы на участке от устья р. Иж до д. Вандовка. Так, 1-я и 2-я свиты татарского яруса схемы Е. М. Люткевича всюду соответствуют различным горизонтам белебеевской. Его белебеевская свита в Соколках и Сентяке, при мощности не более 4—5 *м*, соответствует верхам нижнеказанских образований (фактическая мощность казанских красноцветов в Сентяке — 90 *м*). Так называемая голюшурминская свита представлена песчаниками различных пачек нижнеказанских отложений.

Нужно ли добавлять после этого, что подобные работы ведут только к запутыванию стратиграфии? Единственный полезный результат этой работы, помимо изложения некоторого объективного материала, заключается в том, что она, как указано в редакционном примечании, заставляет многих геологов «...заняться еще более детальным изучением пермских отложений, применяя все возможные методы корреляции».

К сожалению, ошибки Е. М. Люткевича, основанные на резко выраженном субъективизме, во многом повторяются в работе Н. А. Исаевой (1955 б). Вопреки объективным фактам, установленным трудами многих поколений геологов, она безапелляционно заявляет: «Мы считаем, что *предположение* (курсив мой. — Ю. С.) фациального замещения морских казанских и, в частности, верхнеказанских отложений на востоке континентальными является глубоко ошибочным» (стр. 97). Столь же мало обоснованны и некоторые другие положения указанного автора.

Около пятнадцати работ за короткий срок (с 1958 по 1964 гг.) было опубликовано Н. И. Чернышевым. В них с различных точек зрения характеризуются верхнепермские отложения Пермского Прикамья и других районов Приуралья. Однако выводы, полученные на большом фактическом материале, в значительной мере обесцениваются вследствие того, что автор описывает не реальные стратиграфические единицы, а абстрактные свиты, обозначаемые буквами алфавита (1958). Без достаточных оснований он производит «возрастную переоценку» этих единиц (1959), проводит неверные сопоставления, параллелизуя, например, казанский ярус Московской синеклизы с уфимским Верхнекамской впадины (1962). Подобные построения отнюдь не повышают доверия и к другим выводам автора.

Многочисленные работы характеризуют вторую половину пятидесятых годов и последующий период. Из их числа, дополнительно к рассмотренным, можно назвать работы по литологии и палеогеографии В. И. Игнатьева (1955), Н. А. Исаевой (1955а), В. М. Винокурова (1955), Ю. В. Сементовского (1955 и др.), И. Н. Тихвинского (1959, 1962).

На большое значение работ, выполненных исследовательским кол-

лективом ВНИГНИ под руководством Т. В. Макаровой (опубликованы в период 1956—1963 гг.), мы уже указывали выше.

В 1960 г. в Москве созывается совещание по стратиграфии палеозоя, на котором работала и пермская секция. В отличие от унифицированной схемы 1950 г. было решено подъярусную границу в казанском ярусе вновь опустить до подошвы пачки «ядреного камня» (Решения..., 1962). Вместе с тем на совещании более отчетливо прозвучали голоса как за поднятие этой границы, так и за отнесение гидрохимической свиты частично или полностью к нижнеказанскому подъярусу. Красноцветные аналоги казанского яруса, в связи с отсутствием критериев для их разделения, объединяются пока под общим названием «белебеевская свита».

Казанский ярус, по сравнению с другими ярусами верхней перми, имеет наиболее сложное строение, определяющееся сочетанием в его составе контрастных формаций. С одной стороны, это формации морского ряда, представленные морскими и лагунными отложениями. Они составляют 73% от объема казанского яруса и 21,6% от общего объема верхнего отдела. Существенное участие в их составе принимают карбонатные породы, развиты также сульфаты и, на отдельных участках, соли (галит). Около трети объема этих толщ приходится на терригенные породы, главным образом глины и песчаники. В сложении формации континентального ряда — красноцветной — основное участие принимают глины, а также алевролиты и песчаники. Совершенно незначительно развиты карбонатные породы и сульфаты.

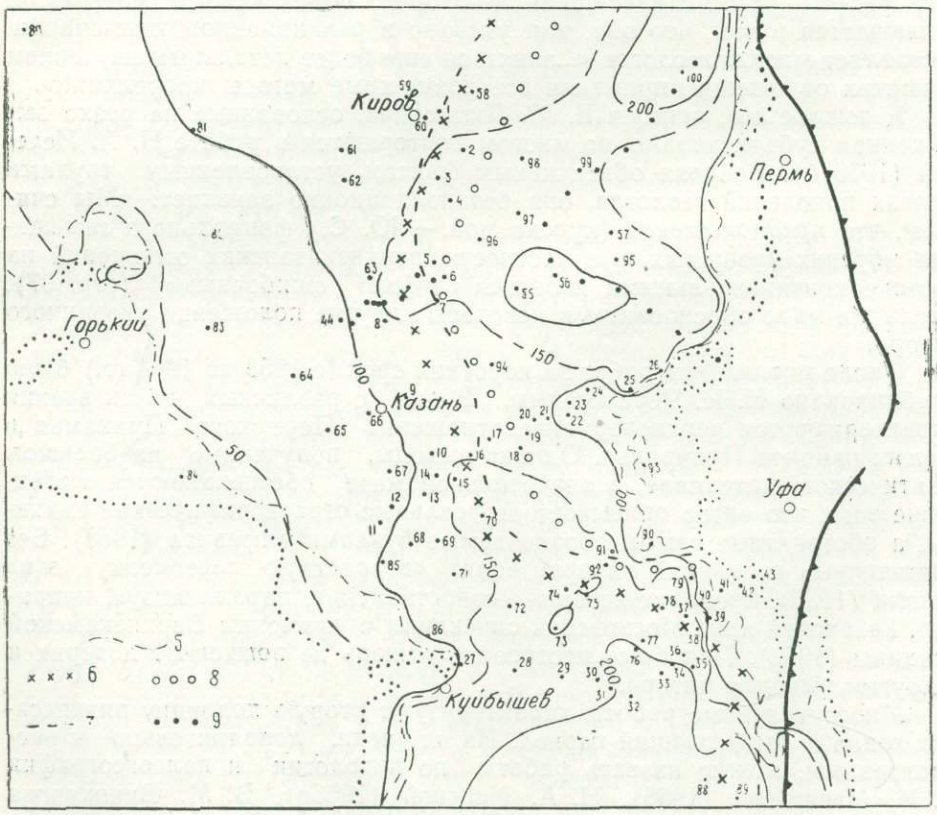


Рис. 4. Карта мощностей казанского яруса:

1—3 — см. рис. 2; *5* — границы распространения верхнеказанского подъяруса. Контуры переходной полосы: *6* — западная граница выклинивания красноцветных прослоев в верхнеказанском подъярусе; *7* — то же в нижнеказанском; *8* — восточная граница выклинивания сероцветных прослоев в верхнеказанском подъярусе; *9* — то же в нижнеказанском.

Общая мощность казанского яруса большей частью лежит в пределах до 150—200 *м* (рис. 4). К западу от линии Шарья — Казань — Куйбышев мощность постепенно, но не всюду равномерно, уменьшается от 100 *м* до полного выклинивания. Это выклинивание определяется как трансгрессивным налеганием яруса, так и последующим (в основном предтатарским) его размывом. На востоке выклинивание, обусловленное главным образом размывом в мезокайнозое, происходит значительно более резко.

Два района повышенных мощностей (до 200—250 *м*) приурочены к депрессионным зонам. Северный занимает центральную часть Верхнекамской впадины, южный располагается в Бузулукской впадине. Интересно заметить, что распределение мощностей ни в какой мере не зависит от расположения литолого-фациальных зон. Если северный максимум мощностей расположен в зоне распространения красноцветных отложений, то с южным, наоборот, связано значительное развитие сульфатно-галогенных накоплений.

Характер нижней границы казанского яруса значительно изменяется в зависимости от соотношений с подстилающими породами. В направлении с запада на восток прослеживаются следующие типы контакта:

1. Налегание различных горизонтов яруса на сильно разрушенную и закарстованную поверхность нижнепермских, в основном сакмарских образований — полоса трансгрессивного контакта.

2. Налегание преимущественно базальных, морских слоев казанского яруса на размытую поверхность уфимских образований. Четкость выражения контакта этого типа разнообразна в зависимости от того, какими породами представлены уфимские образования, красноцветны они или имеют серую окраску, чем представлена нижняя пачка казанского яруса. Несмотря на значительную длительность перерыва на этой границе, явные признаки размыва, даже в обнажениях, удается обнаружить далеко не всегда.

3. Налегание базальной красноцветной пачки казанского яруса на красноцветные же породы уфимского. Налегание это происходит с размывом, но признаки его наблюдаются не повсеместно. Выше красноцветной казанской пачки лежат морские сероцветные породы, с которых и было принято начинать разрез яруса. Красноцветная же пачка причленялась к уфимскому ярусу.

4. При отсутствии в казанском ярусе морских прослоев граница проходит в сплошной красноцветной толще. В этом случае отбивка ее представляет наибольшие трудности и не всегда достоверна. Явления размыва наблюдаются лишь в краевых частях этой полосы. В центральной же ее части, наоборот, нужно ожидать непрерывного залегания красноцветных пород. При отбивке границы необходимо использовать принцип ритмичности, резкие литологические контакты, исчезновение загипсованности пород, комплексы фауны остракод. Последний признак использовал И. Б. Палант для северо-западных районов Башкирии; на большей территории он пока не проверен.

Верхняя граница яруса на большей площади его распространения отбивается вполне четко по смене существенно карбонатных сероцветных комплексов преимущественно терригенными красноцветными. Во многих районах этот литологический контраст углубляется наличием явлений размыва. Некоторые затруднения возникают при появлении в перекрывающих татарских отложениях сероцветных пород или при повышенной их карбонатности. В области развития красноцветных казанских отложений эти затруднения значительны.

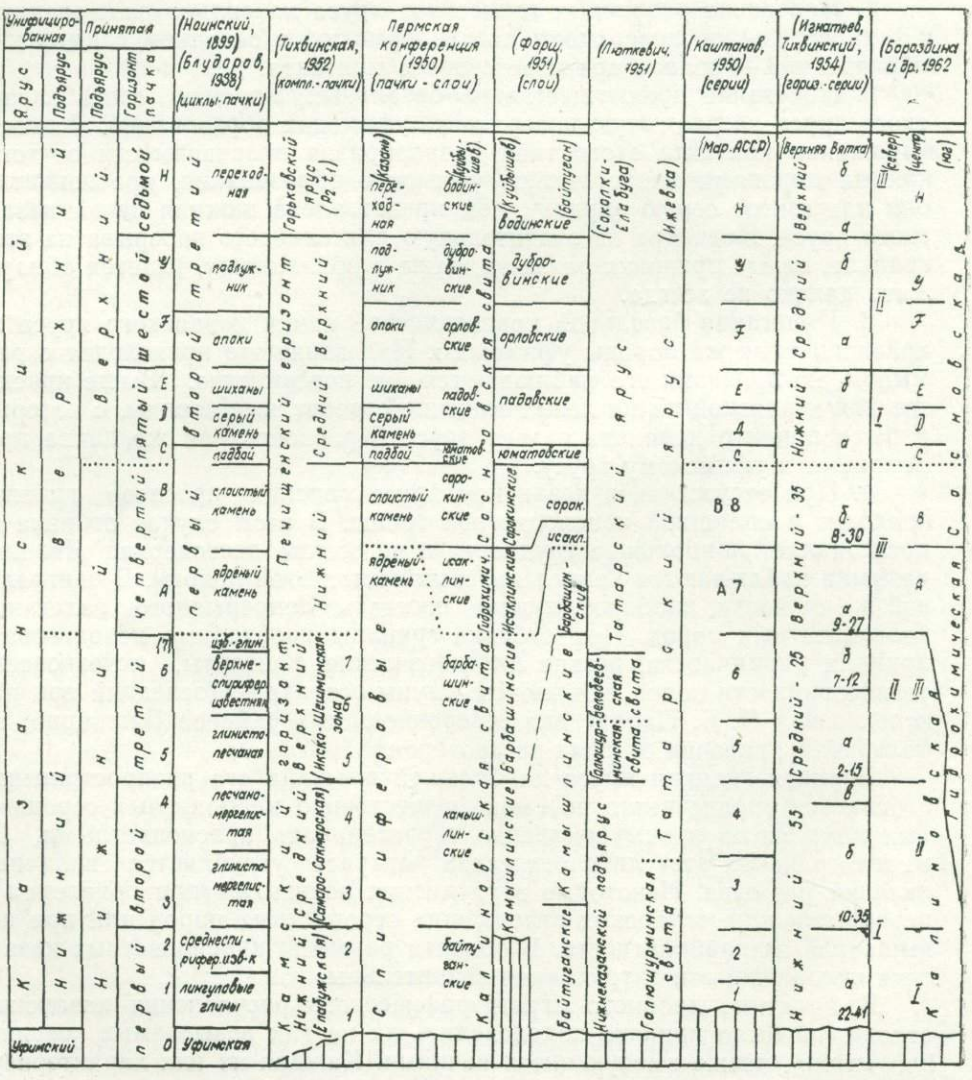
В практике дробного стратиграфического расчленения казанских отложений было принято подразделять их на так называемые «серии», или «слои», позже именующиеся пачками. Каждая из них характеризу-

ется определенными литологическими особенностями, которые выдерживаются на более или менее значительном протяжении в пределах соответствующих фациальных зон. Следует иметь в виду, что пачки, характеризуемые литологией, не представляют собою строго выдержанных стратиграфических единиц. В зависимости от направленности фациальных изменений границы пачек, как и вообще всяких литологических комплексов, могут претерпевать возрастное скольжение. Несколько пачек объединяются в закономерно построенные комплексы, соответствующие диастрофическим ритмам. В последующем изложении эти единицы мы именуем *горизонтами*. Таких горизонтов в казанском ярусе семь. К сожалению, эти горизонты удается достаточно достоверно проследить в основном только в пределах переходной полифациальной полосы. Не придавая пока горизонтам собственных наименований, мы нумеруем их последовательно снизу вверх, в пределах всего яруса.

Подъярусная граница решением Межведомственного стратиграфического комитета (Решения..., 1965) установлена в подошве пачки «ядреного камня». Однако это положение не согласуется с местными

Таблица 4

Сопоставление основных схем стратиграфического расчленения казанского яруса



схемами некоторых районов (табл. 4). Так, на северных поднятиях Вятского вала подъярусная граница проводится фактически на уровне пачки «подбоя». К этому же уровню близка и кровля гидрохимической толщи в Бузулукской впадине. Эти и другие соображения заставляют нас, в отличие от утвержденной схемы, принять положение подъярусной границы в подошве пачки «подбоя».

Некоторые проблемы сопоставления разрезов и положение подъярусной границы в казанском ярусе

Из поставленных в заголовке двух взаимосвязанных проблемных вопросов каждый имеет свою специфику. Однако более важным, первоочередным является первый вопрос, ибо «...дело не столько в том, как расчленить разрез на более дробные стратиграфические подразделения, ...сколько в том, как сопоставить разрезы (или стратиграфические схемы) между собой» (Солодухо, 1963, 45). Положение любой стратиграфической границы *определяется, во-первых, объективным ходом геологического развития*, который зафиксирован в существующих ныне геологических образованиях, со всеми их познанными и еще не познанными особенностями. Во-вторых, уровнем наших познавательных возможностей вообще и степенью изученности данного геологического объекта. Наконец, теми критериями, которые мы избираем в качестве или универсальных показателей, или решающих для данной границы. Из самого существа этих соображений вытекает, что любые стратиграфические границы и схемы имеют исторический характер и развиваются, а в то же время и изменяются вместе с развитием нашей науки, что мы и наблюдаем в действительности. Другая важная особенность стратиграфических границ — их условность. Влияние этой условности относительно невелико и часто не ощущается при выделении крупных таксономических единиц, таких как группы. Но уже при переходе к системам условность значительно возрастает. Вспомним хотя бы еще не окончившиеся дискуссии о границе карбон — пермь и т. п. Чем меньше ранг стратиграфической единицы, тем больше условностей в ее границах. Разумеется, «степень условности», т. е. пределы колебаний возможных положений границы, зависит в большой степени и от характера, резкости тех изменений самого процесса геологического развития, которые являются основанием для установления стратиграфической границы. Но условность будет иметь место всегда, даже при проведении границы по поверхности размыва. Как, например, в этом случае оценивать элювиальные брекчии? При какой степени изменения, например, их уже нельзя оставлять в нижележащем комплексе, а следует относить к вышележащему?

Таким образом, условность проведения стратиграфических границ отражает не столько недостаточность наших знаний, сколько фактически имеющую место в объективной реальности сложность взаимоотношений, постепенность переходов. Если имеется несколько вариантов положения какой-либо стратиграфической границы, то мы не можем считать, что правильным будет только один вариант, а все другие ошибочны. Приемлемость того или иного варианта определяется теми критериями, которые избраны условно в качестве показателя надлежащего изменения обстановки.

Иное положение имеем при сопоставлении, увязке, корреляции разрезов. Отсутствие однозначного решения, наличие нескольких вариантов сопоставления являются следствием недостаточности наших знаний. Правильным, истинным может быть только один единственный вариант сопоставления. Все другие варианты безусловно ложны, ошибочны, поскольку в каждый момент седиментационного процесса существует только одна изохроничная поверхность.

Наличие нескольких вариантов увязки разрезов служит, следовательно, показателем несовершенства используемых методов корреляции. Величина отклонения коррелируемой границы от ее истинного положения может рассматриваться в качестве как бы «ошибки измерения». Любые способы измерений, как известно, сопровождаются ошибками, и совершенствование методики измерений направлено на уменьшение их погрешностей. Точно так же и при корреляции разрезов мы должны считаться с неизбежностью ошибок корреляции, должны стремиться оценивать величину этих ошибок, устранять систематические погрешности, избирать методы, дающие наименьшие погрешности.

Разнообразные методы стратиграфической корреляции, в соответствии с представлениями Д. Л. Степанова (1958), укладываются в три основные категории: биологические (биостратиграфический), физические и физико-химические (абсолютной геохронологии).

Биостратиграфический метод, в основе которого лежит явление последовательной смены фаунистических (и флористических) комплексов в ходе эволюционного развития органического мира, безусловно, представляет основной и ведущий метод. Только этот метод дает возможность создать эталонный стратиграфический разрез, выделить в нем единицы общей стратиграфической шкалы.

При использовании биостратиграфического метода необходимо в то же время учитывать его специфику и реальные возможности. Универсальность этого метода, безусловно, ограничивается локализацией фаунистических комплексов зачастую лишь в отдельных пачках, приуроченностью их к определенным фациям. Относительно медленный темп эволюции органического мира не дает возможности выделять мелкие стратиграфические единицы. В верхнепермских отложениях пределом является подъярус.

В силу изложенных обстоятельств палеонтологический метод должен сочетаться и практически всегда сочетается с методами физическими. При переходе же к более дробным стратиграфическим подразделениям, нежели ярус (подъярус), первостепенное значение приобретают уже методы физические. «Палеонтологический метод при разработке локальных схем обычно имеет подчиненное значение» (Степанов, 1958, 144). Из числа физических методов на первое место по значимости нужно поставить диастрофический (тектонический) метод. Не говоря уже о том, что тектонический фактор сам по себе оказывает влияние на эволюцию органического мира через изменение физико-географических условий, в строении осадочных толщ непосредственно фиксируются главные тектонические события региона. Поэтому основным здесь и следует считать метод седименторитмической корреляции. Ему подчинены все остальные физические методы, представляющие или частные случаи его применения (несогласия, размывы, литологические комплексы), или детализацию отдельных его сторон (микропетрографическая корреляция). Сюда же относятся и геофизические методы корреляции, с помощью которых выявляется изменчивость по разрезу определенных параметров пород. При этом никогда нельзя забывать о том, что каротажная диаграмма представляет собою производное литологии, она не может иметь самодовлеющего значения. Поэтому, если с помощью каротажа пытаются сопоставить, например, казанский ярус с уфимским или татарский с казанским как одновозрастные образования (Чернышев, 1964), то в этом вина не каротажа, а тех геологов, которые так его используют.

Неравномерность седиментационного процесса во времени и вытекающая из этой неравномерности ритмичная его повторяемость являются общими свойствами природных процессов. В строении осадочных толщ и документируется ритмичность естественного процесса, выражающаяся в многократном чередовании близких по составу или строе-

нию слойков, слоев, пачек, толщ, комплексов. Явления ритмичности многостепенны. В элементарной, низшей форме они проявляются в микрослоистости, где чередуются, как правило, две петрографические разности в слойках, мощность которых обычно не превышает одного миллиметра. Микрослоистость чаще связана с годичными циклами. Периодические изменения состава или мощности слойков в микрослоистых сериях представляют результат наложения ритмичности уже более высокого порядка.

К категории мезоритмичности следует отнести чередование слоев в пачках, флишевые, молассовые и им подобные образования. Макроритмичность представляет собою еще более сложное чередование однотипно построенных слоев, мощность которых измеряется, как правило, десятками метров. Макроритмы в указанном понимании примерно соответствуют циклам III порядка по В. И. Никишину (1962). Аналогично этому Л. Б. Рухин (1959) под ритмами предлагает понимать комплексы, длительность формирования которых обычно не превышает одного миллиона лет. В казанском ярусе этой градации соответствует горизонт (ритм).

Еще более сложные и длительно формирующиеся комплексы принято именовать циклами. Уфимский и казанский века могут быть объединены в терригенно-минералогический цикл, равноценный татарскому. Вся позднепермская эпоха, длительностью около 25 миллионов лет, представляет собою цикл (II порядка по В. И. Никишину), равноценный раннепермскому. Здесь мы подходим уже к такой градации цикличности, которая вполне ясно определяется космическими факторами.

Галактический год, длительностью 180—200 млн. лет, подразделяется на 8 галактических ритмов по 20—25 млн. лет. С различными галактическими ритмами связывается преимущественное проявление определенных процессов геологического развития Земли (Малиновский, 1963). Герцинский галактический год (цикл I порядка) завершился в перми, и позднепермская эпоха явилась последним (восьмым) галактическим ритмом этого года.

Таким образом, «явления ритмичности и цикличности очень широко распространены в природе и, несомненно, должны использоваться в стратиграфических построениях» (Меннер, 1962, 84).

Хотя ритмичность и представляет собою общее свойство осадочного процесса, документируется в осадках она далеко не всегда. При весьма малых колебаниях условий седиментации в осадочной толще не появляется ясных различий. Возникают пачки внешне однородных осадков. Чаще такая скрытая ритмичность характерна для карбонатных пород, а нередко и песчаников. Такие толщи, тем не менее, априори обладают скрытой ритмичностью, которую в принципе возможно выявить, используя особые, тонкие методы исследования.

При использовании ритмичности для целей корреляции предполагается, что изменения условий седиментации, независимо от их природы, совершаются *одновременно* и *однозначно* в пределах всей области осадконакопления или некоторой ее части. Сезонные климатические изменения, которые обычно определяют появление микрослоистости, лишь в редких случаях могут иметь корреляционное значение, тем более, что микрослоистость, возникающая в зоне переплетения фаций, вместе с ними мигрирует, проявляясь на различных уровнях.

Наоборот, особого внимания заслуживают длительные изменения активности космических факторов — макроциклы с периодом до 8 млн. лет (Балуховский, 1957). Вполне понятно, что при этом обеспечивается одновременность и однозначность воздействия таких изменений в планетарном масштабе. Тектонические колебания различного порядка и обусловленные ими изменения физико-географической обстановки на фоне отмеченных выше климатических изменений воздействуют наибо-

лее разносторонне и определяют возникновение ритмичности различных порядков. Однозначность тектонических колебаний в пределах крупных структурных элементов и одновременность изменения их направленности на значительных территориях создают предпосылки и к синхронизации ритмов, выделяемых на этой основе.

Каждый ритм документируется комплексом осадков, накопившихся в течение определенного этапа геологического процесса. Естественным началом такого этапа в достаточно полном его объеме является широкое развитие денудационных процессов, затем следует трансгрессивная фаза ритма, обычно наиболее полно представленная в отложениях, и завершается он регрессивной фазой. Именно такое строение ритма («геологической чечевицы») описывает впервые Н. А. Головкинский (1968). Аналогичной точки зрения придерживается впоследствии И. М. Уэллер (Weller, 1930), Ю. А. Жемчужников и многие другие исследователи. Л. Б. Рухин (1959) принимает эти положения в качестве общей закономерности. Он же дает классификацию ритмов в соотношении их с фациями.

Четкость проявления ритмов, резкость их отграничения, характер строения зависят от всего многообразия условий седиментации, распределения и взаимоотношения фациальных зон, направленного изменения процесса. Мы никогда не имеем полного сходства ни в строении одного и того же ритма в разных пунктах, ни в строении смежных ритмов. В ритмах верхнепермских отложений обычно обособляется базальная трансгрессивная пачка, сложенная осадками, которые образовались в наиболее активной обстановке, при относительном приближении области питания или усилении деятельности транспортирующих агентов. В основании этой пачки часто наблюдаются явления размыва. Вышележащая часть ритма представлена комплексом осадков, образовавшихся в более стабильной обстановке. Регрессивная часть ритма обычно развита неполно или совершенно отсутствует. Многократное чередование осадков в макроритмах, как результат наложения ритмичности низшего порядка, во многих случаях значительно затрудняет выделение ритмов.

Выделением ритмов, однако, задача еще не решается, поскольку каждый из них не имеет индивидуальной характеристики. Для получения такой характеристики необходимо использовать комплекс дополнительных признаков: фауна и флора, терригенные минералы, микроэлементы, маркирующие горизонты и т. п. Из перечисленных признаков реальное практическое значение для целей корреляции имеют пока только маркирующие горизонты, т. е. слои и пачки пород, характеризующиеся определенными специфическими особенностями (цвет, текстура, состав и др.), которые выдерживаются на большее или меньшее расстояние. Маркирующие горизонты широко использовались при структурно-геологическом картировании, но для дальней корреляции и они непригодны.

Сопоставление разрезов в процессе седименторитмической корреляции удобнее всего производить с помощью функциональных графиков, на которых качественная петрографическая характеристика заменяется числовой и соответственно графической характеристикой. Простейшей формой такого графика являются литологические колонки типа литогамм (согласно классификации Н. Б. Вассоевича, 1951), используемые в настоящей работе. Краткое их описание приведено на стр. 135. Ничем принципиально не отличается метод функционального профилирования А. Б. Вастелиуса (1961). Для построения графиков он использует усредненную функцию от мощности разреза и состава отложений. Благодаря этому устраняются мелкие случайные колебания состава отложений и на кривой более отчетливо выступают общие закономерности.

Сопоставление производится на основе сходства кривых. При этом, разумеется, необходимо учитывать весь комплекс данных, которые воз-

можно использовать как для общей характеристики толщи, так и идентификации отдельных ритмов. Наиболее надежные результаты получаются в случае отсутствия в толще глубоких размывов, которые могли бы уничтожить в значительной части или полностью отдельные ритмы.

С правильной корреляцией разрезов теснейшим образом связано решение вопроса о подъярусной границе. Особенно много разнобоя имеется в южных районах, в Куйбышевско-Бугурусланском Заволжье. Здесь можно насчитать до десятка различных вариантов положения подъярусной границы (Сементовский, 1970). Больше всего путаницы возникло в отношении так называемых «барбашинских» слоев. Эта пачка оолитовых и тонкозернистых доломитов, с обильным фаунистическим комплексом пелеципод и брахиопод, мощностью в окрестностях г. Куйбышева 25—30 *м*, М. Э. Ноинским именовалась нижнеконхиферовыми слоями и отсюда естественно сопоставлялась с пачкой «ядреного камня» района г. Казани. Н. Н. Форш (1940) предложил назвать ее «барбашинскими слоями» (по пос. Барбашина Поляна близ г. Куйбышева). В последующем же он установил соответствие «барбашинских слоев» той пачке органогенно-обломочных («оолитовых») доломитов, которая в разрезе Камского Устья лежит **ниже** подлинного «ядреного камня» (Форш, 1955) и имеет, следовательно, безусловно нижнеказанский возраст.

Эта новая интерпретация, однако, вступила в противоречие с разбивкой разрезов казанского яруса в верховьях рр. Шешмы и Сока, принятой Н. Н. Форшем ранее. Здесь «барбашинские слои» выделяются им из состава верхнеказанского подъяруса, представленного в значительной степени уже красноцветными фациями. В камских разрезах «барбашинские слои» показаны им выше пачки «верхний известняк» у д. Грахань или соответственно выше пачки брахиоподовых глин и известняков у прист. Берсут (Форш, 1955, фиг. 7). Между тем давно известна принадлежность слоев, кроющих названные пачки, к «ядреному камню» (Селивановский, 1937).

Из рассмотренных сопоставлений вытекает, что так называемые «барбашинские слои» района Байтугана в действительности соответствуют исаклинским слоям Самарской Луки. Из этих сопоставлений далее следует, что камышлинские слои верховьев р. Сок соответствуют барбашинским слоям Самарской Луки. Иными словами, мы должны вернуться к тем сопоставлениям Ю. А. Притулы, которые были в свое время отклонены Н. Н. Форшем (1951, 57).

Как отмечено выше, стратотип «барбашинских» слоев находится близ г. Куйбышева и соответствует он слоям, лежащим ниже пачки «ядреного камня». Между тем в некоторых работах (Осипова, Слюсарева, 1958 и др.) «барбашинскими» называют слои, сопоставляющиеся с пачкой «ядреного камня». Естественно, использование этого наименования в указанном значении является незаконным и должно быть отклонено.

Гидрохимическая свита, наибольшее развитие имеющая в Бузулукской впадине, первоначально была отнесена к нижнеказанскому подъярусу и рассматривалась как фациальное замещение его морских образований (Чепикова, 1947; Шаповалова, 1949). Однако пермская конференция 1950 г., в соответствии с иной палеогеографической концепцией Н. Н. Форша, отнесла гидрохимическую свиту к верхнеказанскому подъярусу. Такое решение вопроса оказалось в противоречии со многими фактами: распределение мощностей калиновской и гидрохимической свит, отсутствие палеогеографического и фактического подтверждения глубокого и длительного размыва на их контакте, наличие замещения карбонатных пород гидрохимическими. Эти доводы достаточно убедительны для подтверждения нижнеказанского возраста гидрохимической свиты или, во всяком случае, значительной ее части. На это ука-

зывала неоднократно Е. И. Тихвинская (1952, 1955). Именно за такое решение высказались многие геологи на конференции 1960 г. (Тихвинская, 1962; Бороздина и др., 1962; Рыбаков, 1962; Кованько, 1962) и позднее (Сементовский, 1970а).

Весьма интересные данные в пользу рассматриваемых сопоставлений приводит Л. А. Тукмаков (1967). Многочисленные факты нахождения нижнеказанских фораминифер, а также игол брахиопод, члеников криноидей и других фаунистических остатков в карбонатных прослоях среди ангидритов подсолевой и солевой пачек свидетельствуют именно о раннеказанском возрасте гидрохимической толщи.

Основное значение для решения вопроса о подъярусной границе имеет корреляция разрезов Среднего Поволжья и Верхней Вятки. Разрез казанского яруса на Верхней Вятке имеет общую мощность 135—140 *м*, достаточно четко подразделяется на ритмы (горизонты). Особенностью этих разрезов является значительно пониженная мощность верхнеказанского подъяруса (40—45 *м*), составляющая ко всему ярусу около 30%. Переходя же к более южным разрезам (Филипповка, Фокино и др.) и используя в них местные разбивки, мы встречаемся с резким возрастанием относительной доли мощности верхнеказанских отложений до 55%. Разумеется, к сопоставлению разрезов по мощности нужно относиться осторожно. Однако, если стратиграфически полные разрезы располагаются в пределах единой тектонической провинции, то соотношение мощностей более или менее крупных стратиграфических подразделений в этих разрезах можно ожидать достаточно близким.

При сопоставлении разрезов верховьев р. Сок и Верхней Вятки А. Д. Григорьева (Слюсарева, 1960) подошву пачки «ядреного камня» проводит в основании третьего нижнеказанского горизонта Верхней Вятки. Кровлю последнего З. И. Бороздина, В. А. Горошкова, Н. А. Горнштейн, Т. В. Макарова (1962) сопоставляют соответственно с подошвой пачки «подбоя». Если теперь просмотреть по основным разрезам соотношение их частей, то можно убедиться в наибольшей вероятности именно намеченных сопоставлений (табл. 5). С этой точки зрения, наоборот, представляется мало убедительным формальное сопоставление разрезов по отбивкам подъярусной границы в местных схемах. И если в верхневятских разрезах верхнеказанская часть составляет 30%, то двукратное возрастание ее относительной мощности в более южных разрезах, которое произошло бы при такой формальной

Таблица 5

Соотношение мощностей в разрезах казанского яруса

Пункт	Мощность казанского яруса в *м*	Доля (в %) верхней части яруса, выше подошвы:	
		„ядреного камня"	„подбоя"
Гавриловская	116	48	31
Болотово	126	51	29
Карин-Перевоз	148	52	30
Филипповка	158	55	39
Цепочкино-Фокино	166	62	43
Шорино	165	56	44
Высокая Гора	132	50	36
Ромашкино	153	57	43
Камышла	145	55	45
Муханово	170	45	32
Бузулук	258	—	33

увязке, никакими реальными соображениями мотивировано быть не может.

Правильность принятых сопоставлений становится более ясной при прослеживании увязки спорных разрезов со стратотипом. На рис. 5 показано сопоставление разрезов казанского яруса на протяжении около 300 *км* от района г. Казани до Верхней Вятки. Эти разрезы здесь и ниже даются в форме литограмм (Сементовский, 1950), что позволяет наиболее наглядно показать строение толщ сложного состава. Сплошными линиями обозначены границы тех семи ритмов — горизонтов, на которые подразделяется ярус, пунктирной — положение подъярусной границы по местным схемам. Как видно, разнобой в ее положении превышает два горизонта, составляя около трети объема яруса.

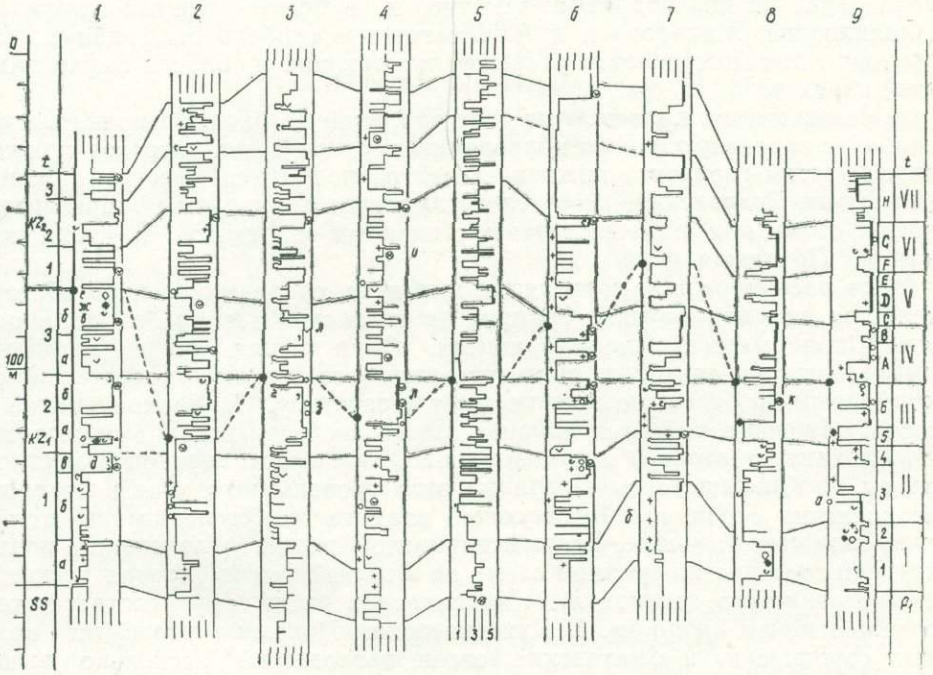


Рис. 5. Сопоставление разрезов казанского яруса:

1 — Болотово; *2* — Филипповка; *3* — Мохи; *4* — Макарово; *5* — Фокино, Цепочкино; *6* — Шорино; *7* — Шурминская; *8* — Каменная Гора, Шурга; *10* — Высокая Гора (пункты показаны на рис. 4 под теми же номерами).

Литологическая шкала колонок: *0* — конгломераты; *1* — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — глины; *4* — мергели; *5* — известняки; *6* — доломиты (отличаются жирной линией); *7* — ангидрит и гипс (6,5); *8* — галит.

Дополнительные обозначения колонок — слева от линии слоя: *а* — гальки местных пород; *б* — растительный (углистый) материал; *в* — брахиоподы; *г* — пелециподы; *д* — органогенный детрит; *е* — криноидеи; *ж* — мшанки — справа от линии слоя: *з* — оолиты; *и* — карбонатные конкреции; *к* — кремневые конкреции; *л* — гипсирование и гипсовые конкреции.

Рассматриваемые разрезы располагаются в пределах переходной полосы переслаивания карбонатных и терригенных пород. Средние разрезы профиля находятся восточнее осевой линии Вятской тектонической зоны. Они отличаются несколько повышенной мощностью и в верхних горизонтах нередко представлены красноцветами. Почти все разрезы вполне четко подразделяются на ритмы (макроритмы — горизонты), что дает возможность достаточно уверенно сопоставлять их между собою. Наиболее выдержаны нижние четыре горизонта. При некоторых колебаниях мощности они прослеживаются от района г. Казани

до Филипповки. При сопоставлении с верхневятскими разрезами обращает на себя внимание значительно увеличенная мощность первого горизонта местной схемы. Вполне очевидно, что он объединяет два нижних горизонта общей схемы. Их разделение производим по пачке глауконитовых криноидно-брахиоподовых известняков, венчающих «серию 1*а*».

В пределах верхних трех горизонтов яруса разрезы ведут себя менее устойчиво. Именно за счет них, и главным образом пятого горизонта, происходит общее возрастание мощности яруса на восточном склоне Вятских поднятий. Аналогичное явление наблюдается, например, по камскому профилю, где стратиграфическая разбивка не вызывает сомнения. Мощность пятого горизонта в восточной части этого профиля также возрастает до 30 *м*, в нем также намечается местами распадение на два подритма, заметное и в более северных разрезах (Филипповка, Макарово и др.). Отмеченные особенности, видимо, характерны для большинства разрезов, тяготеющих к области Верхнекамской впадины.

На основании проведенных сопоставлений необходимо принять, как наиболее вероятную, такую корреляцию верхневятских разрезов, при которой третий горизонт нижнеказанского подъяруса местной схемы (Игнатьев, Тихвинский, 1955) сопоставляется с четвертым горизонтом общей схемы или, иными словами, с пачками «ядреного» и «слоистого камня» Поволжья.

Из рассмотренной корреляции вытекает, следовательно, то обстоятельство, что подъярусная граница в казанском ярусе в настоящее время принимается в двух вариантах. Один из них, более «привычный» — это уровень подошвы пачки «ядреного камня», установленный конференцией 1960 г. по поволжскому стратотипу. На Верхней Вятке и соответственно в смежных районах Московской синеклизы ему соответствует контакт второго и третьего нижнеказанского горизонта местной схемы. В Куйбышевском Поволжье этот уровень находится в подошве исаклинских слоев, а в Бузулукской впадине он бесследно теряется в гидрохимической толще. Вторым вариантом является положение подъярусной границы по местной схеме на Верхней Вятке (кровля третьего нижнеказанского горизонта). Как показано выше, ему соответствует подошва пачки «подбоя». В Куйбышевском Поволжье это будет контакт сорокинских и юматовских слоев, проходящий несколько выше кровли гидрохимической толщи.

Выбор того или иного положения границы, являясь условным, должен основываться на определенных признаках. Такие признаки были сформулированы пермской конференцией 1950 г. и в 1960 г. не оспаривались: «1) изменение облика фауны, выражающееся в исчезновении спириферов и многих других брахиопод, 2) резкое изменение типа осадков, проявляющееся в смене морских отложений лагунно-морскими, 3) наличие признаков размыва» (Решения..., 1950, 8).

Из числа этих признаков последний — диастрофический — не имеет значения, поскольку на каждом из двух уровней, да и на многих других, имеются более или менее глубокие признаки размыва. Эти размывы хорошо наблюдаются в камских разрезах. Размывы на нижнем уровне отмечались Б. В. Селивановским в Камских Полянах (глыбы известняков в песчаниках), срезание на глубину до 8 *м*, а также погребенные скалы зафиксированы нами в Вандовке. К этому уровню приурочено наиболее значительное смещение фациальных зон к западу. На верхнем уровне размывы отмечаются в Сентяке, южнее с. Тихие Горы, к нему приурочено широкое распространение конгломератов, на востоке — с галькой аллохтонных пород.

Не представляет устойчивого признака и изменение фациального облика отложений. Коллективом сотрудников ВНИГНИ (Бороздина

и др., 1962) убедительно показано, что смена морских фаций лагунными происходит на различных уровнях. В северных районах (Верхняя Вятка) это уровень подошвы «подбоя», в Приказанском Поволжье — «ядреного камня», а в Бугурусланском районе эта граница опускается значительно ниже, достигая, вероятно, первого горизонта. Уровень, на котором происходит смена фациального облика отложений, зависит также от положения разреза относительно осевой зоны бассейна. Латеральная миграция обстановок осадконакопления по разрезу показана, в частности, В. И. Игнатьевым (1955) для профиля Муром — Глазов. Таким образом, различная отбивка подъярусной границы связана с разновременностью изменений солевого режима в бассейне, определявших соответствующие изменения литологии и фаунистических комплексов. В прежних построениях это обстоятельство в достаточной степени не учитывалось. Следовательно, в классических обнажениях Поволжья смена типа осадка и привязанная к ней подъярусная граница занимают какое-то промежуточное, случайное положение (рис. 6). Нам представляется более правильным ориентироваться на разрезы, приближенные к основным пространствам развития казанского бассейна.

Биостратиграфический критерий в связи с этим нужно оценивать также с большой осторожностью, учитывая влияние среды обитания на развитие определенных биоценозов. Здесь уместно привести слова А. И. Ефремова (1952, 66): «...представляется вероятным, что в ряде мест брахиоподовые и пелециподовые слои не являются стратиграфически последовательными, а представляют собою фациально-экологические обособления». В «спорном», четвертом горизонте спириферины найдены не только на Верхней Вятке. Единичные их экземпляры фиксировались на Нижней Вятке (Фокино), в Казанском Поволжье, в верховьях рр. Сок и Шешма, в Западной Башкирии (Зильдярово). Естественно, что они более многочисленны на севере, а в южных районах их редкие находки создают впечатление реликтовых элементов. В. А. Чердынцев в свое время (1937) указывал на специфический характер пачки «ядреного камня», считая возможным относить ее к нижнеказанскому подъярусу. Видимо, богатый палеонтологический материал из разных районов еще ждет целенаправленной обработки.

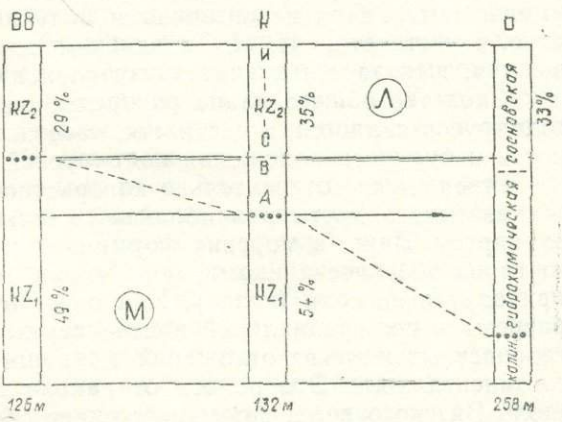


Рис. 6. Схема миграции фациальных комплексов: морского (*М*) и лагунно-морского (*Л*), варианты отбивки подъярусной границы (жирные точки).

Сплошные линии — изохроничные сопоставления, прерывистая линия — граница комплексов. ВВ — Верхняя Вятка, К — Казань, Б — Бузулук. Проценты показывают долю соответствующей части разреза относительно мощности яруса.

Доводы за поднятие подъярусной границы до подошвы пачки «подбоя» впервые были изложены в работе З. И. Бороздиной, В. А. Горошковой, Н. А. Горнштейн и Т. В. Макаровой (1962). Основными для этого были соображения по соотношению мощностей, увязке разрезов и скольжению фациальных зон. Эти соображения выше были рассмотрены нами на новом материале. Дополнительные данные приводит также О. Н. Малышева (1961).

Все вышеизложенное еще раз подтверждает положение об условности отбивки стратиграфических границ. Если принять, что подъярусной границе должно отвечать существенное изменение типа

осадка и биоценозов, происходящее не в окраинных зонах, а на центральных пространствах бассейна, тогда границу следует проводить по подошве пачки «подбоя». Мы и принимаем именно этот вариант.

Нижнеказанский подъярус (P_2kz_1)

По своему вещественному объему, в принятых нами стратиграфических границах, подъярус составляет две трети (66,6%) объема всего яруса. Распределение мощностей подъяруса в общих чертах повторяет зависимости, отмеченные для яруса в целом. Изолинии 90—100 *м* оконтуривают зоны повышенной мощности, тяготеющие к Бузулукской и Верхнекамской впадинам (рис. 46). Характерно, что на западе обе эти зоны частично захватывают прилегающие положительные структуры — Жигулевско-Пугачевский свод и Вятский вал. Наибольшие мощности отмечены в Ярушках (близ Ижевска — 157 *м*) и у Соболевского (168 *м*). К западу мощности постепенно, но не всегда равномерно, уменьшаются. При использовании большого числа точек, как это сделано, в частности, И. Н. Тихвинским для районов Ульяновского Заволжья, выявляется значительная сложность конфигурации изопахит.

Сходство общего плана распределения мощностей для яруса и его подъярусов является, в частности, косвенным подтверждением правильности избранного положения подъярусной границы.

Утверждение относительно контрастности петрографического состава казанского яруса в наибольшей степени относится к его нижнему подъярусу. Даже в морских формациях имеются разрезы, сложенные почти на 90% песчаниками, в лагунных же, соленосных, почти до 80% приходится на соли (галит). Наиболее отчетливо дифференцированы разрезы в полифациальной полосе перехода существенно карбонатных сероцветных морских отложений в терригенные красноцветные лагунно-континентальные. Эта полоса от района Верхней Вятки простирается вдоль Вятского вала, затем пересекает обе вершины Татарского свода и уходит далее к бассейнам рр. Демы и Салмыша.

На всем протяжении этой полосы — около 1000 *км* — взаимоотношения формаций, разумеется, не остаются постоянными. Однако общей чертой для всей полосы является четкая дифференциация разрезов, отражающая специфические особенности развития казанского бассейна.

В поперечном направлении эта полоса подразделяется на две части. В восточной происходит выклинивание сероцветных прослоев в красноцветной толще, в западной — выклинивание терригенных прослоев в карбонатной (на юге — соленосной) толще.

Стратотип нижнеказанского подъяруса находится в пределах указанной полифациальной переходной зоны, в верховьях рр. Шешмы и Сока. Не менее характерен сокольский разрез, расположенный в устье р. Вятки близ д. Грахань. Имея несколько уменьшенную мощность, он отличается от шугуровского более четким выражением пачек и ритмов и хорошо увязывается с другими разрезами зоны выклинивания морских отложений.

На основании этого и некоторых смежных разрезов приводим следующее обобщенное описание нижнеказанских отложений рассматриваемого участка (снизу).

Первый горизонт. Нижняя пачка подъяруса — «нулевая» — представлена красноцветными песчаниками с прослоями глин и алевролитов и гальками местных пород в основании. Ранее эта пачка рассматривалась в составе уфимского яруса, но ряд фактов: общность в построении ритма с вышележащими пачками, наличие признаков размыва в основании пачки и отсутствие таковых в кровле ее, близкий комплекс

тяжелых минералов, наличие взаимопереходов серых и красноцветных пород по простиранию, все это свидетельствует о принадлежности «нулевой» красноцветной пачки к нижнеказанскому подъярусу (Сементовский, 1962).

Мощность пачки в сокольском разрезе составляет 2,8 *м*, но в 15 *км* к юго-западу (у д. Березовая Грива) она возрастает до 13—20 *м*. Пачка здесь представлена почти сплошной толщей мелко- и среднезернистых песчаников, в основании которой залегают линзы конгломератов.

Первая пачка — «лингуловые глины» — слагается в основном глинами известковистыми, часто переходящими в мергели, с отдельными прослоями известняков, встречаются прослои алевролитов. Общая окраска пород серая, темно-серая. В глинах обычно присутствует пирит, обугленные растительные остатки. Характерно также наличие тонких прослоев красноцветных глин в нижней части пачки. Из фаунистических остатков типичны лингулы. Мощность пачки 8—12 *м*.

Вторая пачка — «колючий известняк» — сложена известняками органогенно-обломочными, переслаивающимися с серыми мергелями и глинами. Для пачки характерно плитчатое сложение пород, наличие глауконита и обилие раковин брахиопод, а в особенности обломков их игол. Последние скопляются в больших количествах, особенно рельефно выделяясь на поверхностях напластования, что и дало повод для своеобразного наименования этой пачки. В составе фаунистических остатков фиксируются: канкринеллы, лихаревии и другие брахиоподы, членики криноидей, мшанки. Мощность пачки 3—4 *м*.

Восточнее, в 2—2,5 *км* к западу от с. Танайки, в пачке «колючего известняка» появляется прослой известняка оолитового, не содержащего ни брахиопод, ни глауконита. Далее к востоку пласт оолитового известняка, постепенно возрастающей мощности, прослеживается почти непрерывно до с. Танайка. Уже здесь его общий облик, а также залегание непосредственно **над** «лингуловыми глинами» не оставляют сомнения в идентичности этого пласта «елабужскому оолитовому известняку». Положение пласта **под** «плитняками», которые еще видны у с. Танайки, подтверждает принадлежность его к первому горизонту (второй пачке), как считают, в частности, также Н. Н. Форш (1955) и А. П. Блудоров (1964), хотя Е. И. Тихвинская (1954) и относила «елабужский оолит» ко второму горизонту (четвертой пачке).

У Елабуги пачка представлена монолитным слоем известняка оолитового и органогенно-детритового, мощность которого к Набережным Челнам возрастает до 7—8 *м*. К северо-востоку от Елабуги эта пачка быстро расклинивается прослоями мергелей и глин, разделяется на два и более пластов (рис. 7). Известняки оолитовые сменяются органогенно- обломочными, большое развитие получает Pseudomonotis garforthensis King., скопления раковин которого образуют местами банки. В Ижевке существенное развитие получают прослои бурого угля, у Голюшурмы достигающие 0,5—0,7 *м*, а местами и до 1,2 *м*. В Красном Боре известняки образуют лишь отдельные маломощные прослои, в пачке появляются красноцветные породы. В прослоях плитчатого известняка и конкреционного мергеля здесь В. Б. Селивановским обнаружены еще морские остракоды.

В пределах лингуловой пачки к востоку наблюдается постепенное замещение глин серыми алевролитами. Уже в Тихих Горах алевролиты составляют до 40% от мощности пачки, а в Ижевке слагают ее почти полностью. Граница смены красноцветных пород нулевой пачки серыми не занимает постоянного положения, а перемещается в пределах нижней части первого ритма.

Второй горизонт. Третья пачка — сложена глинами известковистыми, серыми, с прослоями мергелей, тонкослоистых известняков, реже алевролитов, содержит углистые остатки. В известняках, глинах и

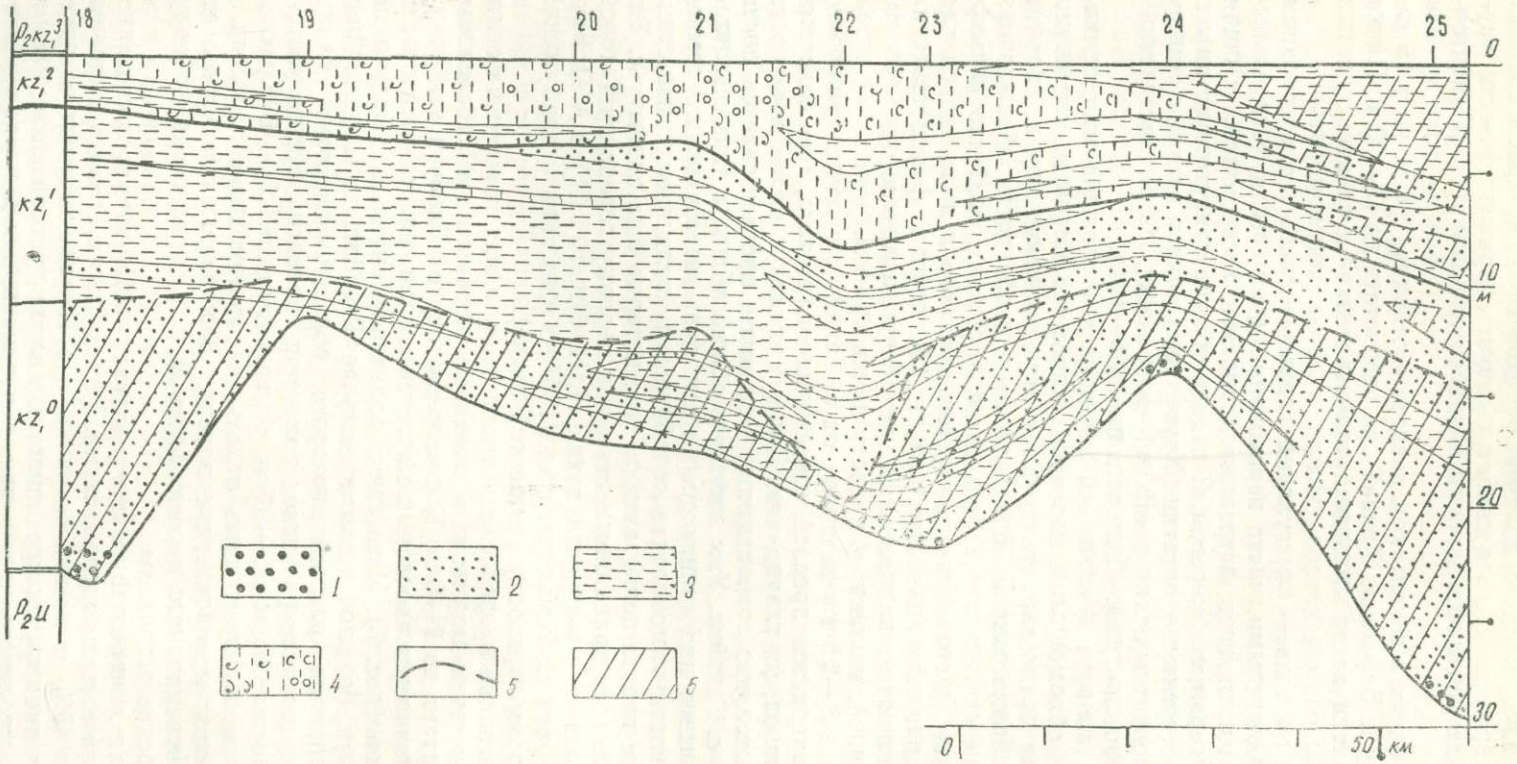


Рис. 7. Литологический профиль первого горизонта нижнеказанского подъяруса.

Пункты разрезов: *18* — Омары; *19* — Грахань — Свиногорье; *20* — «Красная Горка»; *21* — Елабуга; *22* — Богатый Лог; *23* — Тихие Горы; *24* — Ижевка; *25* — Красный Бор.

Условные обозначения: *1* — конгломераты и другие признаки размыва; *2* — песчаники и алевролиты; *3* — глины; *4* — известняки; *5* — граница красноокрашенных и сероцветных пород; *6* — красноцветные породы.

мергелях имеются обильные остатки брахиопод, преимущественно канкринеллы. Мощность 8—10 *м*.

Четвертая пачка — «плитняки» — известняк плитчатый, с растительными остатками и остатками фауны брахиопод, реже пелеципод. Местами известняки расклиниваются и в значительной степени замещаются мергелями. К востоку эта пачка, как и нижележащая, переходит в плитняковые мергели. Мощность пачки 4 *м*.

Замещение горизонта красноцветными породами начинается уже в Набережных Челнах.

Третий горизонт. Пятая пачка характеризуется преобладанием терригенных пород. Она слагается алевролитами и глинами, с прослоями песчаников, а также мергелей и известняков. Встречаются углистые и растительные остатки. Нередко среди серых пород встречаются прослои с коричневатой окраской. Мощность 10 *м*. Местами в пачке появляются, а восточнее становятся преобладающими толщи мелко- и среднезернистых песчаников мощностью до 10—15 *м*. Песчаники серые, желтовато-серые, далее на восток с коричневым оттенком, обычно косослоистые. В основании этих песчаниковых толщ наблюдаются признаки размыва, часто — гальки подстилающих пород, а местами и линзы конгломератов, встречаются также обломки древесины и обугленный древесный материал. Иногда глубина вреза этих песчаников доходит почти до подошвы второго горизонта. У Тарловки от последнего сохранились слои мощностью лишь в 1 *м*, в Богатом Логе — до 5 *м*.

Шестая пачка сложена известняками оолитовыми, органогенными, органогенно-детритовыми, прослоями переходящими в мелкозернистые. Известняки часто обогащены песчаным материалом и иногда переходят в песчаники известковистые. В составе остатков фауны весьма характерной формой является псевдомонотис, присутствуют также канкринелла, лихаревия и некоторые другие формы. Мощность пачки 6 *м*.

В Сентяке пачка сложена в основном глинами, а прослои известняков составляют не более 20%. В известняках встречаются выделения медистых минералов, углистые остатки. В глинах появляются углистые прослои. Близ с. Танайки в основании пачки уже наблюдаются прослои красно-коричневых глин, а в 25 *км* восточнее Сентяка, у Бетьков, пачка меняется неузнаваемо (Незимов, 1955). Имея мощность 17 *м*, она здесь почти полностью сложена красноцветными глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Карбонатные породы представлены лишь несколькими прослоями известняков в кровле и подошве, суммарной мощностью не более метра. В известняках встречаются выделения медистых минералов, а в контактирующих с ними серых глинах — углистые прослои.

Четвертый горизонт в сокольском разрезе представлен красноцветными породами. В низах красноцветной части также залегает пачка косослоистых песчаников, в основании часто содержащая гальки и глыбы известняков. Выше развиты в основном глины, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками. Вблизи кровли прослеживается несколько прослоев известняков зернистых и органогенно-детритовых, к востоку (Сентяк) переходящих в конкреционные.

Западнее, у пос. Вандовка поверхность размыва в основании горизонта углубляется в нижележащие породы до 8 *м*, наблюдаются погребенные скалы. Здесь лежит линза косослоистых песчаников мощностью до 11 *м*, но на коротком расстоянии к западу (около 100 *м*) она полностью выклинивается и замещается метровым слоем глин с пропластками алевролитов и песчаников. Выше песчаниковой линзы лежит 30-метровая толща глин и песчаников, в которой среди красноцветных глин имеются и сероцветные прослои. Вблизи кровли и подошвы этой толщи залегают прослои известняков, суммарной мощностью около

четырех метров. В Берсуте мощность карбонатных прослоев возрастает вдвое. Полное же выклинивание красноцветных пород происходит близ г. Чистополя.

Рассмотренная зона выклинивания морских отложений по камскому профилю имеет общую ширину до 180 *км*. Если же считать по исчезновению последних прослоев серых глин первого горизонта (за г. Сарапулом), то она достигает 250 *км* (табл. 6). Значительно продвинута на запад красноцветная пачка в основании подъяруса. В вышележащих горизонтах красноцветные породы постепенно смещаются на запад, а особенно резко — на 70 *км* — они продвинуты в четвертом горизонте.

Таблица 6

Литологические спектры разрезов нижнеказанского подъяруса переходной полосы в Прикамье

Обозначения по рис. 4	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %								Литомодули	Расстояния в *км*
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты		
12	Порфировка	47	—	—	—	—	—	5,7	94,3	—	5,94	0
13	Салманы	77	—	—	—	—	—	97,2	2,8	—	5,03	35
14	Сух. Курнали	76	—	2,9	—	23,1	23,8	39,7	10,5	—	4,29	60
15	Березовка	78	—	16,6	9,5	27,8	3,2	46,1	—	—	3,49	80
16	Калиновка	86	—	15,1	—	58,7	—	26,2	—	—	3,22	108
	Появление красноцветных прослоев											110
17	Берсут	91	—	13,8	1,8	53,3	20,5	6,1	4,3	—	3,17	130
19	Соколки	65	—	13,5	9,5	53,0	4,8	18,7	0,5	—	3,07	170
21	Танайка	77	—	29,7	9,9	38,7	13,3	8,4	—	—	2,61	200
25	Красный Бор	102	1,0	34,0	17,5	45,2	—	2,3	—	—	2,16	285
26	Кухтино	(91)	5,8	29,1	54,1	11,0	—	—	—	—	1,70	335
	Исчезновение сероцветных прослоев											360

В пределах сплошного развития морских отложений к западу продолжается дальнейшее выклинивание терригенных прослоев, переход к карбонатному типу разреза. Этот переход совершается в полосе шириной в 70—90 *км*.

Переходная полоса у южных границ Татарского свода приобретает субширотное простирание и лишь с приближением к Предуральскому прогибу вновь постепенно поворачивает на юг. Здесь, в верховьях рр. Шешмы и Сока, Ика и Демы, расчленение и сопоставление нижнеказанских отложений, их фаунистическая характеристика детально рассматриваются в работах Н. Н. Форша (1951, 1955). При сопоставлении с его схемой следует иметь в виду, что в состав второго горизонта входит 4-й элемент байтуганского, 1-й и часть 2-го элемента камышлинского цикла осадконакопления. Признавая справедливость замечаний Н. Н. Форша об относительности циклического расчленения разрезов, следует все же заметить, что выделение Е. И. Тихвинской двух ритмов (горизонтов) в пределах камышлинского цикла является вполне оправданным. Такое расчленение в пределах переходной полосы прослеживается далеко на север.

В более восточных участках переходной полосы, расположенных в западных районах Башкирии, большое развитие получают терригенные породы. Особенно характерны толщи косослоистых песчаников, мощность которых достигает 20—25 *м* (Биккулово, Гумбеть). В отличие от

ранее описанных районов здесь отсутствуют красноцветные породы. Они не появляются даже в крайних восточных разрезах, и вся толща подъяруса представлена сероцветными породами с остатками богатой и типично морской фауны преимущественно брахиопод и мшанок. Лишь изредка красноцветные прослои отмечаются во втором горизонте (с. Тятер-Араслан).

Первый горизонт в этих районах (бассейны рр. Демы, Ашкадара, верховья р. Ик) сложен в основном серыми, зеленовато-серыми известковистыми, тонконаслоенными глинами с углистыми остатками. В фаунистическом комплексе преобладают раковинки лингул. В глинах, главным образом в верхней части горизонта, содержатся прослои брахиоподовых мергелей и известняков. Наиболее характерен и постоянен верхний из этих прослоев. Он нередко содержит глауконит, а местами принимает облик «колючего» известняка камских разрезов. Общая мощность горизонта до 30 *м*. В более северных районах (бассейны рр. Чермасан, Сюнь, Мензеля) верхи горизонта замещаются песчаниками.

Второй горизонт, мощностью 12—16 *м*, имеет большое сходство с разрезами р. Камы. Он слагается серыми тонкослоистыми глинами, с углистыми и растительными остатками, иногда содержащими раковины брахиопод. Наиболее богаты остатками фауны прослои мергелей и известняков. В некоторых разрезах бассейна р. Демы существенную роль в сложении горизонта принимают сероцветные, большей частью косослоистые песчаники с углистыми и растительными остатками.

Третий горизонт почти всюду на юго-западе Башкирии представлен толщей песчаников зеленовато-серых или серых, большей частью среднезернистых, на глинисто-известковом цементе. Песчаники косослоистые, содержат остатки растений, нередко в них присутствуют обломки раковин пелеципод и брахиопод, иногда последние образуют цельнораковинные скопления. Часто в песчаниках появляется мелкая галька цветного кремня, яшмы и других уральских пород. Ее скопления довольно часто образуют линзы конгломерата, расположенные преимущественно вблизи кровли толщи песчаников.

В нижней части, а иногда и вверху, в песчаниковой толще появляются прослои глин, частично замещающие ее. В верховьях р. Демы отмечается возрастание мощности толщи (до 32—42 *м*) за счет частичного замещения песчаниками нижележащего горизонта. К этому же участку приурочено и общее возрастание содержания песчаников в разрезе подъяруса.

Верхние части песчаниковой толщи, лежащие выше прослоев и линз конгломератов, вероятно, правильнее относить уже к вышележащему горизонту, объединяя их с пачкой листоватых известняков в единый осадочный ритм. Именно так поступает Е. И. Тихвинская (1952) с разрезом горы Сусак-Тау близ д. Токтаровой. Однако практически осуществить такое расчленение в большинстве разрезов невозможно.

Четвертый горизонт в его основной части представлен «пачкой листоватых известняков». Она сложена известняками тонконаслоенными, чередующимися со среднеслоенными, содержит прослои мергелей. В западных разрезах в ней появляются доломиты, а затем и сульфаты. Для пачки характерны многочисленные тонкие прослои углистых (сажистых) глин. В большом количестве встречаются выделения черного кремня. Фаунистические остатки представлены раковинами антракозид и других пелеципод (особенно характерна лиебея), чешуями рыб, встречаются растительные остатки. Мощность горизонта (пачки) достигает 20 и даже 33 *м*. В районе оз. Асли-Куль к нему приурочены пласты бурых углей суммарной мощностью 0,6—0,9 *м* (Альшеевское месторождение).

Пачка листоватых известняков в ее характерном развитии распространена главным образом в левобережье р. Демы. К юго-востоку она в большей части замещается глинами с прослоями песчаников или же песчаниками, подключающимися к нижележащей песчаниковой толще. К северу замещение верхних горизонтов пачки красноцветами начинается, возможно, уже на широте г. Белебея.

Южнее рассмотренного района, в правобережье р. Салмыша, верховьях рр. Тока и Чурана в разрезе подъяруса еще более резко обособляются песчаниковые толщи, тяготеющие к западной части переходной полосы и располагающиеся в непосредственной близости от соленосных накоплений. Мощность песчаниковых пачек здесь местами превышает 50 *м*. В нижней части разреза подъяруса иногда появляются монолитные пачки оолитовых и органогенных известняков мощностью до 14 *м* (гора Гребени и др.). На линии Салмышской дислокации происходит выклинивание ангидритов (гипсов) четвертого горизонта (гидрохимической свиты) и появляются красноцветные прослои.

При сопоставлении литологических спектров разрезов (табл. 7) еще более отчетливо выявляется быстрота тех изменений, которые происходят в толще нижнеказанского подъяруса при замещении сульфатно-галитовых накоплений терригенными.

Таблица 7

Литологические спектры разрезов нижнеказанского подъяруса переходной полосы в Западной Башкирии

Обозначения по рис. 4	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %									Литомодули	Расстояние в *км*
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	галит		
33	Зубаревка	130	—	—	—	7,3	—	1,9	7,7	19,2	63,9	7,23	0
34	Заря . . .	103	—	—	—	19,8	—	—	17,7	20,8	41,7	6,45	14
36	Борисовка .	80	—	15,8	—	24,6	5,7	0,6	18,1	35,2	—	4,70	30
37	Алексеевка . . .	96	—	24,9	1,8	31,4	2,1		9,3	30,5	—	4,00	45
38	Зириклы . . .	101	—	36,7	—	28,7	—	—	15,8	18,8	—	3,49	61
39	Егоровка . . .	108	—	38,8	—	28,2	1,9	19,0	12,1	—	—	2,99	80
40	Соловьевка . . .	99	—	32,1	—	42,6	2,3	13,0	10,0	—	—	2,94	96
41	Чуракаево . . .	54	—	25,8	—	52,4	—	21,8	—	—	—	2,92	117
42	Токтарово . . .	28	1,8	49,5	—	41,4	3,4	3,9	—	—	—	2,07	138
43	Як-Тау	30	—	44,6	34,5	10,1	—	10,8	—	—	—	1,98	155

Обратимся теперь к рассмотрению северных частей переходной полосы. К северо-западу от сокольского разреза, вдоль нижнего течения р. Вятки, непосредственно к востоку от Вятских поднятий в карбонатных пачках всех горизонтов появляются прослои доломитов. Нередко они полностью вытесняют известняки, в которых сохраняются лишь остатки угнетенной морской фауны. К доломитовым пачкам часто приурочены также и гипсы. Иногда гипсированы глины или песчаники.

К западу гипсы быстро выклиниваются, доломиты исчезают из всех горизонтов, кроме верхнего — четвертого, а далее, в области поднятий Вятского вала, располагается специфическая зона, характеризующаяся широким развитием алевролито-песчаниковых толщ (59,4%), чередующихся с карбонатными пачками (26,3%). Глины и мергели, наоборот, распространены очень мало (13,9%). Ширина этой зоны изменяется от 30 до 90 *км*. На юге она доходит до Казани, пересекает р. Вятку у пос. Аркуля и Цепочкино и уходит далее на север.

Вблизи западной границы зоны очень быстро, на протяжении пер-

вого десятка километров, происходит уменьшение содержания алевритo-песчаных пород; так, в разрезах Помашьял и Сабанер оно уменьшается с 96 до 35% (табл. 8). Окончательное выклинивание терригенных прослоев в карбонатной толще происходит на протяжении 25—30 *км*.

На территории г. Казани широкое развитие песчаников в нижнеказанских отложениях было установлено еще по данным первых буровых скважин (*Тихвинская, 1939*). *Песчаники здесь имеют мощность до* 45,2 *м*, к западу они выклиниваются так же быстро и в Верхнем Услоне составляют лишь 4—5 *м*. Субширотный профиль, пересекающий переходную полосу через д. Шурга и г. Уржум, показывает сложное строение этой зоны (рис. 8, табл. 8).

Таблица 8

Литологические спектры разрезов нижнеказанского подъяруса переходной полосы в южной части Вятской зоны

Обозначения по рис. 4	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %							Литомодули	Расстояния в *км*
			песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты		
44	Ронга	77	—	—	—	—	82,5	16,0	1,5	5,17	0
45	Ронга	70	—	—	4,9	3,2	76,0	12,3	3,6	5,06	9
46	Кундушту	87	8,5	3,7	3,6	1,5	63,6	16,8	2,3	4,61	19
47	Тумью-Мучаш	100	16,4	—	—	12,2	54,8	13,6	3,0	4,42	31
48	Мал. Сабанер	89	20,8	14,1	3,5	5,7	55,5	0,4	—	3,62	39
49	Помашьял	93	59,3	36,8	—	—	3,9	—	—	1,52	46
50	Ружбеляк	103	54,2	10,2	4,4	0,8	21,7	8,6	—	2,52	50
51	Б. Онучено	102	42,0	0,5	1,0	21,1	23,2	12,2	—	3,20	71
52	Козлоял	84	17,4	33,9	—	17,8	15,7	1,0	1,2	2,93	77
53	Мазары	86	49,0	8,6	2,3	—	37,8	2,3	—	2,76	90
	Появление красноцветных прослоев										
54	Огнево	76	66,8	8,8	1,0	8,5	8,3	5,0	1,6	2,04	106
6	Шорино	92	26,7	—	29,8	0,3	11,8	18,9	12,5	3,76	118
55	Муки-Какси	130	12,5	17,5	62,2	5,5	1,8	0,5	—	2,68	190
56	Поршур-Тукля	144	19,4	24,6	52,7	3,3	—	—	—	2,43	235
	Исчезновение сероцветных прослоев										
57	Кушья	97	34,6*	53,5	9,6	2,3	—	—	—	1,80	300

* В том числе — конгломератов 1,8%.

В первом горизонте здесь, в зоне Вятских поднятий резко *уменьшена мощность лингуловых глин — до 1,5—3 м. Эти глины нередко* песчаные, местами переходят в серый, сильно известковистый песчаник, иногда отсутствуют вовсе. Основная часть горизонта сложена органогенно-обломочными известняками с преобладанием криноидных, иногда мшанковых разностей. В них много раковин брахиопод, в том числе лихаревий. Характерным признаком является наличие глауконита в значительных количествах. Мощность этой карбонатной пачки 3—6 *м*, местами (район Шурги и Чукши) возрастает до 15—20 *м*.

Второй горизонт представлен мощной толщей песчаников мелко- и среднезернистых, глинистых и известково-глинистых (3-я пачка). Местами она включает прослои алевролитов и содержит маломощ-

ные прослои мергелей, глин и известняков. Мощность этой толщи достигает 25—32 и даже 50 *м* (Русские Шои). Местами, при выклинивании карбонатных пачек, песчаники нескольких горизонтов объединяются в единую толщу, мощность которой достигает 90 *м* (Помашьял).

В песчаниках встречаются остатки типичной морской фауны — ветвистых мшанок и брахиопод (лихаревия, канкринелла). Тем не менее на ряде участков обычная серая и желтовато-серая окраска песчаников сменяется специфической коричневато-красной, вишнево-красной. Тридцатиметровая толща их выходит у д. Шурга, на востоке Марийской

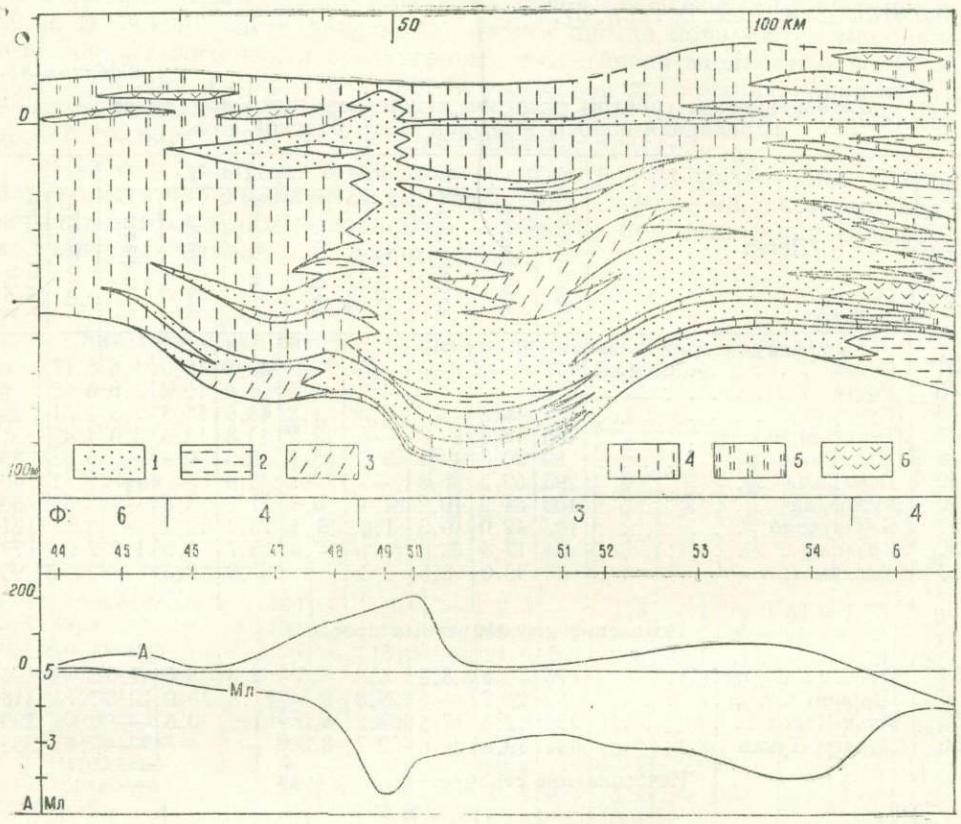


Рис. 8. Литологический профиль нижнеказанского подъяруса в зоне Шургинских поднятий (выровнено по кровле третьего горизонта).
Пункты разрезов указаны в табл. 8.

Условные обозначения: *1* — песчаники и алевролиты; *2* — глины; *3* — мергели; *4* — известняки; *5* — доломиты; *6* — гипсы. Ф — фациальные зоны; А — структурный профиль по подошве казанского яруса; Мл — литомодули.

АССР. Именно эти песчаники А. В. Нечаев (1897) принял за уфимские и наличием в них морской фауны доказывал единство уфимских и казанских отложений. К сожалению, он не обнаружил подстилающую песчаники характерную пачку криноидно-мшанковых известняков с глауконитом (2-я пачка).

Красноцветные морские песчаники занимают сравнительно небольшую площадь в центральной части Марийско-Вятских поднятий, простираясь севернее с. Морки до 40 *км*. Здесь их окраска очень постоянна и использовалась в качестве маркирующего признака. Через желтовато-серые оттенки эта окраска переходит в обычные серые, зеленовато-серые цвета. В более северных районах песчаники частично замещаются алевро-

литами и глинами серыми, содержащими углистые остатки, редкую фауну пелеципод (Цепочкино — Отары).

Венчается второй горизонт пачкой известняков мелко- и среднезернистых, с прослоями мергелей, реже глин и алевролитов. Встречаются также известняки фораминиферовые, органогенно-детритовые. У западной окраины переходной полосы мощность этой пачки возрастает, в ней появляются кремневые конкреции. Последние придают пачке специфический облик и она известна здесь под названием «пачки пятнистых известняков».

Севернее, на р. Вятке, в районе дд. Быки и Камень эта же пачка, представленная массивными, толстослоистыми известняками, приобретает «брекчиевидный» характер, вследствие наличия глинистых примазок (Селивановский, 1955). В известняках содержатся обильные остатки фауны брахиопод, пелеципод, реже одиночных кораллов.

Третий горизонт начинается вновь пачкой песчаников желтовато-серого цвета. Мощность их лежит обычно в пределах 3—6 *м*, но иногда (Цепочкино) поднимается до 23 *м*. Песчаники нередко расклиниваются прослоями глин, мергелей, реже — известняков или доломитов. Из фаунистических остатков встречаются раковины как брахиопод (степановиелла), так и пелеципод (псевдомонотис). Особенно же характерно для описываемых песчаников наличие остатков крупных ветвистых мшанок (батостомелла), которые нередко захоронены в прижизненном положении (Каменная Гора) и иногда образуют небольшие банки (Новый Торьял). Эти банки («подобие рифа») описывал еще П. И. Кротов (1892).

Карбонатная часть горизонта сложена известняками зернистыми, оолитовыми, отрицательно-оолитовыми, с остатками брахиопод, пелеципод, мшанок и криноидей. Местами известняки глинистые, содержат прослои мергелей, глин и песчаников. Встречаются также известняки фораминиферовые, органогенно-детритовые. Мощность пачки 6—10 *м*. У с. Нов. Торьял эту пачку ранее относили к «подлужнику».

Четвертый горизонт не везде четко отграничен от третьего. Он слагается известняками оолитовыми, отрицательно-оолитовыми, иногда доломитовыми и переходящими частично или полностью в зернистые доломиты. В основании, а местами и середине горизонта обычно прослеживаются прослои терригенных пород. У Фокино (Аркуля) горизонт, при мощности его около 24 *м*, представлен в средней части пестроцветными глинами, нередко с углистыми остатками. В основании его залегает пачка косослоистых песчаников, в которых местами фиксируются обломки члеников криноидей и мшанок. Венчается здесь горизонт 4—5-метровой карбонатной пачкой, с редкими остатками морских пелеципод.

Одной из существенных особенностей нижнеказанских отложений в центральной части Вятских поднятий является наличие рифовых образований. Они появляются западнее полосы преобладающего развития алеврито-песчаных пород. Отдельные рифовые массивы мощностью до 8—18 *м* отмечаются в первом горизонте близ д. Слутка. Породообразующими компонентами в них большей частью являются остатки ветвистых мшанок, криноидей, реже брахиопод. Вероятно, рифовую же природу имеют раздувы карбонатной пачки первого горизонта в районе Шурги и Чукши.

Наибольшее развитие рифовые массивы имеют в третьем ритме на Ивкино-Кукарском поднятии. В низовьях р. Немды они прослежены на площади 150—200 кв. *км*. Мощность рифовых выходов фиксируется по обнажениям в пределах от 16 (д. Камень) до 27 и по скважинам — до 36 *м* (д. Береснята).

В сложении рифовых массивов принимают участие две основные разновидности известняков: органогенно-обломочные и водорослевые. В зонах перехода к слоистым породам к ним присоединяются еще оолит-

товые и зернистые известняки, а также доломиты различных структурных типов.

Во внешнем поясе рифовых сооружений (дд. Левино, Камень, Тяптичи) развиты органогенно-обломочные известняки: криноидные, мшанковые, криноидно-мшанковые, мшанково-брахиоподовые, криноидно-фораминиферовые. Характерной особенностью палеобиоценозов является наличие большого количества остатков криноидей (преимущественно вверху) и мшанок (внизу).

Внутренняя зона рифовых сооружений слагается микропористыми водорослевыми известняками.

Переход от рифовых образований к нормальнослоистым породам наблюдается в ряде пунктов. Наиболее же интересные взаимоотношения вскрываются в обнажениях на правом берегу р. Немды под д. Зараменье, в 5 *км* южнее г. Советска. На протяжении 500 *м* здесь прослеживаются сплошные выходы пород третьего горизонта. В основании лежит базальный слой косослоистого песчаника со скоплениями кремневого гравия в кровле. Столь же постоянен кроющий его слой реликтово-водорослевого доломита, в котором на выветрелых поверхностях исключительно четко вырисовывается тонкая горизонтальная или косая слойчатость (Сементовский, Незимов, 1959).

Выше залегает серия «седиментационных чешуй» мощностью до 10—13 *м* и протяженностью от 30 до 110 *м*. Каждая из них последовательно прислоняется к смежной, а «корни» этих чешуй простираются к западу в виде маломощной пачки нормальнослоистых пород (рис. 9).

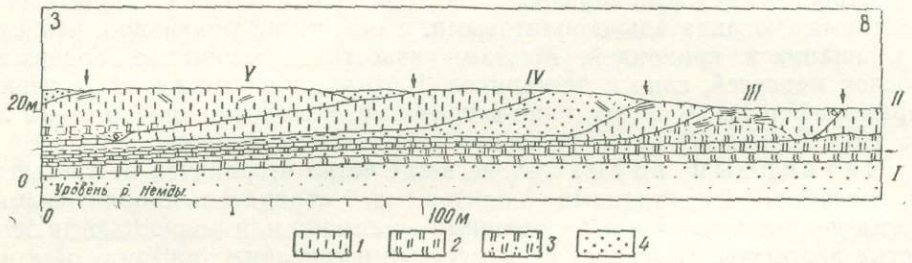


Рис. 9. Геолого-литологический профиль нижнеказанских отложений (третий горизонт) у д. Зараменье.

Условные обозначения: *1* — известняки водорослевые; *2* — доломиты реликтово-водорослевые; *3* — доломиты песчаные; *4* — песчаники. I—V — осадочные ритмы, стрелки — границы между ними.

Всего в пределах обнажения фиксируются чешуи восьми генераций. В составе слагающих их пород чередуются водорослевые известняки и доломиты, иногда появляются песчаники или алевролиты. Некоторые чешуи имеют сложное строение, слагаясь несколькими петрографическими разностями. Часто границы между чешуями несут следы многократной абразионной обработки, с образованием погребенных скал, глыб, волноприбойных котлов, линз конгломератов.

В последовательности чередования седиментационных чешуй, равно как и в синхроничной им пачке нормальнослоистых пород, наблюдается определенная ритмичность. В основании ритмов залегают песчаники (алевролиты) или доломиты алевритовые, которые выше сменяются доломитами безалевритовыми. Завершается почти каждый ритм известняками.

В восьми километрах севернее Зараменья находится известный жерновогорский разрез на р. Вятке. Он издавна относился к верхнеказанскому подъярусу. При этом жерновые песчаники идентифицировались с «переходной» пачкой, а подстилающие их тонкопористые известняки —

так называемые «опоки» — с «подлужником». Именно так рассматривает этот разрез Б. В. Селивановский (1955). В то же время Е. И. Тихвинская (1946, 246) предполагала, что названные пачки уничтожены предтатарским размывом, а обнажены в Жерновогорье пачки «опоки» — «шиханы».

Отмеченная Б. В. Селивановским, а ранее П. И. Кротовым (1912) принадлежность обнажений у д. Зараменье и у прист. Жерновогорье к одному горизонту не вызывает сомнения, тем более, что в пределах смежного с Зараменьем Поповцевско-Радыгинского месторождения существенного падения слоев не отмечается. К тому же для рифовых массивов верхов нижнеказанского подъяруса весьма характерно развитие специфических водорослевых известняков с микропористой текстурой («микроолитовой» структурой). Именно такое строение имеют и жерновогорские «опоки». С водорослевыми известняками ассоциируют пелециподово-гастроподовые с фораминиферами биоценозы. Поэтому не удивительно, что жерновогорские «опоки» содержат остатки именно пелеципод и гастропод. Однако в перекрывающих их песчаниках, наряду с редкими пелециподами, обнаружены массовые скопления сильно перебитых остатков криноидей, мшанок и брахиопод. Сохранность в обломках тонких органогенных структур, в том числе игол продуктид, сеточек мшанок, не допускает их переотложения из более древних горизонтов. Несомненно, что раздробление скелетных остатков происходило вблизи места обитания организмов. Хотя формы до вида определить и невозможно, но их сообщество характерно именно для нижнеказанских фаунистических комплексов (массовое развитие криноидей, брахиопод, сетчатых мшанок).

Поскольку жерновогорские «опоки» соответствуют карбонатной пачке третьего горизонта, следовательно, жерновогорские песчаники являются низами четвертого горизонта (т. е. пачкой «ядреного камня»). Верхняя карбонатная часть этого горизонта (аналог «слоистого камня») обнажена в Александровском карьере на левом берегу р. Вятки.

В более северных участках Вятской зоны, на Верхней Вятке, нижнеказанский подъярус детально описан В. И. Игнатьевым и И. Н. Тихвинским (1954). Заметим лишь, что нижние два горизонта нашей схемы объединены здесь авторами в один, относительно повышенной мощности (до 55 *м*). Поэтому в состав первого горизонта следует отнести только нижнюю пачку темно-серых глин, содержащую прослои глауконитовых известняков с обильными остатками брахиопод и криноидей. Отсюда третий нижнеказанский горизонт названных авторов соответствует четвертому нашей схемы (рис. 6).

Общее изменение литологического состава разрезов переходной полосы в северной части Вятской зоны, сравнительно с ранее рассмотренной южной ее частью, происходит более равномерно и не столь резко (табл. 9). Но здесь отмечаются те же основные ее особенности, прежде всего значительное повышение содержания песчано-алевритовых пород в зоне поднятий. Равным образом в этой зоне почти полностью отсутствуют глинистые породы, в то время как и западнее и восточнее их содержание значительно.

Рассмотренная полоса развития мелководно-морских карбонатно-терригенных отложений (западная часть переходной полосы) характеризуется наиболее обильными и разнообразными остатками фаунистических комплексов. Списки характерных форм и анализ биоценозов с необходимой детальностью рассматриваются в работах Е. И. Тихвинской (1946), Н. Н. Форша (1951б), М. Г. Солодухо (1956), А. Д. Слюсаревой (1960) — Григорьевой (1962) и др.

Специфику комплекса фаунистических остатков нижнеказанских отложений определяют брахиоподы, прежде всего спириферицы и продуктиды. При этом отмечается два максимума развития фауны спирифе-

Таблица 9

Литологические спектры разрезов нижнеказанского подъяруса переходной полосы в северной части Вятской зоны

Обозначения по рис. 4	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %								Литомодули	Расстояния в *км*
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты		
61	Котельнич	86	—	0,7	2,2	5,4	16,7	75,0	—	—	4,59	0
59	Мурыгино	85	—	—	11,7	11,7	21,3	55,3	—	—	4,20	25
60	Макарье	88	1,8	3,4	3,6	27,3	17,4	35,3	11,2	—	4,06	45
1	Васильевская	116	1,8	15,3	26,5	—	—	41,2	15,2	—	3,66	60
	Появление красноцветных прослоев											
„	Кирпичный	111	0,7	34,3	30,1	0,7	—	25,3	7,4	1,5	2,78	65
„	Каринстрой	112	0,7	24,4	42,0	—	—	1,7	31,2	—	3,04	70
98	Трехи	93	—	8,2	17,2	63,0	3,2	6,6	1,8	—	2,88	160
99	Глазов	96	12,3	26,0	18,8	40,9	0,6	1,4	—	—	1,96	220
	Исчезновение сероцветных прослоев											

Примечание. Расстояния показаны в проекции на линию профиля.

рид: в первом горизонте — с Licharewia rugulata (Kut.) и Permospirifer keyserlingi (Netsch.) и в третьем, где более широко распространены Licharewia stuckenbergi (Netsch.), L. latiareata (Netsch.), Blasispirifer blasii (Vern.).

Не менее характерным компонентом раннеказанских фаунистических комплексов являются мшанки, нередко образующие массовые скопления, мшанковые ракушняки. Часто массовое развитие получают морские лилии, нередко слагающие биогермные массивы. В абсолютном большинстве случаев фиксируются лишь стебли и их членики, отмечена единственная находка руки, сохранившейся вместе с частью чашечки (Сементовский, Незимов, 1959). С брахиоподовыми комплексами ассоциируют, а чаще соседствуют пелециподы, среди которых особенно характерен Pseudomonotis garforthensis King.

В пределах подъяруса отмечаются значительные, иногда резкие изменения фаунистических комплексов. Однако в большинстве случаев они вызываются не эволюционным развитием этих комплексов, а изменением условий обитания фауны. Поэтому в детальной стратификации нижнеказанского подъяруса биостратиграфический признак использован быть не может. М. Г. Солодухо (1956) считает это вполне естественным, так как трудно ожидать существенного изменения фауны за время образования подъяруса или, тем более, его части.

Западнее Вятской тектонической зоны происходит быстрое выклинивание терригенных прослоев. Здесь преобладают известняковые толщи, в которых, вследствие однообразия строения, редко удается выделить намеченные ранее горизонты. Можно лишь отметить общую тенденцию в изменении характера разрезов. Нижние их части обычно характеризуются наличием прослоев глин, мергелей, глинистых известняков. В средних частях разрезов нередко наблюдается окремнение, в верхних — доломитизация, прогрессирующая к югу (рис. 10).

В крайней северо-западной части территории (Солигалич) отмечается вновь возрастание содержания терригенных пород. Здесь карбонатная

толща расклинивается пачками мергелей и глин. Далее к северу, за пределами рассматриваемой территории (Шангалы), их содержание возрастает еще больше, уже за счет песчаников, а известняки находятся в подчиненном количестве.

Богатые в полосе Вятских поднятий фаунистические комплексы здесь постепенно беднеют. В Московской синеклизе (Тонкино, Урень), по данным В. И. Игнатьева и М. Г. Солодухо, в основании подъяруса развиты органогенно-обломочные известняки, состоящие из сильно перебитой, беспорядочно нагроможденной ракуши пелеципод, брахиопод. В Уре-

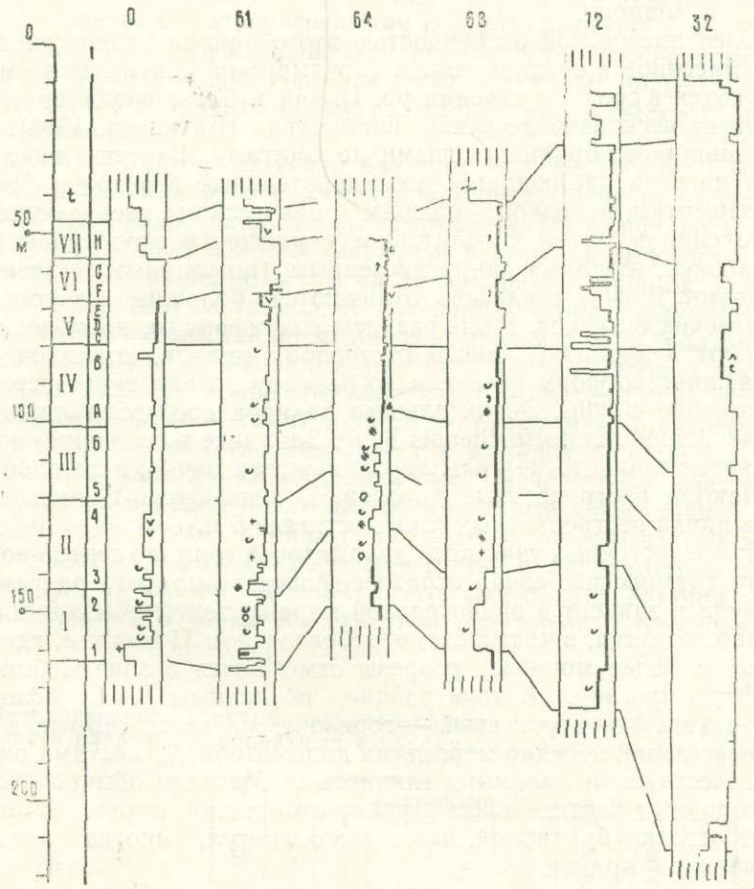


Рис. 10. Разрезы нижнеказанского подъяруса в области развития карбонатных и соленосных осадков:

О — Опарино; 61 — Котельнич; 64 — Цыган-Касы; 68 — М. Кандалинская; 72 — Сергиевск; 32 — Александровская — Соболевская. Условные обозначения на рис. 5.

ни и ряде других пунктов низы разреза сложены доломитами. Выше лежат мшанково-брахиоподовые и мшанково-пелециподовые известняки, участками почти нацело сложенные сеточками фенестелл и полипор, в ассоциации с остатками преимущественно эвригалинных брахиопод и моллюсков. Средняя часть подъяруса сложена главным образом криноидными известняками, которые прослоями переходят в криноидно-брахиоподовые (иногда с глауконитом) и мшанково-криноидно-брахиоподовые. К верхам подъяруса происходит постепенное обеднение остатками фауны, известняки приобретают зернистую структуру, появляются прослои доломитов.

Полнота разрезов казанского яруса, по мере удаления от Вятской тектонической зоны на юго-запад, к району г. Горького, постепенно уменьшается. С одной стороны, происходит выпадение нижних горизонтов за счет трансгрессивного налегания на нижнепермские породы на склоне Токмовского свода. Верхние же горизонты срезаются предтатарским размывом. Существенно меняется здесь характер разреза. В значительной части он сложен доломитами. В Алатырско-Горьковском районе Н. А. Засыпкина (1953) в составе подъяруса выделяет три толщи: доломито-известняковую, толщу органогенных известняков и доломитов и верхнюю доломито-кремнистую толщу. Среди фаунистических остатков много брахиопод, в том числе спириферид, а также пелеципод, гастропод и мшанок.

Наиболее интересной особенностью этого района является наличие рифовых массивов в средней толще (арзамасской свите). Эти массивы протягиваются в среднем течении рр. Пьяна и Теша в субширотном направлении на несколько десятков километров (Батанова, 1954). Рифы сложены мшанково-брахиоподовыми доломитами. Вкрест простирания рифового массива наблюдается последовательный переход к брахиоподовым доломитам, нередко с большим количеством псевдомонотисов и других пелеципод, затем к оолитовым, с массовым скоплением пелеципод и, наконец, к шламмово-органогенным (детритовым) доломитам с пелециподами. Рифовые массивы отличаются большим разнообразием фаунистических остатков. В них развиты спириферицы, но количественно преобладают пелециподы, много гастропод, мшанок, кораллов, криноидей. Большинство форм невелико по размеру , в чем чувствуется некоторое угнетение фауны. Значительного размера достигают лишь экземпляры Pseudomonotis garforthensis King. Западнее в основании подъяруса появляется глинисто-мергельная сероцветная пачка, в которой местами отмечаются пестроцветные прослои. В зоне Окско-Цнинского вала мощность пачки пестроцветных глин достигает 5 *м*.

Для более восточных участков доломитовой зоны, по северо-восточному склону Токмовского свода стратиграфическая полнота разрезов также различна и зависит в значительной мере от тектонической обстановки. Это наблюдается, в частности, в Чебоксарском Поволжье, где наиболее полные (и более мощные) разрезы отмечаются в зоне Чебоксарско-Пижменского прогиба. В этом районе, по данным Т. П. Афанасьева (1948), первый — мергельный — горизонт слагается серыми и темно-серыми мергелями, нередко мергелями доломитовыми, местами они переходят в известняки и доломиты глинистые. Мергели обычно тонконаслоены, содержат растительные и углистые остатки, пирит. В них присутствуют остатки брахиопод, чаще всего лингул, иногда появляется много члеников криноидей.

Во втором горизонте — известняковом — преобладают известняки, большей частью органогенно-обломочной структуры, с остатками брахиопод, мшанок, пелеципод и других форм. Местами известняки глинистые, содержат прослои мергелей. Часто, особенно на поднятиях, известняки замещаются доломитами.

Третий горизонт — доломитовый — представлен тонкозернистыми доломитами, в отдельных прослоях окремнелыми. Фаунистические остатки представлены большей частью цельными раковинами брахиопод и пелеципод.

Четвертый горизонт в составе пачек «ядреного» и «слоистого камня» также сложен преимущественно доломитами тонкозернистыми, в верхней части тонконаслоенными. Местами (Печищи — Моркваши) в низах и середине горизонта появляются прослои зернистых или органогенных известняков, а в середине — слой мергеля («синяя плита»). Из минеральных выделений в доломитах, помимо стяжений и пойкилобластических вростков гипса, встречаются небольшие конкреции кремня,

кристаллики кварца и целестина. Отмечаются довольно многочисленные, особенно в нижней части, остатки брахиопод, пелеципод, реже встречаются гастроподы, криноидеи, мшанки.

Далее на юго-восток, в пределах Мелекесской впадины, в участках, примыкающих к рассмотренной ранее переходной полосе карбонатно-терригенных отложений, строение нижнеказанского подъяруса сходно с наиболее полными разрезами погруженных участков Чебоксарского Поволжья.

В центральных и юго-западных частях Мелекесской впадины в строении разрезов отмечаются заметные изменения. Значительно сокращается содержание мергельно-глинистых пород, преобладающими становятся доломиты. Стратиграфическая полнота разрезов в большой степени зависит от рельефа эрозионной поверхности нижнепермских (и частично уфимских) пород. Наличие узких и длинных ингрессионных заливов приводило к значительному разнообразию и быстрой изменчивости отложений.

К юго-востоку от Мелекесской впадины, в бассейнах рр. Сока и Кинеля, вся толща подъяруса сложена преимущественно доломитами тонкозернистыми, нередко разрушенными до муки. На северо-востоке, близ границы с переходной полосой (верховья р. Сок), в доломитах наблюдаются остатки брахиопод, в том числе лихаревий, мшанок, криноидей, а также пелеципод и гастропод. К юго-западу облик фаунистического комплекса существенно меняется. Здесь (низовья р. Сок, волжские разрезы) преобладающими являются уже остатки пелеципод и гастропод, лишь в низах подъяруса еще довольно много остатков брахиопод (угнетенные формы). Среди доломитов здесь часто развиты оолитовые разности. Их количество заметно возрастает в крайних западных разрезах, расположенных близ линии выклинивания (Печерское). Местами они битумизированы, нередко переходят во вторичные известняки.

В рассматриваемых районах существенное участие в строении разрезов получают сульфатные породы — гипсы и ангидриты (табл. 10). В направлении на юго-восток ранее всего, уже близ г. Тетюши, прослои гипсов появляются в верхнем, четвертом горизонте. В бассейне р. Сок

Таблица 10

Литологические спектры разрезов нижнеказанского подъяруса в области развития карбонатных и карбонатно-соленосных отложений

Обозначения по рис. 4	Пункт	Мощность в м	Содержание пород в %								Литомодули	Расстояния в км
			песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	соли		
	Опарино	84	—	4,8	2,6	17,0	75,6	—	—	—	4,63	0
80	Солигалич	48	—	—	16,7	25,0	58,3	—	—	—	4,41	70
81	Шарья	84	—	—	6,0	24,0	70,0	—	—	—	4,64	160
62	Боровка	81	—	—	—	10,2	89,8	—	—	—	4,90	265
82	Урень	62	1,0	—	—	—	90,0	8,4	0,6	—	5,09	270
64	Цыган-Касы	67	—	—	—	36,8	38,8	23,8	0,6		4,88	440
84	Атяшево	69	—	—	—	6,4	4,6	88,1	0,9	—	5,84	500
68	М. Кандалинская	79	—	—	15,0	10,6	22,0	50,9	1,5	—	5,13	650
71	М. Константиновка	89	—	—	0,9	—	17,5	76,5	5,1	—	5,85	690
27	Кр. Глинка	71	—	—	—	—	—	72,2	27,8	—	6,28	780
28	Муханово	115	0,5	—	4,8	8,9	2,6	71,1	12,1	—	5,74	835
32	Александровка	135	—	—	4,1	—	—	8,5	15,5	71,9	7,47	880
87	Бузулук	173	—	0,9	4,6	5,2	3,2	18,3	35,1	32,7	6,69	890

Примечание. Расстояния взяты в проекции на линию профиля.

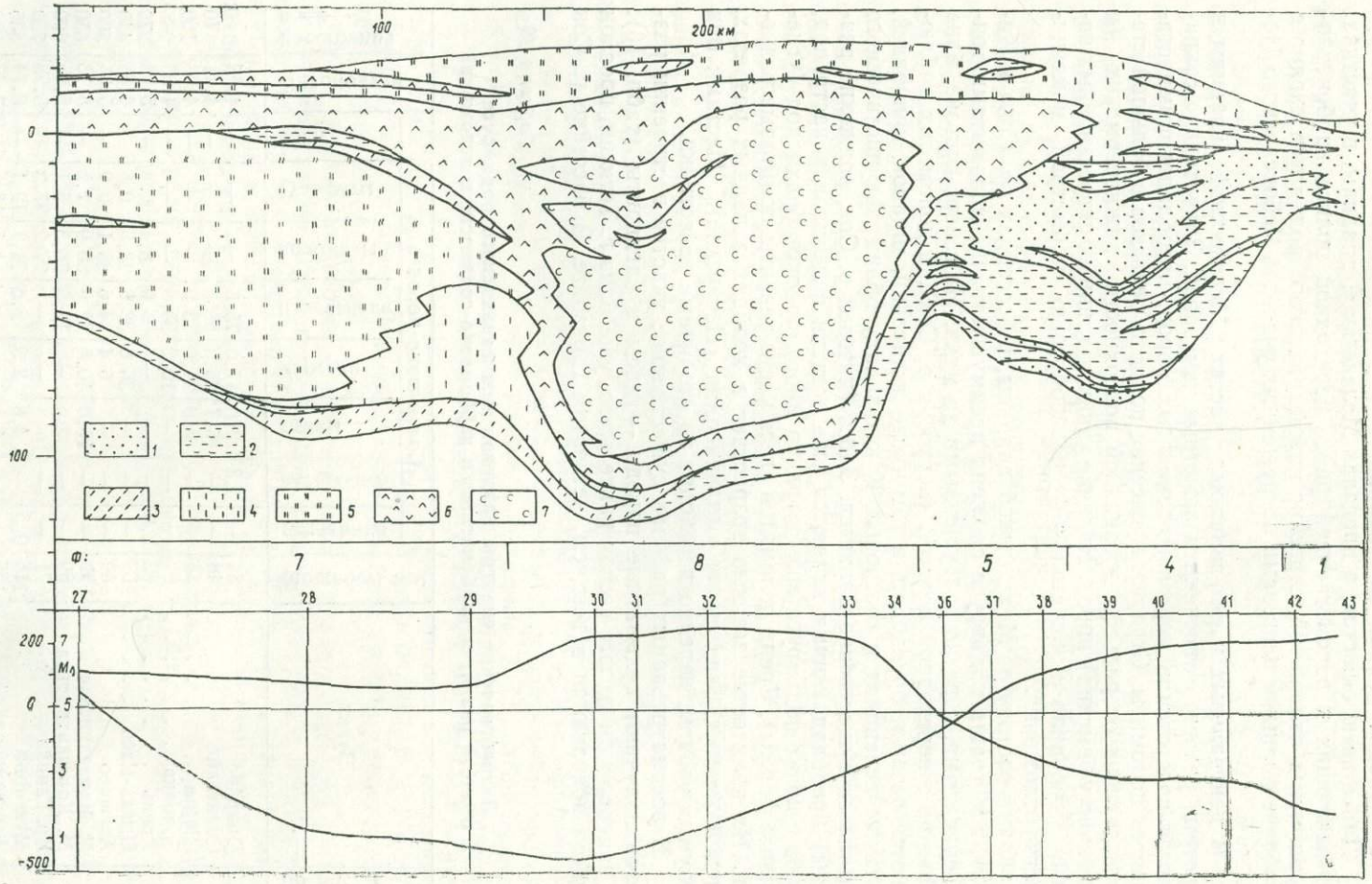


Рис. 11. Литологический профиль нижнеказанского подъяруса через Бузулукскую впадину.

Пункты разрезов указаны в табл. 7 и 10. Условные обозначения *1 — 6* приведены на рис. 8; *7* — соли.

гипсы частично или полностью замещаются ангидритами, которые далее на юг получают преобладающее развитие. В Куйбышевском Поволжье сульфатная пачка четвертого горизонта мощностью в 8—15 *м* известна под названием «исаклинских слоев», или «гидрохимической свиты». Исаклинские слои вместе с перекрывающими их сорокинскими доломитами сопоставляются с пачками «ядреного» и «слоистого камня» соответственно. Утверждение Н. Н. Форша (1955, 87), что исаклинские слои не имеют аналогов в Приказанском районе, лишено оснований, поскольку там никаких признаков перерыва не наблюдается. Сульфатные пачки появляются местами и ниже («малорязанские слои»), но широкого распространения они не имеют.

Мощность сульфатной («гидрохимической») толщи постепенно по мере приближения к Бузулукской впадине возрастает до 28—30 *м*. В пределах же последней в ней появляется залежь каменной соли — галита, мощность которой в центральной части впадины достигает 100 *м*. За счет соли общая мощность гидрохимической толщи возрастает до 120—150 *м*. Общая мощность подъяруса в пределах Бузулукской впадины возрастает в гораздо меньшей степени (до 170 *м*) вследствие резкого сокращения мощности пород («калиновской свиты»), подстилающих гидрохимическую толщу. Мощность этой пачки здесь часто не превышает 5—12 *м*. Сложена она главным образом серыми глинами, реже мергелями с прослоями известняков, содержит обильные остатки брахиоподовой фауны.

Описанные изменения местами совершаются на протяжении одного-полутора десятков километров (рис. 11). Контуры распространения соляной залежи довольно сложные. На широте г. Бузулука ее поперечник составляет 170 *км*, южнее залежь расширяется до 250 *км*. К северо-за-

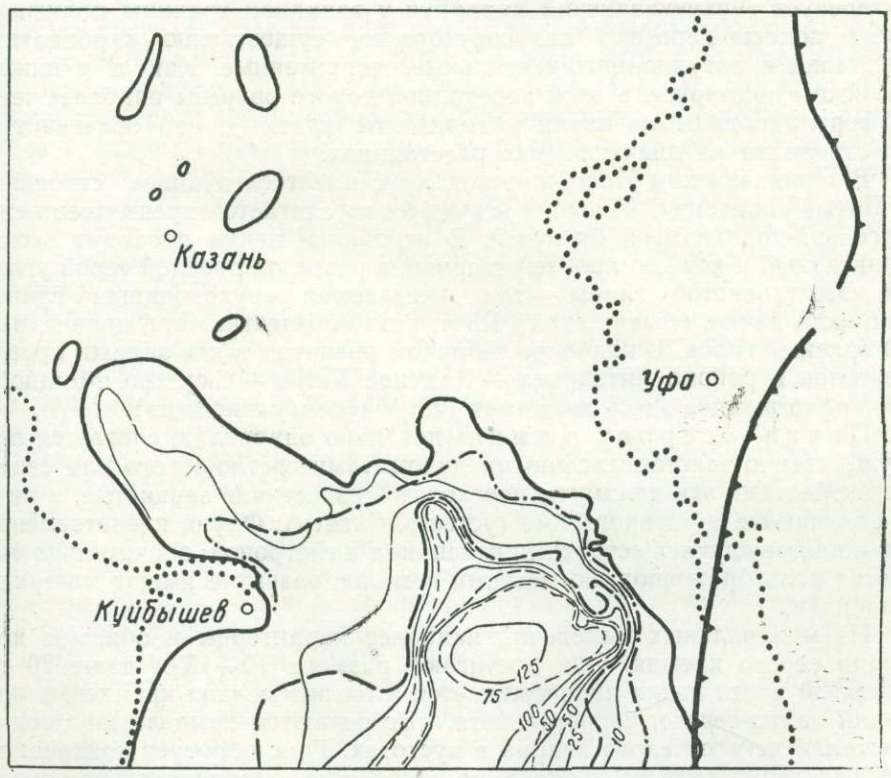


Рис. 12. Галогенные комплексы нижнеказанского подъяруса.

Сплошные линии — контуры сульфатных залежей; тонкие сплошные — изолинии их мощности; штрихпунктир — граница распространения ангидритов; прерывистые линии — контуры галитовой залежи и изолинии ее мощности.

паду, в район Бугуруслана протягивается узкий выступ соляной толщи (рис. 12). В соляной толще нередко отмечаются прослои ангидритов и доломитов, но в целом она изучена крайне недостаточно. На отдельных участках первичные контуры распространения соляной толщи вероятно значительно изменены эпигенетическими процессами.

Верхнеказанский подъярус (P_2kz_2)

В составе подъяруса около 40% приходится на лагунно-континентальные красноцветные образования (в нижнеказанском подъярусе — 22%). Мощности подъяруса в восточной половине территории, к востоку от линии Киров — Казань — Куйбышев, большей частью превышают 50 *м*. Повышенные до 79—100 *м* мощности приурочены к Верхнекамской и Бузулукской впадинам. Однако в отличие от нижнеказанского подъяруса они оконтурены изопахитами значительно менее отчетливо. Западнее намеченной выше линии мощности довольно быстро сокращаются до 25 *м*, а затем постепенно уменьшаются к линии выклинивания. Наибольшие мощности отмечены в Поршур-Тукле (Удм. АССР — 93 *м*) и близ Секретарки (Оренбургская обл. — 121 *м*).

Стратотипом верхнеказанского подъяруса является разрез на р. Волге у с. Печищи, детально описанный в свое время М. Э. Ноинским (1899, 1924). Подразделив разрез на восемь пачек («серий») слоев различного литологического состава, автор придал им собственные наименования, которые заимствовал из обихода местных горнорабочих. Нижние две пачки этого разреза («ядреный» и «слоистый камень») мы присоединяем к нижнеказанскому подъярусу. Лежащая выше часть разреза характеризует верхнеказанский подъярус у западной границы полифациальной полосы перехода лагунно-морских, существенно карбонатных отложений в лагунно-континентальные, терригенные. Как и в нижнеказанском подъярусе, в этой переходной полосе разрезы наиболее четко дифференцированы на пачки и горизонты (ритмы), что облегчает их сопоставление на значительных расстояниях.

В Приказанском Поволжье подъярус имеет следующее строение.

Пятый горизонт[1]. Пачка «подбоя» слагается преимущественно мергельно-доломитовой брекчией. В основании пачки проходит весьма характерный и хорошо прослеживаемый в разрезах прослой серой углистой, известковистой глины — так называемая «руководящая глина». Мощность пачки, обычно около 1,5 *м*, резко возрастает при появлении в ней залежей гипса. В наиболее типичном развитии такие залежи прослеживаются в районе Антоновка — Камское Устье — Сюкеево. Мощность этого пласта гипса здесь достигает 12,5 *м* («семисаженник»).

Пачка «серого камня» довольно однородна, слагается преимущественно толстонаслоенными доломитами светло-серого или серого цвета. Местами эти доломиты переходят в известняки зернистые, а иногда появляются и органогенные (устье р. Свияги). Фауна представлена в большинстве случаев остатками пелеципод и гастропод; значительно снижается роль брахиопод, но местами немалое развитие имеют мшанки и криноидеи.

Из минеральных выделений наиболее характерны и обильны конкреции серого кремня. Они достигают размера 10—15 и даже 20 *см*. В нижней части пачки прослеживается горизонт мелких кремневых конкреций темно-серого, черного цвета. Встречаются выделения мелкокристаллического белого кварца в пустотах. Гипс образует конкреционные выделения разного размера, но количество их сравнительно невелико и развиты они далеко не везде. Мощность пачки 6—8 *м*.

[1] Нумерация горизонтов общая по ярусу.

Пачка «шиханы» отличается большим однообразием. При мощности в 2—4 *м* она слагается белыми тонкослоистыми доломитами, часто содержащими выделения и прослои гипса. Нередко встречаются конкреции кремня разного размера.

Шестой горизонт. Пачка «опоки» характеризуется довольно неоднородным составом. В ее строении принимают участие в основном серые, желтовато-серые глины, алевролиты, при подчиненном значении карбонатных пород — мергелей и доломитов. В верхней части пачки прослеживается сравнительно постоянный прослой серовато-желтого мелкозернистого глинистого песчаника. Мощность пачки 4—6 *м*, при наличии гипсового пласта возрастает до 9—10 *м*. Этот гипсовый пласт («семиаршинник») мощностью 3—5 *м* развит на участке Антоновка — Камское Устье, появляется местами и южнее.

Пачка «подлужник» построена аналогично нижележащим карбонатным горизонтам. В нижней части она слагается толстонаслоенными доломитами, иногда в различной степени кальцитизированными. Местами здесь появляются оолитовые (Красновидово) и органогенно-обломочные разности доломитов (Камское Устье и др.). Фаунистические остатки принадлежат в основном пелециподам, однако встречаются также брахиоподы, криноидеи и мшанки. Кремневые конкреции в отличие от пачки «серого камня» встречаются редко.

Верхняя часть пачки представлена однородными тонко- и листоватослоистыми доломитами, часто с обильными выделениями гипса по наслоенности. В кровле пачки иногда обособляется пласт гипса («пласт») мощностью около 1 *м*. При выщелачивании гипса доломиты часто бывают разрушены до муки (Лаишево и др.). Мощность пачки 8—13 *м*.

Седьмой горизонт. Пачка «переходная» венчает разрез казанского яруса. В подошве пачки нередко отмечаются признаки размыва — маломощные прослои доломито-мергельного конгломерата. Существенное участие в сложении «переходной» пачки принимают серые, зеленовато-серые, иногда с фиолетовыми оттенками глины, переслаивающиеся с доломитовыми мергелями. В средней части пачки прослеживается, не везде постоянный, прослой доломита тонкозернистого, иногда оолитового с довольно многочисленными остатками пелеципод и других форм — «модиоловый горизонт». Здесь же нередко отмечаются прослои гипса мощностью 2,5—3,5 *м* (пласт «головка»). Мощность пачки (горизонта) 6—10 *м*.

Строение верхнеказанского подъяруса описанного типа прослеживается с большим постоянством в меридиональном отрезке р. Волги южнее г. Казани. Основные изменения здесь заключаются лишь в появлении оолитовых пород в пачках «подлужника» (Красновидово—Антоновка) и «серого камня» (Сюкеево).

Значительно более глубокие изменения наблюдаются по широтному профилю, секущему простирание фациально-литологических зон (Сементовский, 1955, рис. 1). Если в описанном разрезе около четвертой части его мощности составляют терригенные породы — песчаники, алевролиты, глины или карбонатно-глинистые — мергели, то к западу происходит быстрое уменьшение их содержания. В пачке «подбоя» терригенный материал исчезает в районе г. Свияжска, в «опоках» протягивается несколько далее Мариинского Посада.

Восточнее Печищинского разреза наблюдается, наоборот, последовательное возрастание мощности терригенных пачек. Изменяется строение и карбонатных пачек. В нижней части каждой из них появляются оолитовые породы. По контакту последних с вышележащими тонкослоистыми зернистыми доломитами нередко наблюдаются признаки размыва.

Еще далее к востоку начинается замещение карбонатных пачек терригенными породами. Так, пачка «подлужника» уже в районе сс. Чепчу-

ги— Куркачи теряет свою монолитность, а близ г. Арска карбонатных пород в ее составе остается всего 30—35%.

По другим профилям, параллельным рассмотренному, наблюдаются аналогичные изменения. В низовьях р. Камы, в пределах детально описанной Б. В. Селивановским (1937) зоны перехода от цехштейновой к красноцветной формации, оолитовые породы в пачке «подлужника» появляются несколько восточнее с. Сорочьи Горы, а в пачке «серого камня» — у с. Рыбная Слобода. Уже восточнее г. Чистополя (Берсут — Вандовка) разрез подъяруса почти полностью сложен терригенными, главным образом красноцветными породами.

Седьмой горизонт более полно представлен в районах Закамья, в Мелекесской впадине, в значительной степени сохранившись здесь от предтатарского размыва. И. Н. Тихвинский (1959 в) указывает для него мощность в 30 *м* и более. Слагается горизонт светло-серыми доломитовыми мергелями, переслаивающимися с глинистыми доломитами и содержащими прослои серых глин и алевролитов. На юге появляются прослои гипса. В основании горизонта часто обособляется пачка серых разнозернистых песчаников и алевролитов.

К юго-востоку переходная полоса терригенно-карбонатных отложений простирается через бассейн р. Черемшана в верховья р. Сок. Здесь замещение карбонатных толщ терригенными красноцветными породами происходит в основном от района г. Сергиевска до с. Байтугана и заканчивается в верховьях р. Дымки (Егорьевка). Вкрест простирания переходной полосы ее ширина здесь составляет всего 30 *км* (Сок-Поляево — Егорьевка). Впрочем эта величина относится только непосредственно к зоне переслаивания сероокрашенных и красноцветных пород. Область же развития лагунно-морских сульфатно-доломитовых отложений в Куйбышевском Заволжье, в районах, тяготеющих к Бузулукской впадине, отличается вообще повышенным содержанием терригенных прослоев (табл. 11, разрезы 72, 75, 76, 77). В то же время на южном склоне Татарского свода отмечается значительное развитие карбонатных, преимущественно доломитовых прослоев среди красноцветных образований (разрезы 90, 92).

В рассматриваемом районе в строении подъяруса также чередуются пачки доломитов, иногда содержащих прослои гипсов, с пачками терригенных, в основном песчано-глинистых пород. Сочетание этих пачек дает возможность, как и в Приказанском районе, расчленить толщу на соответствующие горизонты. П я т о м у горизонту здесь соответствуют «юматовские» и «падовские» слои схемы Н. Н. Форша. По его данным (1955) горизонт в нижней части сложен серыми глинами, восточнее с. Исаклы приобретающими коричневато-красную окраску. Глины включают прослои и врезанные линзы песчаников. Вышележащие гипсы к востоку замещаются также серыми глинами и косослоистыми песчаниками. Доломиты же, разделяющие эти пачки, у с. Байтугана переходят в темно-серые плитчатые известняки. В верхней, карбонатной части горизонта ракушняковые и оолитовые доломиты, а также мергели с остатками богатой фауны морских пелеципод и гастропод чередуются с песчано-глинистыми породами. К востоку они частично замещают карбонатные прослои, в них также появляется красноцветная окраска. Венчающие горизонт гипсоносные доломиты постепенно теряют гипс и у с. Камышлы и восточнее переходят в известняки, частично замещаясь мергелями.

Ш е с т о й г о р и з о н т представлен «орловскими» и «дубровинскими» слоями. В гипсово-глинистой толще нижней части горизонта к востоку уменьшается количество гипсов и прослоев доломитов, появляются линзы косослоистых песчаников, выполняющие руслообразные врезы. Относительно постоянна карбонатная часть горизонта. В основании ее доломитовый пласт содержит остатки морских пелеципод, кверху же,

Таблица 11

Литологические спектры разрезов верхнеказанского подъяруса переходной полосы

Обозначения по рис. 4	Пункт	Мощность в м	Содержание пород в %								Литомодули
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	
	Северная часть										
	Опарино	32	—	—	—	7,6	24,2	—	33,0	35,2	5,64
	Гавриловцы	44	—	—	—	5,2	43,5	1,4	49,6	0,3	4,96
58	Бесы	33	3,0	28,3	10,3	15,2	4,3	5,8	33,1	—	3,39
2	Филипповка	62	—	19,9	17,3	24,0	8,4	6,1	24,3	—	3,36
5	*Фокино*	68	—	28,8	8,3	47,4	9,2	4,1	2,2	—	2,58
63	Яндулово	40	—	2,2	—	—	22,9	27,2	32,0	15,7	5,32
8	Русские Шои	56	0,7	15,9	—	36,4	5,9	7,9	23,3	9,9	3,97
7	Шурминская	69	—	53,8	3,9	19,7	2,6	3,6	16,4	—	2,48
66	Печищи	38	1,3	2,1	0,8	17,0	18,8	—	60,0	—	4,90
10	Высокая Гора	48	—	0,2	2,5	30,7	8,8	6,5	51,3	—	4,73
	Камский профиль										
67	Тенишево	54	—	2,6	0,7	10,5	1,3	—	51,3	33,6	5,84
11	Сорочьи Горы	61	—	10,6	2,0	31,4	12,2	—	36,0	7,8	4,28
16	Чистополь	53	—	42,3	—	26,9	2,8	0,9	22,8	4,3	3,06
17	Берсут	49	—	37,1	13,0	26,7	7,6	7,0	8,6	—	2,60
18	*Камские Поляны*	54	—	36,0	16,6	32,9	2,9	10,3	1,3	—	2,39
20	Сентяк	66	2,6	37,8	17,0	40,3	—	2,3	—	—	2,04
	Южная часть										
69	Юхмачинская	55	—	—	—	—	46,9	—	29,0	24,1	5,30
70	Аксубаево	78	—	8,9	2,3	22,7	9,2	—	32,7	24,2	4,84
72	Серноводск	64	—	1,9	3,0	18,7	12,4	—	38,3	25,7	5,23
74	*Камышла*	64	—	28,2	—	25,5	11,5	2,8	27,3	4,7	3,61
92	Егорьевская	86	—	31,5	—	33,5	18,0	—	17,0	—	3,06
90	В. Заитово	80	—	22,1	5,5	55,0	2,4	4,0	11,0	—	2,93
75	Сок-Кармала	102	—	14,3	—	9,4	5,8	6,9	50,1	13,5	4,95
79	Белебей	91	0,2	24,2	2,9	36,4	9,1	13,9	13,3	—	3,25
78	Тарказы	108	—	34,6	—	20,3	—	5,5	39,6	—	3,60
77	Сарай-Гир	110	—	14,6	5,5	—	26,4	—	53,5	—	4,52
76	Ивановка	89	—	7,7	7,7	—	1,1	—	76,1	7,4	5,36
98	*Первомайская*	80	—	27,7	—	14,7	16,7	0,8	28,9	11,2	3,94
99	Павловка	87	—	8,6	—	73,9	5,2	0,6	11,7	—	3,24

аналогично разрезам Приказанского района, он переходит в доломит тонкослоистый с многочисленными прослоями и конкрециями гипса.

Седьмой горизонт («водинские» слои), представленный толщей зеленовато-серых тонкослоистых глин и мергелей с пластами гипса и доломита, к северо-востоку от Байтугана почти полностью теряет гипсы и доломиты и в значительной степени замещается красноцветными глинами и песчаниками.

Переходная полоса простирается далее в юго-западные районы Башкирии и сопредельные части Оренбургской области, охватывая верховья рр. Ик и Дема и переходя южнее в бассейн Салмыша и верховья Тока. У западной границы полосы (р. Курмеза близ Георгиевки) развиты однообразные белые доломиты и доломитовые мергели, большей частью тонкослоистые, плитчатые, чередующиеся с известняками. В толще наблюдаются выделения кремня, кальцита, характерны псевдоморфозы кальцита по каменной соли. Встречаются гнездовые выделения и за-

лежи гипса. Среди фаунистических остатков различаются преимущественно морские пелециподы и гастроподы, из брахиопод встречаются лингулы (Чердынцев и др., 1939). В толще содержатся прослои желтовато-серых песчаных мергелей, зеленовато-серых глин, а в верхней части также красноцветных глин и песчаников. Как и в ранее описанных районах, к востоку быстро прогрессирует замещение всей толщи терригенными, красноцветными породами. На юге абсолютное преобладание среди них получают глинистые породы (табл. 11, разрез 99).

В северной части территории переходная полоса шириной от 30 до 150—200 *км* протягивается вдоль Вятской тектонической зоны. При этом выклинивание морских пород происходит главным образом в пределах восточного склона поднятий, терригенные же сероцветные прослои по западному их склону проникают в смежные части Московской синеклизы.

Общий характер толщи, ее дифференцированность и взаимопереходы имеют много общего с ранее описанными районами. Мало отличается от типовой схемы М. Э. Ноинского строение разрезов в южной части Вятских поднятий (восток Марийской АССР). По данным С. Г. Каштанова (1950), относительно повышенной карбонатностью (доломитов до 70%) отличаются разрезы, расположенные между Шургинским и Казакларским поднятиями. В пределах же последних отмечается заметное увеличение содержания терригенных пород прежде всего в пачках «подбоя» и «опоки».

На Средней Вятке, в районе г. Советска, в основании подъяруса прослеживается толща песчаников, мощностью до 14 *м*, частично замещающаяся глинами. Она соответствует пачке «подбоя» и, вероятно, включает слои, соответствующие низам пачки «серого камня». Основная часть последней, по М. Г. Солодухо (1954), сложена преимущественно известняками, часто оолитовыми, которые обогащены кластическим материалом и расклиниваются терригенными прослоями. Местами, обычно в нижней части, появляются доломиты. Фаунистические остатки представлены в основном фораминиферами, пелециподами и гастроподами.

Венчается пятый горизонт небольшой пачкой средне- и тонконаслоенных доломитов или доломитовых мергелей («шиханы»). Мощность горизонта 20—25 *м*.

Пестрая и изменчивая пачка «опоки» в основании шестого горизонта в верховьях р. Немды сложена главным образом песчаниками, иногда косослоистыми. Они нередко содержат прослои доломитов и известняков, к северу количество последних возрастает, появляются мергели и глины. Характерен пласт доломита, тонко прослоенный песчаником («слоеный пирог»).

В пачке «подлужника», мощностью до 11 *м*, развиты доломиты и доломиты глинистые, средне- и тонкослоистые, иногда с гипсом. В ряде пунктов они приобретают «печищинский» облик. Встречаются единичные, маломощные прослои глин и алевролитов. Местами появляются прослои известняков зернистых или оолитовых, известняков глинистых с остатками фораминифер, пелеципод и гастропод, редко — брахиопод и мшанок. Мощность горизонта 15—16 *м*.

Седьмой горизонт имеет переменную мощность, в более полных разрезах (Лебяжье) достигающую 15—17 *м*. В его составе развиты мергели доломитовые, с прослоями алевролитов и песчаников внизу, глин — вверху. В песчаниках иногда отмечается глауконит. В верхней половине горизонта прослеживается слой доломита тонконаслоенного с линзами и гнездами гипса. Выше него, в прослоях известняков, отмечаются кремневые, частично кальцитизированные конкреции, а также медистые выделения.

На уровне широтного отрезка течения р. Вятки у с. Лебяжье переходная полоса имеет наименьшую ширину — около 100 *км*. При этом на зону выклинивания морских отложений приходится едва лишь 40 *км*.

Так, у с. Лебяжье в верхней части подъяруса мы наблюдаем еще характерный комплекс лагунно-морских отложений: доломитовые мергели, доломиты тонкослоистые и загипсованные. В более низких горизонтах последние следы красноцветной окраски наблюдаются несколько западнее (Слутка). Всего лишь в 30 *км* восточнее с. Лебяжье, у быв. д. Фокино (близ прист. Аркуль) весь разрез почти полностью сложен красноцветными породами, среди которых карбонатные прослои не имеют существенного развития.

На северных поднятиях Вятского вала, на Верхней Вятке, по данным В. И. Игнатьева и И. Н. Тихвинского (1954), верхнеказанский подъярус отчетливо подразделяется на те же три горизонта мощностью в пределах от 8 до 17 *м* и аналогичного строения. В основании каждого горизонта залегают терригенные пачки, сложенные главным образом мелко- и среднезернистыми песчаниками, для которых характерно большое количество обугленных растительных остатков. Песчаники обычно тонкослоисты, содержат прослои алевролитов и глин. В пятом горизонте песчаники тонко переслаиваются с доломитами.

Верхние пачки каждого горизонта сложены светло-серыми тонкозернистыми доломитами, которые содержат прослои темно-серых известняков, более многочисленных во втором горизонте, а также мергелей. Для этих пачек характерна значительная загипсованность, наличие линз и прослоев гипсов от 0,5 до 1,5 *м* мощности.

В сложении седьмого, верхнего горизонта существенное участие принимают уже красноцветные породы — мергели, глины и песчаники. Постепенными переходами они связаны с загипсованными мергелями и глинами. В нижележащих горизонтах красноцветные породы значительное развитие получают в более восточных разрезах, преимущественно на восточном склоне поднятий.

Рассмотренная зона мелководно-морских карбонатно-терригенных отложений, как и в нижнеказанском подъярусе, отличается относительно более разнообразным комплексом фаунистических остатков.

Основу фаунистического комплекса составляют пелециподы, характеризующиеся наибольшим разнообразием форм, и гастроподы, насчитывающие значительное количество видов. Если в нижнеказанском подъярусе, по данным Е. И. Тихвинской (1946, 129), содержание брахиопод и мшанок составляет 34,3%, а пелеципод и гастропод — 24,3%, то в верхнеказанском подъярусе доля последних возрастает до 63,6%, а первых снижается до 12,9%. Мало развиты мшанки. Значительные скопления ветвистых мшанок иногда наблюдаются лишь в «подлужнике». Брахиоподы верхнеказанских отложений характеризуются обычно мелкорослостью. Развиты они чаще в низах каждой карбонатной пачки.

К западу от рассмотренной переходной полосы переслаивания карбонатных и терригенных пород располагается обширное поле преимущественного развития доломитов, с накоплениями сульфатов, а местами даже и галита. Здесь разрезы дифференцированы обычно слабо и поэтому далеко не всегда поддаются достаточно точной стратиграфической разбивке.

В разрезах этой зоны, расположенных непосредственно западнее Вятского вала, встречаются еще отдельные маломощные прослои мергелей и глин (Котельнич, Соломино и др.). Более удаленные к западу разрезы сложены почти полностью доломитами, в которых лишь местами отмечаются прослои глинистых доломитов (Чебоксары). На северо-западе (Солигалич) значительное развитие получают известняки, частично огипсованные, с остатками пелеципод плохой сохранности. В южных частях Московской синеклизы, южнее линии Котельнич — Непогодиха, обычно отмечается гипсирование доломитовых пачек, наличие прослоев гипса. Фаунистические остатки в доломитах отсутствуют или они представлены нехарактерными формами.

В связи с малой мощностью доломитовой пачки в Московской синеклизе (Урень, Тонкино и др.), редко превышающей 15—20 *м*, а также наличием постепенных переходов от нижележащей известняковой толщи, высказывались предположения о возможном нижнеказанском возрасте этой пачки. Однако в региональном плане это предположение не подтверждается. В наиболее полных разрезах казанского яруса, тяготеющих к средним частям Московской синеклизы и восточному ее борту (Шарья, Опарино, Котельнич и др.), резкое возрастание доломитности разрезов, нередко сопровождаемое их сульфатизацией, приурочено именно к принимаемому нами положению подъярусной границы. К югу, как мы отмечали ранее, этот уровень резкой смены фациальной обстановки действительно опускается в нижележащие горизонты. Однако в пределах открытых пространств Московской синеклизы к этому нет реальных палеогеографических предпосылок. Снижение указанного уровня происходит лишь на южной и юго-западной ее окраинах — в Чебоксарском и Горьковском Поволжье.

В Чебоксарском Поволжье, где разрез подъяруса представлен более полно, он отличается значительной сульфатизацией. Пласты гипса (до 4 *м* мощности) сопоставляются обычно с пачками «подбоя», «опоки» и «переходной». Наряду с этим значительное развитие имеют так называемые «гипс-доломиты», т. е. доломиты, проросшие крупными пойкилобластами гипса. Доломиты, преимущественно тонкозернистые, характеризуются крайним однообразием. Довольно часто они включают кремневые конкреции, изредка имеют оолитовую структуру. Фаунистические остатки, принадлежащие в основном пелециподам, весьма бедны и несколько более многочисленны лишь в западных разрезах.

Строение верхнеказанских отложений в Ульяновском Поволжье близко к разрезам Казанского Поволжья и описано И. Н. Тихвинским (1959 г).

В Куйбышевском Поволжье разрез верхнеказанского подъяруса не претерпевает существенных изменений, отличаясь лишь повышенной сульфатностью. Предложенная Н. Н. Форшем (1940, 1951) местная схема расчленения разреза вполне уверенно сопоставляется со схемой стратотипа.

Пятый горизонт начинается гипсо-ангидритовой пачкой (юматовская — «подбой», 5—8 *м*), с небольшими прослоями глин и доломита. Развитие ангидритов в ней приурочено к центральным участкам Мелекесской впадины и к Бузулукской впадине (рис. 13). В карбонатной части горизонта (падовские слои — пачки «серого камня» и «шиханов», 14 *м*) троекратно чередуются доломиты, охарактеризованные остатками богатой фауны морских пелеципод с доломитами немыми, загипсованными или гипсами.

В основании шестого горизонта также лежит сульфатная, гипсовая пачка (орловские слои — пачка «опоки», 12 *м*), которая расклинивается прослоями глин и доломитов. Ангидриты в ней появляются лишь в пределах Бузулукской впадины. Лежащие выше дубровинские слои (пачка «подлужник») представлены 8-метровой пачкой доломитов, в основной части тонкозернистых, в кровле тонкослоистых, с конкрециями гипса (и в средней части — кремня), прослоями загипсованными. Характерно наличие в подошве пачки органогенных (пелециподовых) и иногда оолитовых доломитов.

В седьмом горизонте (водинские слои — пачка «переходная», 17—19 *м*) развиты в основном зеленовато-серые мергельно-глинистые породы с многочисленными прослоями и конкрециями гипсов. В верхней части толщи залегает выдержанный прослой плитчатого доломита.

Западнее г. Куйбышева, близ линии выклинивания казанских отложений, появляются толщи карбонатных брекчий. Одна из таких толщ,

обнаженная в правом берегу р. Волги ниже д. Лбище, имеет мощность 14 *м*. Она сложена преимущественно крупными, размером 15—30 *см*, совершенно неокатанными обломками тонкозернистых, часто тонкослоистых доломитов. Между ними расположены мелкие от 0,3—0,4 до 1,5—2 *см* обломки аналогичных доломитов, нередко слабо окатанные. Цементом является доломит детритовый, содержание его в конгломерат-брекчии порядка 30% от общего объема породы. Эта толща перекрывается пачкой средне- и тонкослоистых доломитов с кремневыми конкрециями.

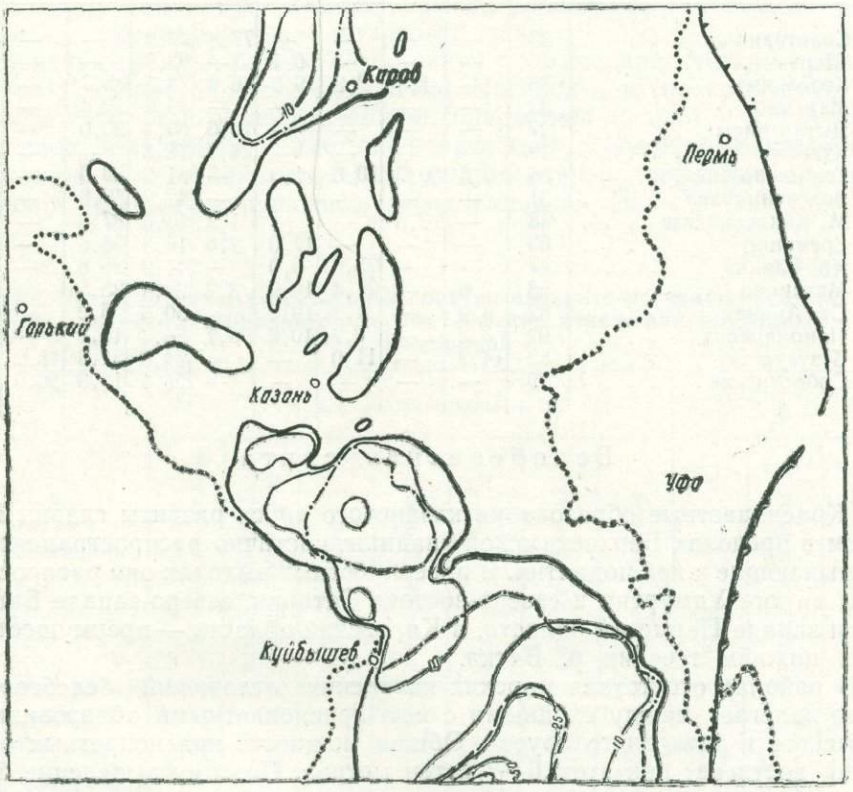


Рис. 13. Галогенные комплексы верхнеказанского подъяруса.

Условные обозначения приведены на рис. 12.

В Куйбышевском Заволжье, в пределах Бузулукской впадины и смежных с нею частей, в толще верхнеказанского подъяруса отмечается несколько повышенное содержание терригенных пород и более широкое их распространение по сравнению с ранее рассмотренными частями полосы развития лагунно-морских отложений. Терригенные пачки более постоянны не только в седьмом горизонте, но и в пятом. Особенно значительно терригенные породы развиты в бассейне р. Малого Кинеля.

У южных границ рассматриваемой территории в пределах Бузулукской впадины также появляются залежи галита, хотя и значительно менее мощные, чем в нижнеказанском подъярусе (табл. 12, рис. 13). Мощность отдельных пластов галита редко превосходит 4—6 *м* и лишь в самом южном разрезе (Соболевская) достигает 32 *м*, суммарная же — 45 *м*. Развиты они во всех трех горизонтах, но более всего в среднем — шестом.

Таблица 12

Литологические спектры разрезов верхнеказанского подъяруса области развития карбонатных и соленосных осадков

Обозначения по рис. 4	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %								Литомодули
			песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	галит	
80	Солигалич	36	—	—	—	—	77,8	22,2	—	—	5,22
81	Шарья	20	—	—	—	6,1	—	93,9	—	—	5,88
61	Котельнич	36	—	1,3	3,3	19,2	6,8	33,7	35,7	—	5,75
83	Марьино	33	—	—	—	—	—	89,6	10,4	—	6,10
64	Цыган-Касы	27	—	—	—	—	10,6	63,4	26,0	—	6,15
65	Кугеево	19	—	—	—	—	24,7	75,3	—	—	5,75
67	Тенишево	54	2,6	0,7	10,5	1,3	—	51,3	33,6	—	5,84
11	Волостниковка	31	—	—	—	—	—	42,2	57,8	—	6,58
85	М. Кандалинская	43	—	7,3	—	—	1,2	53,6	37,9	—	6,08
86	Еремкино	53	—	—	—	17,0	7,6	18,8	56,6	—	6,15
27	Кр. Глинка	47	—	—	25,5	6,0	—	41,9	26,6	—	5,38
28	Муханово	53	7,6	—	21,4	14,9	3,2	29,4	23,5	—	4,88
73	Ст. Аманак	82	3,9	—	1,2	19,2	—	50,5	25,2	—	5,64
35	Пономаревка	92	3,2	—	2,7	10,8	8,7	58,4	16,2	—	5,62
87	Бузулук	82	14,2	—	11,0	—	—	24,8	31,8	18,2	5,64
	Соболевская	79	—	—	—	—	—	25,1	18,3	56,6	7,32

Белебеевская свита

Красноцветные образования казанского яруса развиты главным образом в пределах Верхнекамской впадины, частично распространяясь на примыкающие к ней поднятия. В поверхностных выходах они распространены на юге Удмуртии и северо-востоке Татарии, северо-западе Башкирии и западе Пермской области, в Кировской области — преимущественно в нижнем течении р. Вятки.

В районах отсутствия морских казанских отложений белебеевская свита залегает между сходными с нею красноцветными образованиями уфимского и татарского ярусов. Общая мощность красноцветных отложений достигает при этом 6—7 сотен метров. Поэтому выделение белебеевской свиты в районах сплошного развития красноцветов всегда представляло большие трудности и до сего времени при этом еще не исключена возможность ошибок.

В качестве одного из признаков для разграничения уфимских и казанских (белебеевских) красноцветов предложено считать загипсованность первых, исчезновение гипса при переходе к казанским отложениям (Форш, 1955). Этот признак имеет некоторое значение в районах Средней Камы и Верхнекамской впадины. Однако вполне ясно, что он не может иметь универсального значения уже в силу того, что появление и сохранение гипса в осадках зависит от многих причин. Во многих районах (низовья р. Вятки, Татария, Западная Башкирия и др.) уфимская свита целиком или в ее верхних горизонтах совершенно лишена гипса.

Смена состава комплексов пресноводных остракод при переходе к казанским красноцветным отложениям (Палант, 1959), является, безусловно, надежным и бесспорным признаком. Однако расселение остракод в большой мере определялось гидрохимическим режимом бассейна. Наиболее богатые комплексы отмечаются лишь в восточных разрезах. Западнее же, по мере приближения к зоне выклинивания уфимских отложений или к переходной зоне казанских, в солоноватоводных участках

бассейнов распространение остракод резко сокращается и многие разрезы являются здесь немыми.

Не являются абсолютными и постоянными также микропетрографические коррелятивы. Если сопоставить средний минералогический состав песчано-алевритовых фракций уфимских и красноцветных казанских пород, то обнаружится их большое сходство (табл. 13). Различия для большинства ведущих минералов (групп минералов) не превосходят 3—8% (относительно). Следует отметить лишь несколько повышенное содержание устойчивых минералов и кварца в уфимских отложениях, а эпидот-цоизита в верхнеказанских. В конкретных разрезах, однако, эти взаимоотношения могут меняться, иногда переходить в обратные, быть иными непосредственно в контактовой зоне.

Верхняя граница белебеевской свиты по минералогическим данным, наоборот, отбивается достаточно четко. Переход к татарскому ярусу характеризуется резким возрастанием содержания кварца и устойчивых минералов, появлением в заметных количествах роговой обманки, иногда пироксенов. Содержание же черных рудных минералов, эпидот-цоизита, обломков пород и разрушенных зерен уменьшается.

Таблица 13

Сопоставление минералогического состава алеврито-песчаных фракций пород различных горизонтов верхнепермских отложений по данным Т. В. Макаровой

Стратиграфические подразделения	Тяжелые минералы в %							Легкие минералы в %		
	черные рудные + гидроокислы железа	устойчивые (циркон, гранат, турмалин)	эпидот-цоизит	титансодержащие	слюды	роговая обманка	барит, целестин	кварц	полевые шпаты	обломки пород и выветрелые зерна
Северодвинский горизонт . . .	40,4	7,1	38,5	1,8	1,8	0,3	0,5	32.5	21,7	37,2
Сухонская свита	45,3	15,8	22,6	3,8	1,8	0,3	1,7	48,7	16,5	32,9
Нижнеустьинская свита . . .	52,2	19,5	12,1	3,7	2,3	1,1	—	57,8	20,9	16,9
Верхнеказанский подъярус .	62,1	3,1	22,0	1,6	—	0,1	0,4	18,8	21,0	57,5
Нижнеказанский подъярус . . .	65,1	3,0	12,8	1,5	0,7	0,1	4,1	17,5	20 3	58,5
Уфимский ярус .	67,8	7,9	13,6	1,9	—	—	1,6	25,0	20,1	53,9

Переходная полоса переслаивания серых и красноцветных пород полукольцом охватывает область преобладающего развития красноцветных отложений в пределах Верхнекамской впадины (рис. 4). Общая длина этого полукольца около 1 тысячи километров. Ширина его, даже в наиболее узкой западной — «фронтальной» — части, достигает 150 *км*. При этом на верхнеказанские отложения приходится едва ли больше 40 *км* (район Лебяжье — Фокино). В южной части ширина переходной полосы значительно возрастает и составляет 250—300 *км*. Но и здесь в верхнеказанских отложениях переход происходит также более быстро и на более коротком расстоянии, чем в нижнеказанских. Наибольшую ширину имеет переходная полоса первого горизонта. В камском профиле красноцветные прослои в его основании выклиниваются западнее

пос. Соколки, прослои же сероокрашенных глин наблюдаются еще у Сарапула, что составляет около 200 *км*. В каждом из вышележащих горизонтов переход совершается на расстоянии не более 30—50 *км*, последовательно смещаясь к западу (рис. 14). Обратное продвижение является исключением. Оно отмечается, в частности, для шестого горизонта (пачка «подлужник») на южном склоне Татарского свода.

В северных районах, где расположение переходной полосы определяется поднятиями Вятского вала, она более компактна, чем на юге, и здесь не наблюдается столь большого латерального смещения разновозрастных ее частей.

Стратиграфический объем красноцветных пород в переходной полосе различен. Он постепенно возрастает за счет нижних горизонтов по

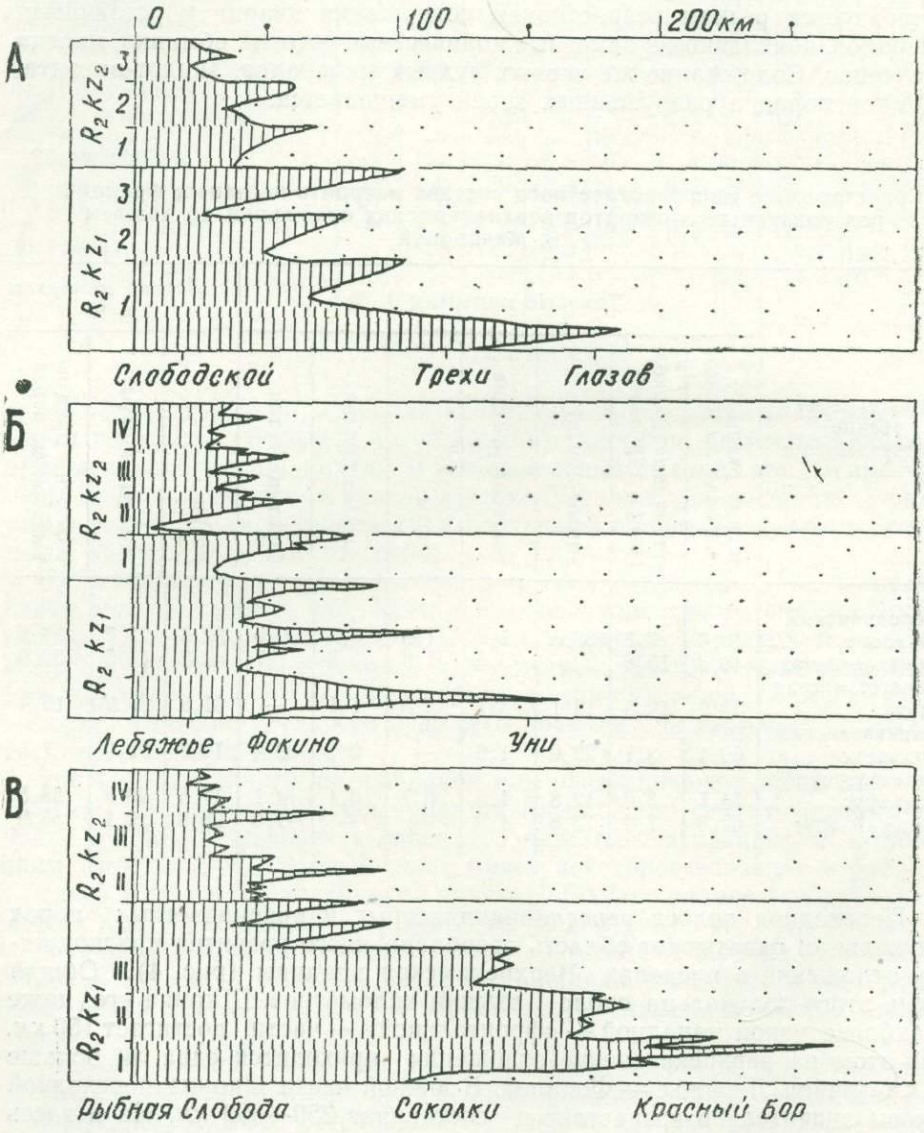


Рис. 14. Взаимоотношения сероцветных (штрихи) и красноцветных (точки) отложений казанского яруса в переходной полосе:

А — Верхняя Вятка (Игнатьев, Тихвинский); Б — Средняя Вятка; В — Нижняя Кама (верхнеказанские — по Селивановскому). Стратиграфические разбивки даны по местным схемам.

мере продвижения к линии полного выклинивания сероцветных прослоев. На востоке Татарии и западе Башкирии большие пространства заняты красноцветными отложениями, главным образом, верхнеказанского возраста, которые лежат на морских нижнеказанских породах. На материале именно этих районов сложились представления об эквивалентности объема белебеевской свиты верхнеказанским образованиям. С этой точки зрения вполне рациональным было предложение Е. И. Тихвинской (1937) о введении наименования «юговская» свита для нижнеказанских красноцветов. Можно надеяться, что со временем, когда будут найдены надежные критерии для стратиграфического расчленения красноцветных толщ, это наименование будет восстановлено.

Расчленение разрезов красноцветных отложений на ритмы наиболее отчетливо на участках, непосредственно примыкающих к переходной полосе. Каждый ритм начинается пачками песчаников, обычно с линзами конгломератов в основании. Песчаники часто ложатся на подстилающие породы с размывом, выполняют эрозионные врезы. Заканчиваются ритмы алевролито-глинистыми пачками, иногда с карбонатными прослоями. Естественно, что эти известняки сопоставляются с карбонатными частями ритмов (горизонтов) переходной полосы и, вероятно, с тонкослоистыми карбонатными пачками морской серии отложений. С удалением от переходной полосы в сторону сплошного развития красноцветов уменьшается мощность и постоянство карбонатных прослоев. Они обычно переходят в конкреционные разности, а затем выклиниваются. Вместе с тем уменьшается четкость дифференциации разрезов и возможность уверенного их расчленения на горизонты. Тем не менее при детальных исследованиях такое расчленение и сопоставление осуществимы в пределах отдельных участков путем использования различных местных морфологических признаков отдельных слоев и пачек.

В области сплошного развития красноцветных пород большей частью является относительным и условным даже проведение подъярусной границы. При осуществлении этого прежде всего учитывается наличие наиболее резких литологических несогласий, в особенности подчеркнутых явлениями размыва. Однако явления размыва в белебеевской свите наблюдаются на многих уровнях. Поэтому при выборе соответствующего уровня необходимо использовать дополнительные данные, в частности сопоставление мощностей. При этом имеется в виду, что в пределах достаточно однородного, отрицательного тектонического элемента, каковым является Верхнекамская впадина, соотношения мощностей разновозрастных частей разрезов должны быть достаточно постоянны. Мощность верхнеказанской части в разрезах, где разбивка наиболее достоверна, обычно составляет 35—40% (ср. табл. 5).

Иные признаки: минералогические, фаунистические и другие пока еще не могут использоваться для подтверждения достоверности отбивки подъярусной границы, тем не менее поиски этих признаков нужно продолжать.

Область преобладающего развития красноцветных отложений казанского возраста занимает территорию в форме гигантской чечевицы размером примерно 350×750 *км*. Северная часть этой области находится в зоне распространения мезозойских отложений и охарактеризована совершенно недостаточно.

Мощность белебеевской свиты на значительной части области ее развития превышает 150 *м*, достигая в районе Ижевск—Кильмезь 200—220 *м*. На западе, в переходной полосе, мощности постепенно уменьшаются, сопровождаясь выклиниванием терригенных прослоев.

Белебеевская свита в целом характеризуется как толща песчано-алеврито-глинистых красноцветных пород (табл. 14). Среди них относительное (местами абсолютное) преобладание получают глины, иногда алевролиты или песчаники. Основную часть разрезов составляют алев-

Таблица 14

Литологические спектры разрезов белебеевской свиты

Обозначения по рис. 4	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %								Литомодули	Красноцветы в %
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты		
100	Кудымкар	196	—	9,6	9,0	71,5	5,6	4,3	—	—	2,86	100
99	Глазов	164	7,2	19,4	16,8	52,9	2,3	1,4	—	—	2,28	99
5	Фокино—Цепочкино	141	—	31,9	12,0	34,3	12,6	5,1	4,1	—	2,59	50
97	Уни	158	1,2	17,3	26,1	50,6	1,1	3,7	—	—	2,44	95
56	Поршур-Тукля	219	—	28,2	19,3	49,4	2,6	0,5	—	—	2,28	100
57	Кушья	163	1,1	35,3	53,8	8,4	1,4	—	—	—	1,74	100
94	Слудка — Кукмор	131	0,4	33,2	10,4	43,6	3,2	3,6	5,6	—	2,49	50
25	Красный Бор	173	0,4	23,8	30,1	42,7	1,3	1,7	—	—	2,26	94
20	Сентяк — Танайка	158	1,0	32,0	10,8	48,9	0,3	7,0	—	—	2,36	60
93	Казанчи	126	3,5	52,3	2,9	35,6	2,7	3,0	—	—	1,91	90
91	Бугульминская	153	—	22,1	5,2	48,6	6,9	11,9	4,4	0,9	2,93	50
	Среднее по зонам:											
	Алевролито-песчаных пород		1,7	35,8	21,9	36,0	2,4	1,8	0,2	0,2	2,09	
	Алевролито-глинистых пород		0,3	13,9	13,0	61,7	5,7	3,9	1,5	0,1	2,77	
	Среднее общее		0,9	22,8	16,6	51,1	4,4	3,1	1,0	0,1	2,49	

ролито-глинистые пачки, сложенные многократно чередующимися между собою глинами и алевролитами, обычно при преобладании первых. Иногда в этих пачках прослеживаются маломощные прослои мергелей, известняков, во многих случаях конкреционных, реже доломитов. Песчаники образуют обособленные пачки, мощность которых нередко измеряется десятками метров. В эти пачки могут вклиниваться маломощные прослои глин и алевролитов, а в единичных случаях и карбонатных пород. Для песчаниковых пачек характерна косая слойчатость, разнозернистость песчаного материала, наличие грубообломочных фракций. Последние обычно представлены гравием и мелкой галькой местных, сравнительно прочных пород: известняков, реже мергелей, иногда песчаников. Этот материал или рассеян в массе слоя или сосредоточен в его подошве, часто концентрируясь в прослои конгломератов. Нередко к местным породам присоединяется гравий (галька) уральского происхождения, в основном кремнево-кварцевого состава. Отдельные конгломератовые пачки полностью сложены уральским материалом. Наиболее постоянные и продвинутые далеко на запад горизонты кремнево-кварцевых конгломератов залегают на двух уровнях: в основании яруса и в подошве пачки «подбоя».

Валунно-галечные конгломераты, лежащие в основании яруса (свиты), наиболее характерно развиты в Среднем Прикамье, в районе Нытва — Оса. Эти конгломераты сложены хорошо окатанными, округлыми и округло-удлиненными гальками уральских пород. Среди них преобладают кремнево-кварцевые породы (кремни, кварциты), много изверженных пород (порфириты, диабазы и др.), встречаются окремнелые стволы деревьев. Размер галек обычно 3—5 *см*, но в небольшом количестве встречаются и более крупные гальки и валуны размером до 10—15, а иногда и до 25—32 *см* (рис. 15). Мощность конгломератовых линз достигает 15, иногда 20 *м*, крупные линзы были прослежены до 1,5 *км* (Форш, 1955).

При пересечении р. Камой выходов таких конгломератов в ее русловых отложениях появляется грубообломочный материал, не соразмерный с современной энергией реки (Нытва, Казанка, Оса). К западу размер обломочного материала уменьшается, но базальная пачка прослеживается во многих разрезах. Наиболее четко она выражена в Глазове, где пласты конгломерата из гальки местных и уральских пород достигают 10 *м*, а вся конгломерато-песчаниковая пачка — 34 *м*. Базальные песчаники наблюдаются и в ряде пунктов западнее (Филипповка, Мохи и др.), залегая в основании уже сероцветной толщи.

Второй конгломератовый горизонт лежит на уровне пачки «подбоя», т. е. в основании верхнего подъяруса по принятой нами схеме. Пачки конгломератов маломощны, редко более одного метра. Наряду с кремнево-кварцевой галькой в более западных разрезах наблюдается и галька местных пород (Красный Бор, Козиха, Лудзи-Шудзи и др.). В Сентяке аллохтонные породы отсутствуют (рис. 16).

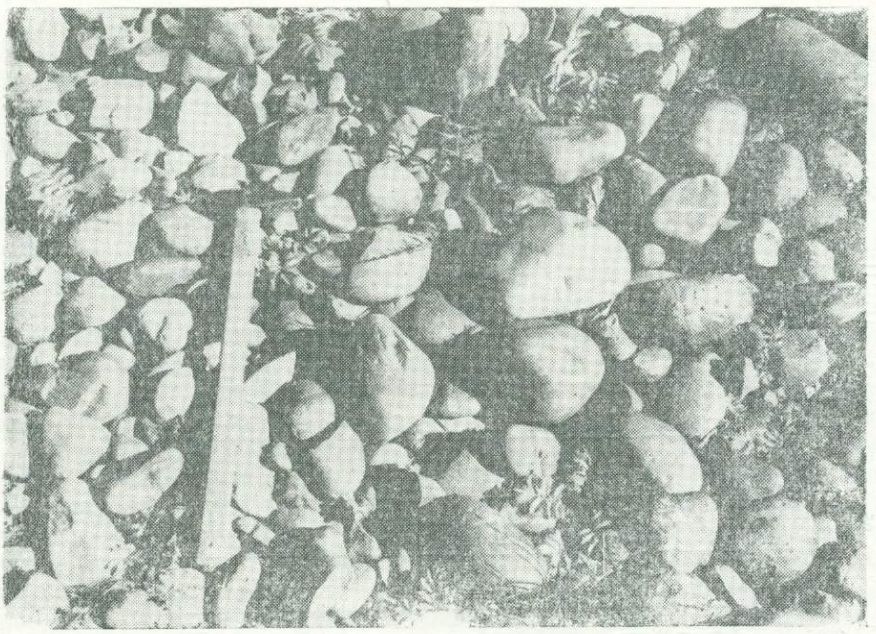


Рис. 15. Поверхность конуса выноса, образовавшегося при современном разрушении верхнепермских крупногалечных конгломератов близ г. Оса.

Песчаниковые пачки часто приурочены к русловым эрозионным врезам, глубиною от единиц до десятков метров. Наиболее обычны они в районах Средней Камы. Один из таких врезов наблюдался (до заполнения водохранилища) в правом береговом склоне р. Камы в 5 *км* выше с. Усть-Бабка. Глубина этой эрозионной долины около 30 *м*. На ее дне залегают линзы валунных конгломератов из местных пород (диаметр валунов 0,3—0,4 *м*). Выше лежат толщи косослоистых разнозернистых песчаников. Для них характерно наличие стволовидных участков конкреционной кальцитовой цементации. Распространение подобных песчаниковых линз обычно ограничивается бортами эрозионного вреза, или же их самые верхние слои выходят за пределы древней эрозионной долины, прослеживаясь далее в виде маломощной пачки песчаников. Последние пластуются нормально с толщами алеврито-глинистых пород, в которые врезаны долины. Нечеткие признаки размыва, далеко

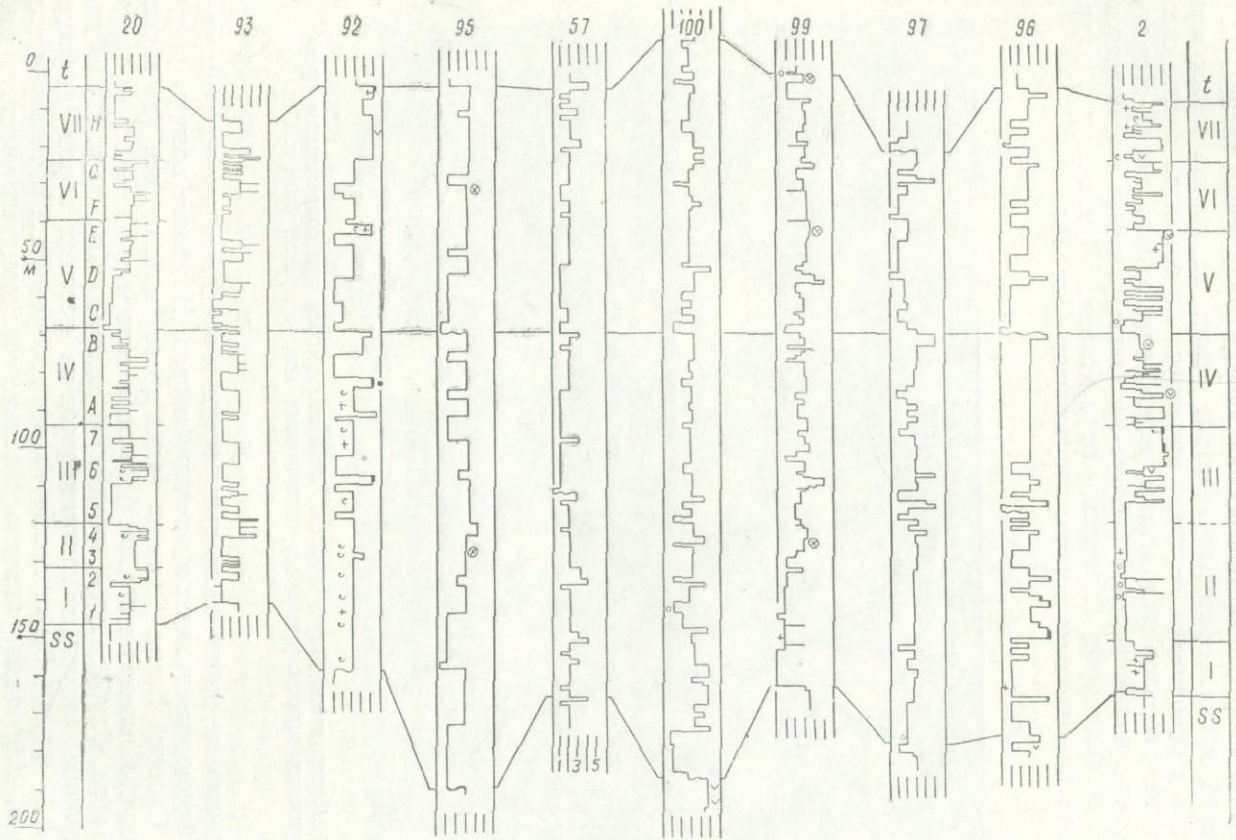


Рис. 16. Разрезы белебеевской свиты:

20 — Сентяк; 93 — Казанчи; 92 — Бугульминская; 95 — Киенгоп; 57 — Кушья; 100 — Кудымкар; 99 — Глазов; 97 — Уни; 96 — Козиха; 2 — Филипповка.

Условные обозначения приведены на рис. 5.

не всегда наблюдающиеся в основании таких песчаниковых пачек, не дают должного представления о действительной длительности имевшего здесь место перерыва.

Объем песчаников, принимающих участие в сложении белебеевской свиты, почти 25% (табл. 14). Остальные три четверти толщи сложены монотонным переслаиванием алевролитов и глин, которые, собственно, и определяют общий облик белебеевской свиты.

Маломощные прослои песчаников, встречающиеся в алевролито-глинистых пачках, отличаются от ранее описанных мелкозернистой структурой, горизонтальной слойчатостью.

Глины свиты довольно разнообразны по своему составу. Среди них обычны малоалевритовые, нередко слабо известковистые разности. Они слагают относительно более мощные слои с неясно выраженной слоистостью, характеризуются комковатой отдельностью, раковистым изломом, относительно темными тонами коричневой окраски.

Алевритовые, нередко карбонатные глины слагают маломощные слои, переслаиваясь с алевролитами, обычно они имеют достаточно ясно выраженную слоистость и более светлую окраску.

Общее содержание известковистых глин в белебеевской свите около 50—60%. Довольно часто в глинах наблюдаются известковые конкреции («журавчики») разнообразной формы, обычно состоящие из изометричных элементов, но иногда и цилиндрические, размер их измеряется несколькими сантиметрами. Количество слоев глин с конкрециями в отдельных разрезах достигает 20—60%. Не менее широко колеблется содержание конкреций: от одиночных конкреций, рассеянных в массе слоя, через цепочки редких конкреций, протягивающиеся по слоистости, до пластов, сплошь переполненных конкрециями. При дальнейшем возрастании массы конкреций в слое возникают конкреционные («комковатые») мергели и известняки. Впрочем, количество карбонатных пород, преимущественно известняков, очень невелико, редко превышает 2—4%. Встречаются они на разных уровнях, но главным образом в верхних частях ритмов.

В нижнебелебеевской подсвите мергельные конкреции и известняковые прослои нередко ассоциируются с прослоями серых и темно-серых, сильно известковистых глин, часто обогащенных обуглившимися растительными остатками. Наличие конкреционных горизонтов позволило Н. Н. Форшу (1955) выделить ряд ритмов и проследить их на значительном расстоянии в бассейне Средней Камы (от Краснокамска до низовьев р. Белой). Однако универсального значения эти подразделения не имеют.

Фауна белебеевской свиты очень бедна. В собственно красноцветных отложениях отмечаются только неопределимые обломки раковин антракозид и раковины пресноводных остракод. Распространение последних в большой мере зависит от условий солености. Поэтому в переходной, солоноватоводной, зоне остракоды фиксируются редко.

Комплекс пресноводных остракод белебеевской свиты значительно отличается от уфимского. В ней почти не встречаются уфимские виды, появляется много новых.

Совместно с остракодами иногда фиксируются скопления оогоний харовых и другие остатки водорослей (Палант, 1959). Обычны в белебеевских отложениях углистые скопления, остатки наземных растений, встречающиеся в отдельных сероцветных прослоях. Углистые концентрации, маломощные прослои бурых углей особенно характерны для переходной зоны. Среди определимых растительных остатков находятся хвощи, кордаиты, гинкговые и наиболее часто хвойные.

Для расчленения верхнепермских красноцветных отложений существенное значение имеют остатки фауны позвоночных — тетрапод, пред-

ставленные большим числом местонахождений. К сожалению, некоторая часть этих находок не имеет точной стратиграфической или хотя бы батрологической привязки к конкретным опорным разрезам, местным схемам.

ТАТАРСКИЙ ЯРУС (P_2t)

В качестве верхнего члена «почвы пенеенской» Д. И. Соколов в 1839 году называет формацию Вогезского песчаника. В этом ему пришлось выступить против авторитета западноевропейских геологов, большинство которых (кроме А. Бюра) относили вогезский песчаник к кейперу (триасу). Р. И. Мурчисон (1841) «обильной и мощной покрыше системы пермской» дает название «верхний красный песчаник».

Несмотря на отдельные попытки отнести эту толщу к триасу (Вагнер, Людвиг и др.), господствующим остается основное мнение о принадлежности «яруса пестрых мергелей», названного так А. А. Штукенбергом (1882), к пермской системе. Современное название ярус получил от С. Н. Никитина (1887). Его подразделение яруса на розовую и красную свиты использовалось во многих последующих схемах и в основном соответствует современному подъярусному делению.

Схемы более детального расчленения яруса разнообразны, все они используют литологические признаки: различные соотношения между песчано-глинистыми породами, наличие или отсутствие карбонатных прослоев, определенные особенности пород. Одной из первых схем такого рода была трехчленная схема П. И. Кротова (1882), затем дополненная Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1885). Также пятичленная схема В. П. Амалицкого (1887) была позднее дополнена А. А. Черновым (1917).

Существенное продвижение в познании татарского яруса происходит в годы Советской власти в связи с общим изучением производительных сил страны, развитием геологического картирования и, в особенности, картирования структурного в перспективных нефтеносных районах. В области развития пермских отложений татарский ярус слагает не менее 60—70% поверхности. Поэтому естественно, что при съемочных работах большое внимание уделялось именно красноцветным отложениям и в особенности татарскому ярусу.

Весьма успешным опытом детального расчленения мощной терригенной толщи татарского яруса в северных частях территории была схема Н. Г. Кассина (1928), разработанная им по результатам полевых работ в первые годы Советской власти (1918—1924 гг.). Выделенные Н. Г. Кассиным 12 свит перемежающегося литологического состава, из которых 9 относятся к татарскому ярусу, до сегодняшнего дня служат своеобразным эталоном для сравнения. По ним ориентируются многие из более поздних схем. Десятилетием позже Н. Н. Форш придал свитам Кассина местные наименования, некоторые из них расчленил более дробно (табл. 15).

Для районов Среднего Поволжья в 1919—1920 гг. М. Э. Ноинским была предложена трехчленная схема расчленения яруса. Позднее А. М. Розановым, а затем Е. И. Тихвинской разрабатывается и к 1932 г. устанавливается несколько иное подразделение яруса на 4 свиты. Немногим позже Н. Н. Форш и О. М. Мануйленко добавляют сверху пятую свиту. В таком виде схема была принята пермской конференцией 1950 г. в качестве унифицированной для Приказанского Поволжья.

В тридцатые годы, в результате работ коллектива казанских геологов под руководством Е. И. Тихвинской в Чебоксарском отрезке р. Волги, было достигнуто еще более детальное расчленение яруса — на 8 серий. В работе литологической группы, руководимой Л. М. Миропольским, принимал участие и автор (Тихвинская, 1946).

Таблица 15

Сопоставление основных схем стратиграфического расчленения татарского яруса

Нижнетатарский				Верхнетатарский								Унифицированная подъярус	горизонт
Уржумский				Северодвинский					Вятский				
II 10-13	III 65-80	IV до 40	V 65-75	VI до 20	VII до 150				VIII 40-50	IX более 65		(Кассин, 1928) (свиты)	Верхняя Вятка
Максимовские	Ильинские	Белохолуницкие	Сырьянские	Слободские	Филинские	Юрпаловские	Путятинские	Калининские	Быковские	Нефедовские		(Форш. Мануйленко, 1938) (слои)	
Горьковский				Северодвинский					Вятский			(Игнатьев 1962) (подъярусы-горизонты)	
Нижнеустьинский		Суханский		Слободско-филинский		Юрпаловский	Путятино-калининский		Быковский	Нефедовский			
F		E		Д		C			B	A		(Акалицкий, 1887; Чернов, 1917) (горизонты)	Поволжье
I A 50-76		1 В 14-30	1 У 15-30	II К 25-50		2 М 23-36	2 М 1-7	2 М N 4-6	III О 55-60			(Тихвинская, 1938) (горизонты-серии)	
I		II		III		IV			V			(Пермская конференция, 1950) (свиты)	
Горьковский				Северодвинский								(Тихвинская, 1946) (ярусы-горизонты)	
Шиховочирковский		Ишеевский		Слободской		Котельнический			Котласский				
		Сарминская								Филейская		(Мазарович, 1934) (свиты)	
Болебеевская		Уржумская											
Сохская		Большекинельская	Аманакская	Малокинельская					Кутулукская			(Пермская конференция, 1950) (свиты)	Куйбышевское Заволжье
Сокский (Уржумский) фац. комплекс: Сокская	Биткульская	Большекинельская	Сокский фациальный комплекс: Бугурусланская ф. Аманакская	Толкайская фация Малокинельская					Кутулукская			(Рачитский, 1957) (комплексы-фации-свиты)	
Сокская 25-130		Сухонская 30-130		Малокинельская 30-150					Северодвинская 50-150			(Рачитский, 1959) (свиты)	

Наиболее интенсивное изучение татарского яруса в районах Поволжья и Заволжья началось в 1935—1936 гг., когда здесь развернулись работы по детальному структурному картированию. В этот период было неизбежным возникновение большого количества местных стратиграфических схем. Их различие обусловливалось пространственной изменчивостью толщи, поскольку все схемы основывались на литологических признаках. Имел значение также индивидуальный подход отдельных геологов-съемщиков к оценке реального строения толщи. Благодаря наличию общих закономерностей в строении яруса, выдержанных на больших территориях, сопоставление таких схем, особенно на смежных участках, не вызывает особых трудностей. Для Куйбышевского Заволжья установилась и нашла широкое применение отраженная в решениях пермской конференции (1950 г.) схема геологов треста «Куйбышевнефтеразведка».

Детальная разработка основных вопросов стратиграфии татарских отложений для двух обширных регионов в последнее десятилетие была произведена В. И. Игнатьевым и В. И. Рачитским.

Татарский ярус пользуется наиболее широким развитием в поверхностных выходах. В пределах Волго-Уральской антеклизы, включая центральные и южные части Вятской зоны, сохранились лишь низы яруса и его отложения наблюдаются часто только на водораздельных пространствах. На остальной территории татарский ярус принимает основное участие в сложении поверхности, а на севере — в Кайско-Унженском прогибе и юге — главным образом на склоне Русской платформы погружается под мезозойские образования.

Общая мощность яруса колеблется в широких пределах. Она определяется следующими основными факторами: а) эрозионно-тектоническим рельефом поверхности размыва, сформированной в дотатарское время; б) трансгрессивным налеганием татарского яруса на подстилающие породы казанского (в районе г. Алатыря — на ассельские); в) разнообразием тектонической обстановки и дифференцированным ее развитием в татарский век; г) раннетриасовым размывом татарских отложений; д) размывом в мезокайнозое, проходившим в несколько стадий и определявшимся в основном послепермскими, но в какой-то степени унаследованными тектоническими движениями.

Наибольшие мощности яруса связаны с отрицательными тектоническими структурами (рис. 17). В Московской синеклизе мощности возрастают к северу по ее восточной окраине и достигают в бассейне р. Великой 514 (Михоничи) — 586 *м* (геологическая). В пределах Верхнекамской впадины мощности достигают максимума в западной части, в районе Омутнинска — 616 *м* (под покровом мезозоя).

В южных районах полная мощность яруса не превышает обычно 150—250 *м* (Мелекесс—Монастырское). Она возрастает значительно лишь на юго-восточном склоне Русской платформы, достигая 350 (Сорочинск) — 473 *м* (Ново-Сергеевка).

Значительно меняется мощность яруса в зоне Московской синеклизы. Близ ее восточного борта, в бассейне р. Великой, мощность достигает 586 *м*. Наименьшая мощность под покровом триаса зафиксирована на юге в верховьях р. Керженец, у д. Рыжково — 183 *м*. При этом мощности уржумского, северодвинского и вятского горизонтов составляют соответственно: на р. Великой 232—255—99 *м*, на р. Керженец 81—80—22 *м*. Следовательно, уменьшение мощности на 400 *м* связано в основном с конседиментационными прогибаниями.

По поводу взаимоотношений татарского яруса с подстилающим его казанским длительное время не существовало вполне четких представлений. Довольно большое сходство общего облика нижнетатарских и казанских отложений, особенно в районах Вятских поднятий, Казанско-

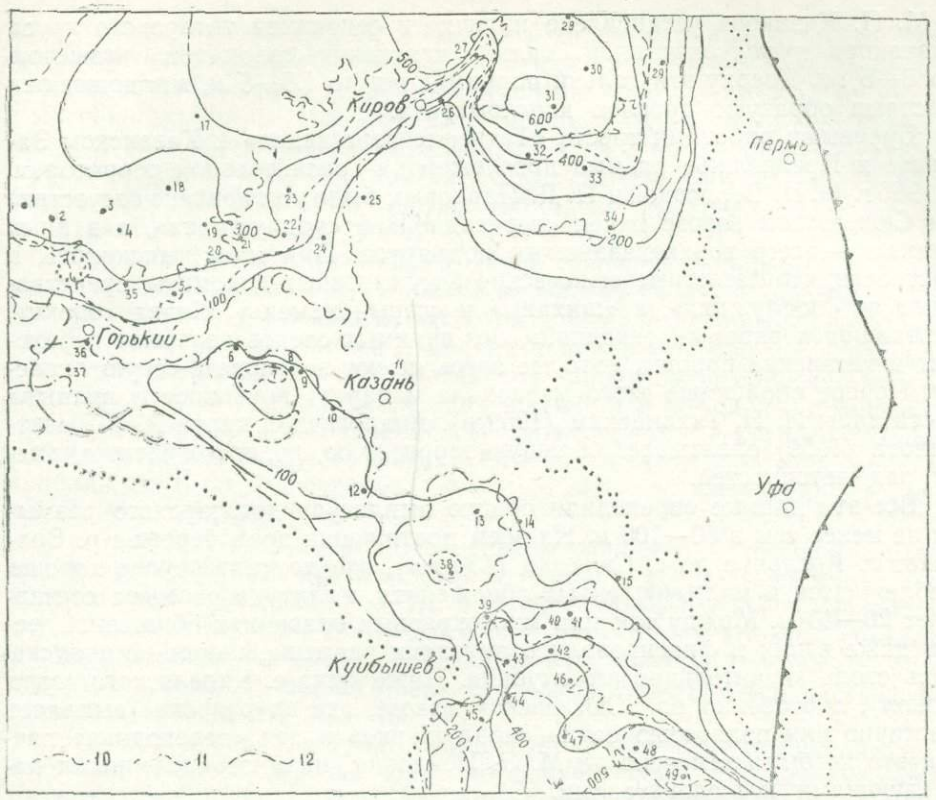


Рис. 17. Карта мощностей татарского яруса.

Условные обозначения: *1—3* на рис. 2. Контуры распространения (схематизированы): *10* — северодвинского горизонта, *11* — вятского горизонта, *12* — триаса.

Чебоксарского Поволжья и Куйбышевского Заволжья позволяло утверждать о преемственности условий осадкообразования, о непосредственном наследовании уржумским бассейном морских условий казанского.

Казанский возраст низам татарского яруса (уржумскому горизонту) придавал Г. Н. Фредерикс (1931). А. Н. Мазарович (1934) садакскую и сарбайскую свиты первоначально рассматривал также в составе казанского яруса. К тому же ярусу, в схеме И. А. Ефремова, отнесены нижнетатарские отложения, вмещающие местонахождения ишеевского дейноцефалового комплекса.

Указанная концепция предопределяла и необходимость согласного залегания татарского яруса на казанском. Между тем при геологических исследованиях все чаще фиксировались признаки перерыва в основании татарского яруса. Начинают находить поддержку взгляды С. Н. Никитина (1886) и М. С. Швецова (1931) о трансгрессивном, несогласном залегании татарских отложений. Дополнительные аргументы в пользу этого, хотя и не всегда вполне убедительные, приводит И. И. Кром (1934, 1937). Признаки предтатарского размыва неоднократно отмечались М. Э. Ноинским, Н. Н. Форшем и другими исследователями. Наиболее полные материалы о взаимоотношении казанского и татарского ярусов принесли массовые буровые работы, развернувшиеся в связи с гидротехническими изысканиями и поисками нефти.

Уже первые скважины в Чебоксарском Поволжье в 1937—1939 гг. выявили почти повсеместное отсутствие «переходной» пачки, а местами некоторый размыв и «подлужника». Наблюдениями Д. Х. Хайретдинова

и М. П. Казакова установлено наличие в основании татарского яруса окатанной и полуокатанной гальки казанских доломитов размером до 5—6 *см*. Кверху эти гальки поднимаются до 1,5—5 *м*, в подошве они местами образуют прослои конгломерата.

Буровыми работами треста «Татнефтегазразведка» в Казанском Закамье и Предволжье размыв прослежен на значительной территории. В 1966 г. М. П. Верясовой и П. Д. Павловым было установлено отсутствие на Сюкеевском взводе пачек «переходной» и «подлужника», а в иных пунктах — всего верхнеказанского подъяруса. При этом выяснилось, в частности, что известные сюкеевские битуминозные доломиты представляют не «подлужник», а «шиханы» и «серый камень». Пачка «опоки», считавшаяся ранее «переходной», без видимых следов перерыва переходит в татарские породы, которые здесь имеют зеленовато-серую окраску. Первое обобщение этого материала и карта поверхности размыва были даны И. Н. Тихвинским (1959 в). Аналогичная карта А. З. Тазитдинова (1959) охватывает бо́льшую территорию, но, к сожалению, имеет ряд неточностей.

Все эти данные определили общую амплитуду дотатарского размыва не менее чем в 80—100 *м*. На всем протяжении правобережья р. Волги от г. Козловка до с. Сюкеево (130 *км*), где контакт ярусов хорошо наблюдается в многочисленных обнажениях, амплитуда размыва составляет 20—40 *м*. Между тем при многократных описаниях обнажений, если даже в них и фиксировались признаки размыва, никем не допускалась столь значительная его глубина. Даже близ с. Кирельского (гора Сокол), а особенно на Сюкеевском взводе, где из разреза выпадает частично или полностью пачка «подлужника» и вся «переходная» пачка, это не было замечено ни М. Э. Ноинским, ни многочисленными последующими исследователями.

При детальном послойном описании обоих этих разрезов автором в 1946—1952 гг. никаких признаков размыва также установлено не было. Только в 1957 г., когда стали известны первые результаты бурения, после весьма тщательных поисков признаки размыва были, наконец, найдены и близ Сюкеево и у Кирельского и в ряде других пунктов. Выяснилось, что контакту ярусов соответствует лишь литологическое несогласие (доломит — алевролит) без видимого изменения мощности слоев и почти без нарушения прямолинейности их поверхностей в пределах обнажения. Только с большим трудом на этой поверхности были найдены редкие мелкие (1—2 *см*) карбонатные галечки или подобие микробрекчий.

Изложенное показывает, насколько трудно обнаружить в обнажениях достоверные признаки даже глубокого размыва. Еще труднее это сделать по буровым данным.

В настоящее время представления о размыве и перерыве в основании татарского яруса нашли всеобщее признание. Задача теперь заключается в обратном: найти и оконтурить районы, где этот перерыв отсутствует. В. И. Рачитский (1957), например, допускает непрерывное накопление татарских осадков вслед за казанскими в прогибах платформы. Это, разумеется, наиболее вероятное допущение, но оно пока не имеет документального подтверждения. Оно не может быть распространено полностью, например, на Мелекесскую впадину. Согласное залегание здесь признается И. Н. Тихвинским (1959 в) лишь для весьма ограниченных участков в среднем течении р. Б. Черемшан. Указанное допущение не может быть распространено и на значительные пространства Московской синеклизы, где отсутствуют верхние горизонты казанского яруса.

Наиболее вероятным районом, где можно ожидать согласного залегания татарского яруса на казанском, является Верхнекамская впадина, особенно ее западные участки. Но здесь казанский ярус почти полно-

стью сложен красноцветами и выяснить характер границы весьма трудно. Наличие постепенного перехода между казанским и татарским ярусами отмечается также в пределах Куйбышевского Заволжья, на склоне Русской платформы. Наоборот, на крыльях Жигулевско-Пугачевского вала, в зоне Салмышской антиклинали и на других участках устанавливается трансгрессивный контакт, с выпадением нижних частей подъяруса, местами мощностью свыше 100 *м*, вплоть до подошвы аманакской свиты (Рачитский, 1958).

Верхняя граница татарского яруса повсюду сопровождается размывом. Контакт с нижним триасом во многих случаях прослеживается вполне отчетливо, благодаря массовому распространению в базальных слоях триаса гравия, гальки и мелких валунов уральских изверженных и метаморфических пород, слагающих линзы аллохтонных конгломератов. В 1953 г. Г. И. Блом дал фаунистическое обоснование этой границы. Угловое несогласие между слоями перми (татарского яруса) и триаса (индского яруса) фиксируется как на юге (Салмышская антиклиналь, по В. И. Рачитскому), так и на севере (Сырьянское поднятие, по В. И. Игнатьеву).

В 100 *км* к востоку от пос. Сырьяны мощность вятского горизонта под покровом триаса достигает 157 *м* (Кирья), к западу же триас переходит на северодвинские породы, а непосредственно у пос. Сырьяны ложится на верхние слои уржумского горизонта. Таким образом, амплитуда дотриасового размыва, определившаяся соответствующим ростом структур в конце татарского века, составила, по определению В. И. Игнатьева (1963, 273), 350—400 *м*.

В тех районах, где триас отсутствует и татарские отложения залегают под покровом верхней юры, они подверглись еще более глубокому размыву. В юго-западной части территории, на восточном склоне Токмовского свода, происходит в конечном итоге полное срезание татарского яруса и верхнеюрские отложения переходят с него на нижнюю пермь и карбон. Вблизи г. Тетюши татарский ярус, при мощности до 250 *м*, представлен почти в полном стратиграфическом объеме. А в 50 километрах к юго-западу, близ г. Ульяновска, он уже совершенно отсутствует.

Кайнозойский размыв в наибольшей степени проявился в пределах основной положительной структуры — Волго-Уральской антеклизы, где мощности яруса обычно не достигают и сотни метров, а нередко он совершенно отсутствует.

Нижнетатарский подъярус
Уржумский горизонт (P_2t_1ur)

Мощность стратиграфически полных разрезов подъяруса (горизонта) в большой степени определяется тектоническим строением территории (рис. 48). На поднятиях мощность заметно снижается, составляя, например, на южной оконечности Вятской тектонической зоны всего лишь 92 *м* (Курочкино). В погружениях мощность подъяруса возрастает в несколько раз и составляет: в Московской синеклизе 169—243 *м* (Шарья — Опарино), в Верхнекамской впадине 307 *м* (Трехи), в Бузулукской — 370 *м* (Павловка).

Строение нижнетатарского подъяруса — толщи, в основном сложенной терригенными красноцветными породами, — подвержено значительным изменениям в пространстве. Абсолютно преобладающими являются песчано-алеврито-глинистые породы. Среднее их содержание составляет 74%. При большой пестроте и разнообразии разрезов нижнетатарские отложения отличаются значительным постоянством строения. Отдель-

ные слои, их пачки, маркирующие горизонты выдерживаются иной раз более устойчиво, чем слои в морских казанских отложениях.

Если в целом толща подъяруса сложена преимущественно терригенными породами, то в юго-восточных частях Московской синеклизы и частично на прилегающих поднятиях Вятской зоны она отличается значительным возрастанием роли карбонатных пород. Здесь содержание известняков, доломитов и мергелей в большинстве разрезов превышает 50%, в Курочкино достигает 70, а в районе Мариинского Посада— 80%. Для этой зоны наиболее характерно широкое развитие доломитовых пород: доломитов и доломитовых мергелей. В участках наиболее высокой карбонатности они составляют свыше 80% от всего объема карбонатных пород. К периферии зоны их содержание относительно уменьшается.

В основании татарского яруса в Поволжье обычно залегает характерный слой песчаника или алевролита глинистого (2—3 *м*), который иногда переходит в глину или мергель алевритовые. В подошве он часто *содержит щебень или гальку подстилающих казанских пород*, местами образующих брекчию или гравийно-галечный конгломерат. Выше следует толща глинистых доломитов, доломитовых глин, иногда алевролитов. Эта часть разреза нередко загипсована в различной степени. В верхней части первой свиты (нижнеустьинских слоев) вновь отмечается некоторое возрастание содержания терригенных прослоев — глин и доломитовых мергелей.

Вторая свита (сухонские слои) обычно характеризуется несколько более высокой карбонатностью, хотя относительное содержание доломитовых разностей пород здесь понижено. В этой части разреза карбонатные породы группируются в 3—4 пачки, разделенные глинисто-мергельными пачками. Последние в свою очередь содержат прослои карбонатных пород, а также алевролитов и, реже, песчаников. Карбонатные пачки *также не всегда являются монолитными, расклиниваясь более или* менее частыми прослоями мергелей и глин. Это расклинивание значительно прогрессирует в западном направлении. Поэтому западнее района г. Козьмодемьянска более четко обособляются преимущественно терригенные пачки «В» и «Е» схемы Е. И. Тихвинской.

Область преобладающего развития карбонатных пород занимает территорию, вытянутую в меридиональном направлении на 300 *км*, при ширине около 200 *км*. Уменьшение содержания карбонатных пород по периферии этой области происходит особенно быстро к востоку. Уже у с. Дубьязы, в 65 *км* к северо-востоку от д. Курочкино, известняков менее 10%, а доломитов лишь единичные прослои (табл. 16). К юго-востоку строение толщи изменяется более постепенно. Так, в районе г. Тетюши (Монастырское) — с. Аксубаево преобладающими являются глины, карбонатные же породы (в сумме с мергелями) составляют 15—20%. Далее к юго-востоку, на расстоянии до 370 *км*, вплоть до района г. Бугуруслана, прослеживаются участки, характеризующиеся относительно высокой карбонатностью (до 25—30%).

В районах Ульяновского Поволжья, т. е. в западной части Мелекесской впадины, характерной особенностью нижнетатарских отложений является наличие зеленоцветных пород. Появляясь близ линии с. Дрожжаное — с. Б. Тарханы — г. Мелекесс, к юго-западу они распространяются на всю толщу первой свиты. В зеленовато-серых глинах и алевролитах здесь отмечаются растительные остатки, большое количество кристаллов пирита и их скоплений (Тихвинский, 1959 в).

На северо-востоке территории, в северной части Верхнекамской впадины, частично заходя в Московскую синеклизу, располагается вторая зона повышенной карбонатности разрезов нижнетатарского подъяруса. При ширине до 250—300 *км* она простирается к северу, вдоль восточной границы распространения подъяруса. Наиболее высокая карбонатность отмечается в скважине Лойно (Кировская область). Содержание извест-

Таблица 16

Литологические спектры разрезов нижнетатарского подъяруса

Обозначения по рис. 17	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %								Литомодули	Тип разреза
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты		
	Коряжма	297	—	66,5	9,2	3,7	6,7	6,5	7,4	—	2,00	гп
16	Солигалич	150	—	45,8	3,5	26,8	14,5	—	9,4	—	2,48	„
	Опарино	243	—	—	31,0	14,8	31,7	17,4	5,1	—	3,51	тк
	Лойно	190	—	0,7	2,6	15,3	28,6	48,9	3,9	—	4,34	„
29	Кува	265	—	4,9	3,6	44,3	23,7	23,5	—	—	3,57	„
33	Глазов	303	—	22,6	33,3	30,9	9,3	4,0	—	—	2,39	гп
34	Кушья	243	1,1	24,3	52,8	12,9	8,6	0,3			2,04	
26	Болотово	235	0,2	16,8	65,1	4,9	5,3	7,7	—	—	2,21	па
31	Омутнинск	262	—	4,3	17,4	60,3	10,2	7,8	—	—	3,00	аг
25	Сорвижи	118	1,5	15,4	8,6	59,5	6,7	7,7	0,6	—	2,80	„
17	Шарья	160	—	3,4	17,4	36,4	37,4	—	5,4	—	3,29	„
4	Давыдово	141	—	—	46,0	17,1	28,2	3,0	5,0	—	3,06	„
36	Горький	97	—	—	33,1	53,5	13,4	—	—	—	2,80	„
37	Оранки	61	—	44,6	36,4	9,4	5,0	—	—	4,6	1,98	гп
5	Владимирское	98	—	—	26,9	27,0	33,2	7,0	1,4	4,5	3,43	тк
6	Козьмодемьянск	123	1,4	3,2	13,1	24,8	29,3	5,2	23,0	—	3,85	„
7	Ново-Ларионово	108	—	1,6	3,1	19,3	34,7	7,3	34,0	—	4,45	„
9	Водолеево	107	—	4,6	3,1	13,3	12,0	20,4	46,6	—	4,80	„
10	Курочкино	62	—	2,4	9,7	17,8	29,0	12,5	28,6	—	4,25	„
11	Дубьязы	70	—	8,5	14,2	58,9	8,9	7,9	1,6	—	2,98	аг
12	Монастырское	105	—	1,4	12,6	61,8	10,7	—	12,8	0,7	3,36	тк
13	Аксубаево	106	—	3,8	5,5	67,5	15,1	0,2	7,0	0,9	3,27	тк
14	Черемшан	103	—	7,6	40,7	31,2	7,5	3,3	9,8	—	2,88	гп
15	Фоминовка	114	—	33,4	11,6	40,8	6,1	1,4	6,7	—	2,51	„
41	Савруши	200	—	22,5	—	32,2	20,4	22,6	20,6	2,1	3,50	тк
40	Аманак	212	—	46,7	—	33,5	7,8	5,7	3,1	3,2	2,48	аг
43	Муханово	179	—	35,4	3,6	50,2	3,8	4,8	2,2	—	2,46	„
45	Богданово	140	—	8,1	4,7	66,7	9,9	—	7,7	2,7	3,23	г
47	Бузулук	202	—	0,7	32,9	45,0	16,8	3,2	—	1,4	2,95	аг
48	Сорочинская	346	—	34,3	—	54,9	4,6	3,0	1,5	1,7	2,53	гп
49	Ново-Сергеевская	328	—	48,9	—	44,7	3,0	—	2,0	1,4	2,17	„

Типы разрезов: гп — глинисто-песчаниковый, аг — алевролито-песчаниково-глинистый, тк — терригенно-карбонатный (и карбонатно-терригенный).

няков и мергелей здесь, как местами и в Поволжье, превышает 80%. Существенным отличием этого района от Поволжского является почти полное отсутствие доломитов, маломощные прослои которых встречаются лишь местами, в низах подъяруса. Известняки и мергели имеют бледную лиловато- и розовато-серую окраску. В отличие от Поволжского района для них характерно также наличие многочисленных глинистых промазок, конкреционный («брекчиевидный») характер. При уменьшении карбонатности толщи к периферии зоны возрастает содержание глин. Прослои алевролитов и песчаников малочисленны. Значительно возрастает их содержание в нижней половине подъяруса лишь к северо-западу (Опарино).

Зоны карбонатно-терригенных пород составляют около 15% объема толщи на рассматриваемой территории. За их пределами разрезы подъяруса сложены в основном алеврито-глинистыми породами, при значительном участии местами и песчаников, а также мергелей.

В восточной области развития алеврито-глинистых пород разрезы подъяруса достаточно отчетливо подразделяются на три части. Нижняя

часть (низы нижнеустьинских слоев) мощностью 20—60 *м* отличается относительно повышенной карбонатностью, наличием многочисленных прослоев известняков или доломитов (на юге).

Наиболее характерной особенностью описываемой части является развитие специфических песчаников и алевролитов. Они имеют обычно светло-серую, почти белую, или бледно-оранжевую окраску и отличаются от всех других терригенных пачек верхнепермских красноцветных толщ тем, что имеют существенно кварцевый состав. Этот признак настолько отчетлив, что нередко использовался при проведении структурного картирования («серия кварцевых алевролитов» в Закамье, «песчаник кварцевый» в Предкамье). На Средней Вятке такие песчаники выходят выше г. Советска (у дд. Коряково, Ягодка). В разрезах Верхней Вятки они описаны Н. Н. Форшем и О. М. Мануйленко в составе максимовских слоев. Здесь типично переслаивание кварцевых песчаников и алевролитов с известняками и песчаными мергелями.

Южнее, в центральных участках Вятских поднятий, максимовские слои представлены тонким переслаиванием микрослоистых (листоватых) глин, мергелей, известняков, кварцевые песчаники встречаются реже. На плоскостях напластования отмечаются трещины усыхания, волноприбойные знаки, отпечатки кристаллов гипса и каменной соли. П. И. Кротов (1892) именовал эту толщу цитериновым горизонтом. В основании последнего обычно обособляется пачка плитчатых известняков или доломитов, которая, собственно, и представляет собою «уржумские плитняки». В их подошве часто наблюдается карбонатная конгломерато-брекчия, лежащая обычно непосредственно на верхнеказанских доломитах.

Еще далее к югу (юго-востоку), в Татарской АССР и Куйбышевской области, для низов подъяруса остаются характерными карбонатные прослои, но среди них получают преобладание доломиты (сокская свита). Здесь часто отмечается загипсованность пород, появляются гипсо-ангидритовые прослои. В этих районах, особенно в Казанском Закамье, наиболее четко выражен маркирующий горизонт красных кремневых конкреций («пачка с кремнями» Е. И. Тихвинской, 1952). В крайних южных, юго-восточных районах содержание кварца в составе песчано-алевритовых пород заметно снижается и отмеченный признак макроскопически в разрезах уже не проявляется.

Средняя часть нижнетатарского подъяруса, мощностью до 60—120 *м*, сложена алеврито-глинистыми породами, при преобладании глин. Толща расклинивается маломощными прослоями мергелей и известняков, прослои песчаников сосредоточены главным образом в верхах. На Верхней Вятке наиболее отчетливо проявляется дифференциация разрезов. Ильинские слои с их пачками плитчатых известняков завершают первый, нижнеустьинский ритм татарского яруса. Второй, сухонский, ритм начинается песчаными пачками белохолуницких слоев (IV свита Кассина). Завершается он сырьянскими слоями с заметным развитием в них карбонатных прослоев.

В более южных районах четкая ритмичность разрезов значительно затушевана более равномерным распределением по разрезу карбонатных и терригенных прослоев (большекинельская свита). На юге вообще заметно уменьшено количество карбонатных прослоев.

Верхи нижнетатарского подъяруса отличаются повышенной карбонатностью. Мощность этой части разреза изменяется от 15 до 70 *м*, в местных схемах она получает наименования: V свита Кассина, сырьянские слои, аксубаевская свита, аманакская свита. Она характеризуется значительной пестротой состава. Основной фон разрезов составляют глины. Более мощные их слои сложены красно-коричневыми алевритовыми или безалевритовыми глинами. Маломощные прослои образуют сильно известковистые глины розового, сиреневого, зелено-

вато-серого цвета. Часто в глинах наблюдаются известковые конкреции и конкреционные горизонты. От глин имеются постепенные переходы через мергели к известнякам. Среди последних обособляются светло-серые плитчатые разности, не имеющие большого распространения. Наиболее обычны известняки серые различных оттенков, нередко розоватые или зеленоватые, большей частью глинистые, неровнослоенные или комковатые, конкреционные. На юге изредка встречаются доломиты. Песчано-алевритовые прослои малочисленны. Толща обнаруживает сложную, многостепенную ритмичность.

В рассмотренную восточную область развития алеврито-глинистых пород вклиниваются две зоны преимущественного распространения глинисто-песчаных (алевритовых) пород. В строении разрезов этих зон четкой дифференциации не наблюдается.

Северная, «Глазовская», зона протягивается узкой полосой (50—60 *км*) от среднего течения р. Камы (г. Оса) до бассейна р. Вятки (Боровка, Болотово). Основу разрезов здесь составляют алевролиты, перемежающиеся с песчаниками и глинами. К востоку содержание песчаников несколько возрастает. В западной части зоны, на Вятских поднятиях, песчаники и алевролиты имеют существенно кварцевый состав, к востоку они переходят в полимиктовые породы. Здесь, на востоке, пачки косослоистых песчаников часто выполняют палеорусловые врезы, в базальных конгломератах которых, наряду с галькой местных пород, нередко отмечается и галька кремнистых уральских пород. Далеко на запад продвинуты линзы подобных конгломератов в основании ильинских и белохолуницких слоев. У Вожгал они образуют мощные скопления (Игнатьев, 1962). Прослои известняков и мергелей наибольшее развитие имеют в верхней части толщи (сырьянские слои). Среди карбонатных пород преобладают конкреционные разности, карбонатные конкреции часто наблюдаются и в глинах.

В южной, «Сорочинской», зоне, при возрастании мощности подъяруса до 300—350 *м*, основной фон разрезов составляют глины, перемежающиеся с песчаниками. Прослои мергелей, известняков и доломитов приурочены главным образом к низам подъяруса — сокской свите. Эта часть разреза нередко значительно загипсована, содержит прослои гипсов и ангидритов.

К западу от Поволжской и Верхнекамской зон развития карбонатно-терригенных пород, в пределах Московской синеклизы, расположена западная область распространения алеврито-глинистых пород. Разрезы подъяруса здесь отличаются отчетливой литологической контрастностью, с преобладанием в нижней части песчано-алевритовых, в верхней — глинисто-мергельных пород. Другой особенностью этой области является гипсоносность нижней половины разреза и доломитность, охватывающая местами и его верхнюю часть.

Нижнеустьинские слои почти нацело сложены бледно-коричневыми или оранжевыми песчаниками, а главным образом алевролитами. В отличие от восточной области (зоны кварцевых алевролитов) существенной составной частью, наряду с кварцем, являются и полевые шпаты. Породы часто загипсованы. Гипс, наряду с доломитом, обычно служит цементом в обломочных породах, он образует также многочисленные гнезда и прожилки, слагает линзовидные пласты мощностью до 2—3 *м*. Встречаются отпечатки кристаллов каменной соли. Вверх по разрезу, нередко еще в пределах нижнеустьинской свиты (Шарья), а главным образом в сухонской свите, существенное развитие получают красновато-коричневые глины и розовые мергели. Мергели часто являются магнезиальными (доломитовыми), содержат прослои известняков и доломитов. В низах сухонских отложений также встречается гипс в виде выделений по трещинам или конкреций. Выше гипс исчезает, но появляется, часто в большом количестве, палыгорскит (мер-

гельно-палыгорскитовый комплекс Е. А. Молдавской и А. Е. Кудиновой).

Постепенное уменьшение мощности подъяруса на юго-западе — в Горьковском Поволжье — на северном склоне Токмовского свода связано с трансгрессивным залеганием здесь татарских отложений на глубоко размытых казанских, нижнепермских и даже верхнекаменноугольных породах. Здесь происходит общее увеличение роли терригенных пород в разрезе. Нижнеустьинская свита почти нацело сложена полевошпатово-кварцевыми загипсованными алевролитами. Для них характерно наличие волновых и эоловых знаков ряби. Преобладают алевролиты и в сухонской свите. В отличие от более северных разрезов, в ней значительно уменьшено содержание мергелей и доломитов. Палыгорскит встречается по всему разрезу подъяруса. В краевых частях, на склоне Окско-Цнинского вала, отмечается переход кварцевых алевролитов в карбонатно-кварцевые разности, уменьшение магнезиальности толщи с появлением прослоев известняков и известковых мергелей.

Значительные изменения в строении подъяруса происходят на северо-западе, в зоне Сухонского вала. Они заключаются во все более широком развитии кварцево-полевошпатовых алевролитов и песчаников, обладающих, как правило, характерной оранжевой окраской. Мощное развитие эта толща имеет в Коряжме (близ Котласа). Мощность сплошной толщи песчаников, лишь местами переходящих в алевролиты, здесь превышает 225 *м*. Выше лежит 70-метровая толща доломитов и известняков с прослоями мергелей и глин, относимая к сухонской свите. Однако, видимо, это лишь ее верхняя часть, а нижняя замещена песчаниковой толщей. Если же учесть сопоставления Н. Н. Форша (1963 б) по палеомагнитным данным, то возможно предположить, что песчаниками замещен чуть ли не весь нижнетатарский подъярус, за исключением, быть может, самых его верхов. Достоверность палеомагнитной корреляции, при которой сухонские слои бассейна р. Сухоны сопоставляются с северодвинскими бассейна р. Вятки, подтверждается также находками в сухонских слоях р. Сухоны верхнетатарских остракод.

Верхнетатарский подъярус

Северодвинский и вятский горизонты (P_2t_2sv — P_2t_2vt)

В целом породы верхнетатарского подъяруса отличаются более яркой красно-коричневой окраской, снижением содержания карбонатных пород и некоторым возрастанием глинистых. В верхах подъяруса (вятский горизонт) эти изменения проявляются наиболее полно.

Северодвинский горизонт по площади своего распространения занимает территорию, раза в полтора меньшую, чем нижнетатарский подъярус. Основные его массивы приурочены к Московской и Верхнекамской, а на юге — к Бузулукской впадинам. Наибольшие мощности отмечаются в районе Шахуньи (181 *м*), Михоничей (Великорецкая площадь — 255 *м*); Нефедовцев, Омутнинска (201 *м*) и Роговой (восточнее г. Слободского — более 213 *м*); Бузулука (187 *м*). К периферии депрессий мощности северодвинского горизонта, под покровом вятского, уменьшаются до 100—50 *м*, а на склоне Токмовского свода, в Горьковском Поволжье, они еще меньше (рис. 50).

В сложении северодвинского горизонта преобладающим типом пород являются глины. В большинстве разрезов их содержание превышает 50%, а на ряде участков достигает 60% и более. Лишь местами преобладание переходит к алевролитам. Развитие карбонатных пород, главным образом известняков, преимущественно конкреционных, срав-

нительно невелико, хотя на отдельных участках их содержание (в сумме с мергелями) достигает 30—32%.

Зоны повышенного содержания карбонатных пород приурочены, в основном, к тем же районам, что и в нижнетатарском подъярусе. В южной части Московской синеклизы располагаются две таких небольших зоны. Обе они, особенно «Ветлужская», отличаются некоторой доломитизацией. В северной части Верхнекамской впадины и смежных частях Московской синеклизы разрезы также отличаются повышенной карбонатностью, причем доломиты здесь практически отсутствуют.

Разрезы северодвинского горизонта на севере Верхнекамской впадины достаточно отчетливо расчленяются на три седиментационных ритма (свиты), которым В. И. Игнатьев дает наименования: слободской, юрпаловский, путятинский. В основании горизонта широко развита пачка песчаников и алевролитов, соответствующая VI свите Н. Г. Кассина. Как указывает В. И. Игнатьев (1962), эти песчаники резко отличаются от нижнетатарских. Они представлены зеленовато- и коричневато-серыми полимиктовыми, большей частью слабо сцементированными, косослоистыми разностями. Залегая на подстилающих образованиях с размывом, песчаники часто содержат линзы конгломератов из гальки местных пород, с редким гравием уральских. Кверху эта пачка переходит в толщу коричневато-красных известковистых глин, перемежающихся с алевролитами.

Для толщи характерно наличие карбонатно-мергельных конкреционных стяжений, местами переходящих в конкреционные мергели и известняки. В верхней части толщи обособляется пачка ярко окрашенных (фиолетовые, розовые, зеленовато-серые) мергелей и темно-серых известняков (филинские слои). Большей частью они имеют также конкреционное («брекчиевидное») строение.

Вышележащий юрпаловский ритм начинается также пачкой песчаников и алевролитов. В ее основании обычно, но не всегда, залегают линзы базальных косослоистых песчаников, иногда с конгломератами. Перекрывающие их слои изобилуют знаками ряби, перемыва, пересыхания, здесь имеются специфические глиняные конгломераты. Выше залегает алеврито-глинистая толща с довольно многочисленными прослоями и пачками слоистых или конкреционных известняков и мергелей.

Верхняя часть северодвинского горизонта, обособляемая в путятинский ритм, отличается от нижележащих увеличенной мощностью, повышенной карбонатностью и появлением специфического комплекса фауны гастропод. Песчано-алевролитовая пачка в основании ритма сложена линзами косослоистых палеоруслового песчаников, перемежающимися с алеврито-глинистыми перемытыми породами. Вышележащая часть разреза представляет собою толщу известковистых красно-коричневых глин, с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Характерной особенностью толщи являются прослои ярко окрашенных глинистых мергелей и темно-серых известняков с органическим веществом и пиритом. Мергели конкреционные (по В. И. Игнатьеву — «конкрециевидные», очевидно, водорослевые) по простиранию переходят с одной стороны в слоистые мергели, а затем и известняки, а с другой — в карбонатные глины с горизонтами известковых конкреций. Наибольшее количество карбонатных прослоев приурочено к средней части ритма.

К югу от описанной области, к средней части Верхнекамской впадины (к междуречью Чепцы и Кильмези), включая и центральные поднятия Вятской зоны, происходит заметное уменьшение количества карбонатных прослоев и возрастание содержания алевролитов и песчаников (табл. 17). Преобладающие здесь песчано-алевритовые по-

роды, перемежаются с глинами и содержат маломощные прослои мергелей и известняков, более многочисленные в западной части.

В Московской синеклизе прослеживается то же трехчленное строение горизонта, хотя и не везде достаточно четко выраженное. Последнее обстоятельство, как указывает В. И. Игнатьев, обусловлено большим сокращением мощности к юго-западу (до 3-кратного и более). Это сокращение сопровождается некоторым изменением характера разреза, выпадением отдельных маркирующих пачек, в том числе и базальных. Строение каждой свиты (осадочного ритма) в общих чертах остается постоянным. В основании залегают базальные косослоистые русловые песчаники, часто врезанные в подстилающие отложения. В этих пачках также часто наблюдаются линзы конгломератов из глино-мергельной гальки. При замещении песчаниковых линз алеврито-глинистыми отложениями подразделение разреза значительно затрудняется. Лишь путятинская свита обособляется по ее характерному комплексу гастроподовой фауны. Вверх песчаники сменяются алеврито-глинистыми пачками, которые содержат известняковые конкреции и прослои конкреционных мергелей и известняков. Их распределение по разрезу и по свитам неравномерно, особенно непостоянны они в средней свите (юрпаловской). В бассейне Нижней Ветлуги несколько снижается содержание песчаников и алевролитов и, наоборот, повышено количество карбонатных прослоев, к которым присоединяются и доломиты, приуроченные главным образом к средней свите. Этим разрезы данной «Ветлужской» зоны несколько обособляются от смежных. В этой зоне местами отмечается значительный размыв северодвинских образований до начала отложения вятских. Так, у д. Красные Поляны (*30 км* сев. пос. Ленинский) путятинская свита полностью отсутствует (Игнатьев, 1962, рис. 31).

Совершенно специфичны северодвинские (а также вятские и ветлужские) образования в районе, тяготеющем к Городец-Ковернинской тектонической зоне (Нечитайло и др., 1959). Перемятая толща, окаймляющая Воротиловский выступ фундамента, залегает на различных горизонтах перми до уржумского включительно. Она сложена сильно раздробленными и дислоцированными красноцветными песчано-глинистыми породами, включающими обломки и громадные глыбы карбонатных и галогенных пород от среднего карбона до казанского яруса. По мере удаления от выступа в толще появляется ясная слоистость, размер же обломков (в основном глин, мергелей, карбонатных пород) быстро уменьшается, они приобретают окатанность, часто образуют нормально пластующиеся линзы брекчий и конгломерато-брекчий. При постепенном уменьшении количества грубообломочного материала в конгломерато-глинистой толще она переходит в разрезы обычного облика. Возраст этой толщи, по фауне остракод и условиям залегания, определен Г. И. Бломом (1960) как верхнетатарский — нижнетриасовый.

На северном склоне Токмовского свода, в низовьях р. Оки, прогрессирует общее сокращение мощности северодвинского горизонта. При этом происходит последовательное выпадение из разреза нижних свит. В стратиграфически полных разрезах наблюдается отчетливое трехчленное деление горизонта, но только в тех случаях, когда в основании свит присутствуют базальные линзы русловых песчаников. Кверху эти песчаники или замещающие их песчано-алеврито-глинистые породы сменяются мергельно-глинистыми пачками, с прослоями доломитов и известняков. Характерно наличие отпечатков кубиков каменной соли, значительная магнезиальность пород, правда, меньшая, чем в подстилающих уржумских отложениях; вверх по разрезу она уменьшается. Отсутствием магнезиальных разностей пород отличается

Таблица 17

Литологические спектры разрезов северодвинского горизонта

Обозначения по рис. 17	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %							Литомодули	Тип разреза
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты		
	Кажим	201	—	0,5	—	93,7	5,8	—	—	3,05	г
	Опарино	128	—	0,6	2,3	71,3	10,8	15,0	—	3,37	кг
	Кай	159	—	1,4	6,6	62,3	22,7	7,0	—	3,27	„
30	Кирья	156	—	8,9	7,1	52,5	19,7	11,8	—	3,18	„
28	Рудничный	168	0,6	5,7	13,1	61,1	15,1	4,4	—	2,98	„
32	Трехи	97	4,8	24,3	33,9	30,3	3,9	2,8	—	2,13	га
27	Нефедовцы	201	0,7	14,6	39,6	23,0	14,9	6,0	1,2	2,60	„
24	М. Пиштань	105	1,7	47,3	37,7	—	13,3	—	—	1,76	па
22	Макарье	155	0,5	26,8	52,7	1,1	10,1	8,8	—	2,20	„
20	Переправа	80	—	13,1	23,7	46,8	12,5	3,9	—	2,70	аг
5	Владимирское	81	—	12,7	27,0	26,0	27,7	5,2	1,4	2,90	кг
35	Семенов	79	0,4	5,7	3,2	69,3	14,5	2,5	4,4	3,17	кг
17	Шарья	138	2,1	14,8	30,4	30,5	19,1	3,1	—	2,59	аг
1	Решма	100	2,0	18,6	7,7	54,5	15,3	1,9	—	2,68	пг
4	Давыдово	91	3,4	28,7	3,0	56,9	0,9	7,1	—	2,44	„
7	Н. Ларионово	81	0,2	21,4	10,2	47,9	12,5	6,0	1,8	2,76	„
8	Цыган-Касы	89	0,7	21,1	8,5	54,9	10,3	4,5	—	2,66	„
10	Курочкино	32	—	25,2	24,8	38,6	6,8	2,6	2,0	2,43	„
12	Монастырское	74	0,3	25,6	18,5	43,3	5,1	4,3	2,9	2,52	„
38	Кошки	132	1,2	34,2	—	59,6	—	4,1	0,9	2,48	„
39	Орлянская	114	—	0,5	25,6	54,5	10,2	5,0	4,2	3,06	кг
42	Ахратская	112	—	6,2	9,3	68,1	13,7	2,7	—	2,97	„
46	Кутулук	160	—	3,7	10,1	62,6	16,1	7,5	—	3,14	„
47	Бузулук	99	—	1,4	13,2	59,0	18,0	8,4	—	3,19	„
48	Сорочинская	119	0,4	33,8	—	63,9	1,5	0,4	—	2,33	пг
	Шуваловская	172	—	36,0	—	63,3	—	0,7	—	2,29	„
44	Виловатка	108	—	37,2	21,8	31,3	7,2	2,5	—	2,16	„
	Зайкино	142	—	14,1	19,7	66,2	—	—	—	2,52	„

путятинская свита, характеризующаяся, как и в других районах, богатым и специфическим фаунистическим комплексом.

В Чебоксарско-Тетюшском Поволжье, на северо-восточном склоне Токмовского свода, мощность северодвинского горизонта также невелика и составляет 50—80 *м*. В этом районе сложилось двучленное деление горизонта, так как слободская и юрпаловская свиты здесь различаются не четко. Подразделение разрезов также затрудняется, как отмечает В. И. Игнатьев, большой глубиной русловых врезов, достигающих в Чебоксарском Поволжье 30 *м*.

В пределах Чебоксарского Поволжья наблюдаются значительные изменения в соотношении пород. Основными породами в разрезах являются глины и песчаники. Относительное же преобладание в разрезах, при движении с запада на восток, переходит от песчано-алевритовых пород (Сумки — 63%) к глинам (Ново-Ларионово, Цыган-Касы — 48—55%) и карбонатным породам (Водолеево — 43%) (Сементовский, 1948). Уменьшение карбонатности (и мощности) нередко связано с приподнятыми участками (Юл-Ял, Соляново). В погружениях, наоборот, резко сокращается содержание песчаников и алевролитов.

На юге территории, в Куйбышевском Заволжье, северодвинскому горизонту соответствует малокинельская свита. Мощность его здесь вновь заметно возрастает, достигая местами 172—187 *м* (Шувалово — Бузулук). Горизонт сложен красноцветными, бледных тонов глинами,

содержание которых в большинстве случаев превышает 60%. Глины перемежаются с довольно многочисленными прослоями алевролитов и песчаников.

Маломощные прослои мергелей и известняков имеют преимущественное развитие в довольно узкой полосе между Бузулуком и Бугурусланом. В значительном количестве они концентрируются в нижней части разреза, иногда здесь появляются и доломиты. Некоторое возрастание карбонатности отмечается и в верхней части разреза. За пределами этой полосы, где общая карбонатность разреза снижается, карбонатные прослои сосредоточены почти исключительно в нижней трети разреза.

Вятский горизонт распространен на площади примерно в три раза меньшей, чем уржумский, будучи развит в основном лишь непосредственно в Московской синеклизе, переходя в северную часть Верхнекамской впадины, а также в Бузулукской впадине (рис. 51). Мощность горизонта в Московской синеклизе не превышает 60—80 *м* и лишь у восточного ее борта увеличивается до 100 *м*, а в Верхнекамской (Глазовской) впадине достигает 157 *м* (Кирья). В Бузулукской впадине мощность горизонта достигает 147 *м* (Виловатка).

В вятском горизонте абсолютное преобладание имеют глины. В большинстве случаев их содержание превышает 60—70%, а нередко достигает и 80—90% (табл. 18). Лишь в некоторых типах разрезов преобладание переходит к алевролитам и песчаникам. Карбонатные прослои развиты совершенно незначительно и представлены обычно конкреционными разностями мергелей и известняков.

В Верхне-Вятском районе горизонт подразделяется наиболее отчетливо на два осадочных ритма (свиты): быковский и нефедовский. Однако в большинстве разрезов такое расчленение провести с достаточной достоверностью не удается.

Нижняя песчаная пачка VIII свиты Н. Г. Кассина, лежащая в основании быковской свиты, аналогична другим базальным пачкам нижележащих свит. Она слагается врезанными в подстилающие отложения линзами полимиктовых разнозернистых косослоистых песчаников, нередко включающими автохтонные конгломераты с редким гравием кремнево-кварцевых пород. По простиранию песчаники замещаются пачками тонко переслаивающихся между собою алевролитов, глин и песчаников. Верхняя, большая часть свиты сложена в основном коричневато-красными известковистыми глинами. Они содержат маломощные прослои зеленовато-серых песчаников и алевролитов. Для глин характерно наличие многочисленных известковых конкреций, иногда образующих прослои конкреционных мергелей, реже известняков.

Базальная песчаниковая пачка нефедовской свиты отвечает верхней песчаной пачке VIII свиты Н. Г. Кассина. Врезание вмещающих ее палеорусел местами достигает, как указывает В. И. Игнатьев (1962), глубины 40 *м* (с. Шостаково). Вышележащая толща сложена красно-коричневыми известковистыми глинами и глинистыми алевролитами с прослоями мелкозернистых, преимущественно кварцевых песчаников. Для этой толщи также характерно наличие карбонатных конкреций, изредка наблюдаются прослои конкреционного мергеля, состоящего из «головчатых» стяжений и плитчатых известняков или доломитов.

В пределах Московской синеклизы развита в основном только быковская свита. Она лежит на размытой поверхности путятинских слоев, а на отдельных участках размыв достигает и юрпаловских. На юго-западе, в низовьях р. Теши, вследствие выклинивания северодвинских отложений, вятские глины ложатся непосредственно на палыгорскитовые глины уржумского горизонта.

Мощность базальных песчаниковых линз быковской свиты достигает 20—30 *м*. Однако это имеет место лишь в довольно узкой полосе

шириной до 50 *км*. Она вытянута вдоль северного склона Токмовского свода из района г. Яранска пологой дугой в направлении г. Семенова (рис. 52). Ответвление меньшей мощности достигает района г. Ветлуги. Западные окончания этих ветвей частично окаймляют зону развития конгломерато-глинистых образований, связанную с Ковернинскими дислокациями.

В более северных частях Московской синеклизы распространение песчаников резко уменьшается. Базальная пачка здесь во многих случаях отсутствует, а суммарная мощность песчаниковых прослоев во всей толще редко превосходит 2—4 *м*. Горизонт здесь сложен в основном красно-коричневыми, большей частью карбонатными глинами. Среди песчаников часто наблюдаются мелкозернистые, кварцевые разности. Обычны карбонатные конкреции, встречаются прослои мергелей и иногда известняков.

Нефедовские отложения достоверно не установлены, но к ним, вероятно, относится часть отмеченной выше глинистой толщи, а в Чебоксарском правобережье р. Волги — верхняя песчаниковая пачка свиты «*О*».

Таблица 18

Литологические спектры разрезов вятского горизонта

Обозначения по рис. 17	Пункт	Мощность в *м*	Содержание пород в %							Литомотули	Тип разреза
			конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты		
30	Кирья	157	—	0,3	11,7	77,8	4,8	5,4	—	3,03	ar
27	Путятино	1.1	0,7	19,6	8,1	67.3	4,0	0,3	—	2,55	„
17	Шарья	86	—	1,7	—	90,5	5,8	2,0	—	3,06	„
2	Юрьевец	3[illegible]	—	4,4	19.5	7[illegible],1	—	—	—	2,72	ar
3	Наумово	34	4,1	8,5	10,3	77,1	—	—	—	2,60	„
18	*Непогодиха*	30	2,7	49,0	23,1	23,5	—	—	1,7	1,76	ап
19	Урень	77	1,3	8,2	7,4	81 5	1,6	—	—	2,74	ar
21	Тонкино	49	—	57,2	14 3	28,5	—	—	—	1,71	ап
23	Втюринское	26	4,3	66,7	11,6	17,4	—	—	—	1,42	ап
7	Н. Ларионово	55	3,0	46,5	11,5	3[illegible],0	1,0	—	—	1,88	пг
44	Виловатка	147	—	41,5	—	58,5	—	—	—	2-17	пг
49	Ново-Сергеевка	70	—	7,8	—	92,2	—	—	—	2,84	пг

На юге территории вятский горизонт (кутулукская свита) сложен красно-коричневыми, часто вишнево-красными глинами, с прослоями и пачками песчаников и алевролитов. Песчаники содержат линзы и прослои конгломератов из гальки осадочных, местных пород, к которым иногда присоединяется галька уральских, метаморфических и изверженных пород. Прослои мергелей и известняков единичны.

Изучение фауны остракод татарского яруса, начатое около четверти века назад Н. П. Кашеваровой, вскоре привлекло к себе внимание многих исследователей возможностью получить, наконец, твердую основу для расчленения красноцветных отложений. При накоплении материала на больших территориях, однако, выявилось существование скольжения палеонтологических горизонтов, поколебалась уверенность в полной специфичности комплексов форм, принятых в качестве характерных. Видимо, необходима еще большая работа, чтобы данные по остракодам могли в полной мере служить целям стратиграфии.

На основании детального изучения остатков пелеципод и гастропод А. К. Гусевым (1955) татарский ярус подразделен на три фаунистических горизонта. Первый горизонт соответствует нижнетатарскому подъярусу. В его характеристике наиболее важное значение принадлежит фауне вятской зоогеографической провинции (роды микродонтелла, антраконавта, палеанодонта). В пространстве наблюдается скольжение подошвы горизонта: в Тетюшском Поволжье он занимает лишь небольшую пачку слоев в верхах подъяруса, в Казанско-Чебоксарском Поволжье распространяется на сухонские слои полностью, а на Верхней Вятке охватывает и верхи нижнеустьинских слоев.

Второй фаунистический горизонт соответствует северодвинским отложениям. Основное значение для него имеет северодвинская фауна, представленная комплексом опокиелл, олигодонтелл, палеанодонт (новые виды), палеомутел и гастропод.

Наиболее характерным элементом этих комплексов является специфическая гастроподовая фауна, развитая в различных фациальных типах отложений. Намеченный Г. И. Бломом (1952) в Горьковско-Тетюшском Поволжье «гастроподовый горизонт» представляет собою наиболее важный и наиболее надежный биостратиграфический уровень в татарских отложениях. Приурочен он в основном к верхам северодвинского стратиграфического горизонта (путятинской свите).

Аналогично первому фаунистическому горизонту вертикальное распространение указанных комплексов в пределах северодвинских отложений нарастает по разрезу вниз от Куйбышевского Заволжья, где гастроподы вообще отсутствуют, к северу.

Третий фаунистический горизонт соответствует вятским отложениям, к нему приурочено сообщество палеомутел (окская фауна).

Интересно отметить находки в татарском ярусе остатков морской фауны: некоторых брахиопод, пелеципод, члеников криноидей (Тихвинская, 1946, 307). Дополнительно к этому следует указать на наличие остатков акуловых и ганоидных рыб, которые часто обнаруживаются в местонахождениях наземных позвоночных.

Большое значение в стратиграфическом расчленении верхнепермских красноцветных образований имеют комплексы наземных позвоночных. Несмотря на относительную малочисленность местонахождений, они создают опорную сеть стратиграфических реперов, обеспечивающую увязку крупных стратиграфических подразделений в удаленных районах. Однако для того, чтобы эти задачи в полной мере осуществились на практике, необходимо устранить некоторые неточности, которые имеются в известной схеме И. А. Ефремова (1952). Совершенно правильно указывает В. И. Игнатьев (1962), что нет никаких оснований ни для выделения какого-то нового яруса между отложениями с ишеевским дейноцефаловым и северодвинским парейазавровым комплексами, ни для синхронизации последнего с горьковским батрахозавровым комплексом, который является более молодым.

Ишеевский дейноцефаловый комплекс приурочен к уржумскому горизонту. В его местонахождениях (Ишеево, Черемушка, Малая Кинель, Малый Уран и др.) преобладают крупные дейноцефалы, как хищные — титанозухи, так и растительноядные — тапиноцефалы, многочисленны и разнообразны стегоцефалы, главным образом архегозавриды.

Местонахождения северодвинского парейазаврового комплекса характеризуют северодвинский горизонт (Котельнич, Ильинское, Голошубиха, Каменка и др.). Основным и преобладающим элементом в них являются крупные парейазавры, постоянно ассоциирующиеся с гигантскими иностранцевиями, небольшими дицинодонтами, двинозаврами и др.

Горьковский батрахозавровый комплекс приурочен к вятскому

горизонту. В его местонахождениях (Горький, Пронькино и др.) присутствуют сравнительно мелкие архаичные виды батрахозавров и стегоцефалов в комплексе с нового типа тероцефалом.

Среди растительных остатков в татарском ярусе преобладают пыльцевые зерна хвойных, часты гинкговые и мало развиты кордаиты.

ОБОБЩЕННЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ КОРРЕЛЯТИВАМ

Значение минералогического состава терригенных компонентов пород для палеогеографических реконструкций было всесторонне рассмотрено В. П. Батуриным. Минералогический состав является дополнительным средством при стратиграфических сопоставлениях, особенно полифациальных комплексов и толщ, слабо охарактеризованных фаунистически. В разработке этой стороны вопроса, применительно к верхнепермским отложениям Приуралья, многое сделано С. Г. Саркисяном (1947, 1949 и др.). В то же время довольно большой материал такого рода, накопленный по верхнепермским отложениям, еще надлежащим образом не систематизирован. Такая систематизация не входит в задачи и настоящей работы, так как требует специального исследования. Поэтому здесь мы приводим лишь самые общие сведения, достаточно четко определившиеся зависимости, которые могут явиться отправным моментом для последующих работ.

При этом использованы материалы Т. В. Макаровой (1957), С. К. Нечитайло и др. (1959), Г. А. Шаповаловой (1951), В. М. Винокурова (1955), Г. Л. Миропольской (1955) и др.

На минералогический состав терригенных фракций оказывает влияние большое число факторов. Основными из них являются: петрографический состав древних питающих провинций; основные пути переноса терригенного материала; минералогическая дифференциация на путях переноса; смешение материала, поступающего из различных источников; петрографический состав отложений, в которых захоронается терригенный материал; фракционный состав изучаемого материала.

В составе терригенных компонентов верхнепермских отложений наблюдаются следующие особенности.

1. В шешминской свите терригенный материал характеризуется значительным содержанием зерен пород, невысоким — полевых шпатов (до 30%), переменным — кварца (от 10 до 80%). Согласно классификации Л. Б. Рухина (1956), подобные обломочные породы относятся к полевошпатовым и кварцево-полевошпатовым грауваккам (рис. 19). В отечественной литературе более употребителен примерно равноценный термин: «полимиктовый». Количество петрокластических компонентов в породах возрастает к востоку, с приближением к области питания.

В тяжелых фракциях преобладают черные рудные минералы (по средним значениям 50—65%). Содержание минералов группы эпидот-цоизита (до 10—18%) и устойчивых минералов (гранат, циркон, турмалин — до 12%) не является высоким. Однако наблюдается вполне отчетливое возрастание содержания первых с приближением к источнику сноса (до 25,8%), вторых в обратном направлении (до 26,5%).

2. В казанском ярусе по сравнению с уфимским не наблюдается существенных отличий в составе терригенных компонентов. Следует лишь отметить некоторое уменьшение содержания кварца и устойчивых минералов, а в верхней части яруса возрастание содержания минералов эпидот-цоизитовой группы. В связи с уменьшением содержания кварца обломочные породы казанского яруса квалифицируются как полевошпатовые граувакки или аркозо-граувакки (полевошпатовые полимиктовые породы).

Имеется вполне определенное сходство в составе терригенных компонентов морских и лагунных отложений. Подъярусная граница по минералогическому составу не отбивается. В верхнеказанском подъярусе отмечаются небольшие количества роговой обманки, возрастающие к юго-востоку. В разрезе у г. Белебея ее среднее содержание составляет 15%, а в верхних слоях разреза поднимается до 24%.

3. Переход от казанского яруса (белебеевской свиты) к татарскому фиксируется по резкому возрастанию содержания кварца и устойчивых минералов, некоторому снижению количества рудных минералов и эпидот-цоизита. В юго-восточных разрезах, наиболее приближенных к области питания, эти зависимости проявляются менее отчетливо.

4. Для нижнетатарских отложений, особенно их низов, характерно высокое содержание кварца (до 80—93%). Сравнительно с казанскими отложениями содержание кварца (по средним данным) возрастает почти в три раза и соответственно резко снижается до незначительной величины количество петрокластических компонентов. Эта особенность находит себе подтверждение и в наличии в низах татарского яруса мономинеральных (олигомиктовых) терригенных концентраций в виде прослоев кварцевых песчаников (алевролитов). Кверху терригенные породы этого ряда переходят в кварцево-граувакковые аркозы и кварцево-полевошпатовые граувакки.

В южных районах (Куйбышевское Заволжье) отмеченная закономерность не проявляется. Здесь обломочные фракции нижнетатарских отложений характеризуются полимиктовым составом при преобладании петрокластических компонентов. Равным образом и в северных районах содержание петрокластических компонентов быстро возрастает к востоку. Поэтому четкость минералогического признака в отбивке ярусной границы к востоку уменьшается и он постепенно теряет свое значение.

5. В Московской синеклизе низы татарского яруса также характеризуются высоким содержанием кварца. В отличие от восточной области здесь совершенно незначительна роль петрокластических компонентов, но заметно повышено содержание полевых шпатов. Подобные песчаники являются кварцево-граувакковыми аркозами.

6. Низы татарского яруса, по сравнению с казанским, характеризуются также резким (до 6 раз) возрастанием содержания устойчивых минералов. Среди последних значительное развитие получает гранат. Кверху постепенно увеличивается содержание минералов эпидот-цоизитовой группы. Наиболее высоким оно становится в верхнетатарском подъярусе. Такое соотношение действительно для северной и западной частей территории. В пределах Татарской АССР и южных районов, в противоположность этому, высокое содержание эпидота отмечается и в нижнетатарских отложениях, а повышенное содержание устойчивых минералов характеризует казанские.

7. Низы татарского яруса во многих районах, особенно на юго-востоке, выделяются повышенным содержанием роговой обманки. На юго-востоке Татарии ее содержание в тяжелых фракциях поднимается даже до 40—60%. Еще далее к юго-востоку, в разрезе у г. Белебея, ее содержание несколько снижено, но здесь в татарском ярусе появляются в больших количествах пироксены. Суммарное содержание обеих групп минералов составляет в среднем 36,6%, а по отдельным образцам — до 62%.

8. Верхнетатарский подъярус (северодвинский горизонт) характеризуется невысоким содержанием кварца (до 50%), при наличии в переменных количествах полевых шпатов (18—37%) и петрокластических компонентов (аркозо-грауваккн). В нем существенно повышено содержание эпидот-цоизита и местами устойчивых минералов. Появление этих соотношений, однако, не приурочено к подъярусной грани-

це, а происходит на разных уровнях и тем ниже, чем дальше к востоку расположен разрез. К тому же и изменения происходят постепенно, охватывая значительный интервал.

9. При рассмотрении общей последовательности изменения минералогического состава терригенных компонентов в верхнепермских отложениях выявляется в их составе наличие двух терригенно-минералогических циклов (рис. 18). Нижний цикл соответствует уфимскому и казанскому ярусам, верхний — татарскому. В пределах каждого цикла снизу вверх происходит уменьшение содержания кварца и соответственное возрастание количества петрокластических компонентов. В тяжелых фракциях кверху значительно (в 2—3 раза и более) возрастает

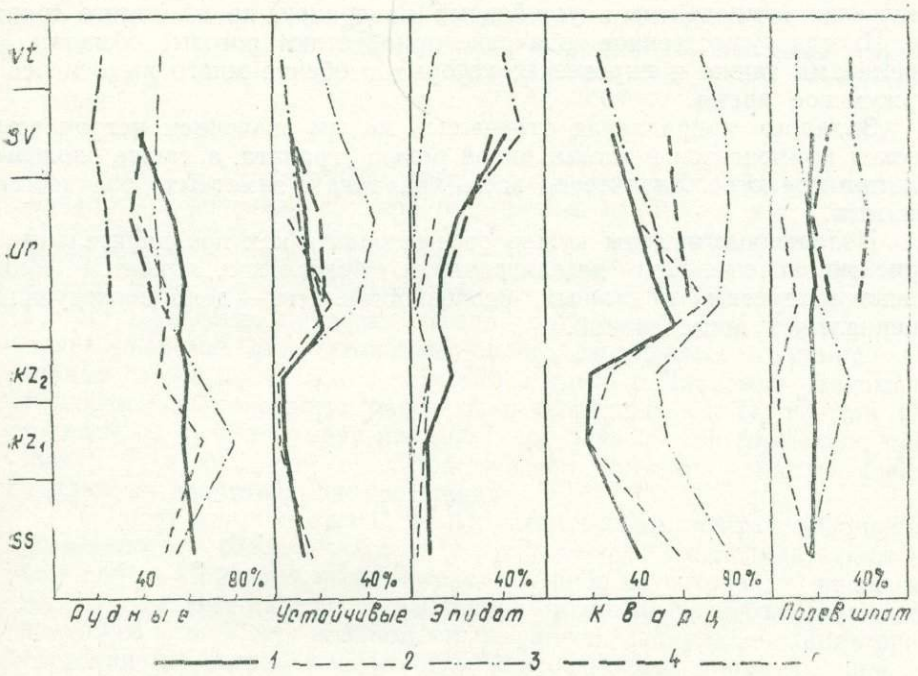


Рис. 18. Графики минералогического состава верхнепермских отложений.

Составлены по материалам для районов Верхнекамской впадины: *1* — Т. В. Макаровой (1957); *2* — Р. Р. Туманова (низовья р. Кильмези); *3* — В. И. Васильева (Верхняя Вятка); для Московской синеклизы: *4* — Т. В. Макаровой (1957); *5* — С. К. Нечитайло и др. (1959).

содержание минералов группы эпидот-цоизита, постепенно уменьшается содержание черных рудных минералов. Верхний цикл отличается от нижнего более высоким содержанием кварца в его основании, более высоким содержанием эпидот-цоизита в верхней части, повышенным уровнем содержания устойчивых минералов и меньшим количеством черных рудных минералов. На границе ритмов, соответствующей границе между казанским и татарским ярусами, происходит резкое, скачкообразное изменение состава терригенных компонентов, в особенности кварца и других устойчивых минералов.

Эти зависимости в большей или меньшей степени относятся ко всей территории, за исключением юго-восточных ее частей. Они показывают определенное единство уфимских и казанских отложений, оправдывая объединение их, если не в укрупненный ярус, то в подотдел, как это сделано в «Стратиграфии СССР».

10. Намеченные зависимости в первую очередь определяются наличием нескольких, в достаточной степени обособленных направлений

сноса. Общий комплекс терригенных компонентов, поступавших в позднепермскую область седиментации, был более или менее постоянным, но менялись количественные взаимоотношения компонентов. При этом весьма существенное значение имели процессы минералогической дифференциации, трансформации и интеграции на путях переноса, вплоть до места захоронения материала. Благодаря этому наблюдается общее возрастание содержания устойчивых минералов к центральным частям области седиментации, где влияние отдельных источников нивелируется. В этой связи показательно заметное возрастание содержания устойчивых минералов в Вятской зоне.

Восточные, уральские направления сноса характеризуются значительным количеством эпидота в северных и особенно в средних частях территории (Бирское направление). Южнее возрастает роль петрокластических компонентов и устойчивых минералов, прежде всего граната. Иногда существенное значение приобретают роговые обманки, а временами также и пироксены, которых особенно много выносилось в уржумское время.

Западные направления отличались малым значением петрокластических компонентов и повышенной ролью граната, а также полевых шпатов (на юге). Характерно здесь наличие в заметных количествах апатита.

Изложенные выводы нужно рассматривать как предварительные и ориентировочные. При детализации их, безусловно, выявится много новых интересных и важных особенностей. Это — дело последующих специальных исследований.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

«...изучение состава пород служит необходимым базисом для палеогеографических реконструкций».

Л. Б. Рухин

Познание петрографических особенностей верхнепермских пород началось и развивалось вместе с общим изучением этих отложений. Оно совершенствовалось и разнообразилось в соответствии с развитием петрографии осадочных пород. Петрографические данные используются в различной степени при всех геологических исследованиях. Петрографические признаки всегда учитывались при дробном расчленении разрезов, для уточнения биостратиграфических границ. Очень многие схемы расчленения татарского яруса в Поволжье основывались исключительно на петрографических признаках. П. И. Кротов (1882) первым расчленяет «ярус пестрых мергелей» на три горизонта, прослеживая их в виде скорее литологических, нежели стратиграфических единиц на значительном протяжении.

Однако годом позже С. Н. Никитин весьма скептически оценивает возможность объективного петрографического описания красноцветных пород. Приведем выдержку из его работы, которая, с одной стороны, показывает, насколько различной может быть субъективная оценка одних и тех же наблюдаемых фактов, с другой, — характеризует состояние петрографического изучения осадочных пород в конце прошлого века. «Никакого ясного деления всей толщи на три горизонта, о которых говорит Кротов, я на всем пространстве от устья Ветлуги до Козьмодемьянска не нашел... — пишет он. — Думаю даже, что подобного разделения всего обнажения на 20 с лишком, ясно разграниченных слоев, с показанием толщины каждого и дать нельзя в силу того уже, что все наши понятия о различии терминов: глинистый мергель, мергелистая глина, мергелистый песчаник, песчанистая глина, глинистый песок и так далее, суть понятия до такой степени субъективные, условные, что едва ли найдется два исследователя, которые бы дали хоть сколько-нибудь похожие описания одного и того же разреза, где все различие в слоях зависит от преобладания то того, то другого из трех тесно смешанных элементов песка, глины и извести» (Никитин, 1883, 189).

В противоположность подобным представлениям Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1885) дает первое петрографическое описание яруса пестрых мергелей. Его работы показали, что красноцветные отложения представляют собою не смесь «элементов песка, глины и извести», а закономерные геологические образования. Этим было положено начало петрографическому изучению верхнепермских отложений.

Большой детальностью и тщательностью отличаются исследования М. Э. Ноинского. На петрографических признаках основано его расчле-

нение верхнеказанских отложений, остающееся эталоном до настоящего времени. Он впервые дал послойную характеристику химического состава пород «волжского цехштейна» и их довольно подробную петрографическую характеристику. Правда, микроскопический метод им еще не применялся и классификация базируется на макроскопических, в значительной степени текстурных признаках (1899, 1924).

К макроскопическим петрографическим исследованиям относится и работа А. А. Чернова (1917). Она интересна и как первый опыт изучения верхнепермских красноцветов, преследующий решение конкретных прикладных вопросов, и как пример весьма тщательной документации большого бурового материала. Так, минимальная мощность слоя, которая еще фиксировалась в описании, была принята в 0,02 саж. (0,04 *м*), что позволило получить среднюю мощность слоя по разрезам как показатель детальности их описания в 0,15 саж. (0,32 *м*). Для татарского яруса Горьковско-Чебоксарского Поволжья средняя мощность слоя у П. И. Кротова составляет 2,3 *м*, у Ф. Ю. Левинсон-Лессинга 5 *м*, а у А. В. Нечаева 1 *м*. Следовательно, А. А. Чернов обеспечил детальность описания небывалую ранее и не всегда достигавшуюся впоследствии. Для сравнения укажем, что при наших описаниях татарского яруса средняя мощность слоя по опорным разрезам составляла 0,25—0,37 *м*.

Начало микроскопических исследований верхнепермских пород датируется двадцатыми годами текущего столетия. К этому времени относятся работы Б. П. Кротова (1925), Л. М. Миропольского (1929) Б. А. Успенского (1929). В последующие годы все более возрастают масштабы работ, расширяется методика исследований. Особое значение использование петрографических данных приобретает с 1935 г., когда начинается крупномасштабное структурно-геологическое картирование, а затем и структурное бурение. Все региональные схемы детального стратиграфического расчленения красноцветов основывались на петрографических признаках. Прослеживание опорных петрографических горизонтов, отличающихся какими-либо свойствами (состав, текстура, цвет, реже структура, фауна), явилось основой структурного картирования.

Довольно детальные петрографические исследования проводились в Чебоксарском Поволжье в связи с изысканиями створов ГЭС в 1938—1941 гг. По материалам этих изысканий выполнен ряд работ Л. М. Миропольским, Т. П. Афанасьевым, Д. Х. Хайрутдиновым, В. Н. Логиновой, Ю. В. Сементовским. К сожалению, не все материалы этих работ были опубликованы. Аналогичные работы, хотя и в меньшем объеме, проводились позже по створам Нижнекамской ГЭС.

Петрографический материал иного рода поступал в результате разведочных работ на месторождениях различного минерального сырья. Этот материал характеризует физико-механические особенности и некоторые другие технологические свойства в основном карбонатных пород, гипса и некоторых других ископаемых. Особенную ценность приобретали такие материалы в случае сочетания их с микропетрографическими данными.

После Великой Отечественной войны выполняется ряд общих тематических работ, посвященных изучению различных вопросов петрографии верхнепермских отложений. Среди них следует назвать работы В. И. Данчева (1947) по татарским отложениям, Г. А. Шаповаловой (1951) по нижнеказанским, В. И. Крупина (1951) и В. М. Винокурова (1955) по красноцветным казанским (белебеевским) отложениям, Г. Л. Миропольской (1955) по уфимским отложениям, Ю. В. Сементовского (1955, 1959) по морским казанским отложениям и др. Большой химико-аналитический материал обобщен Л. М. Миропольским (1956) в работе по топогеохимии пермских отложений Татарской

АССР. Значительный петрографический материал содержится также в работах коллектива ВНИГНИ, руководимого Т. В. Макаровой, в тематических работах различных геологических организаций, прежде всего Средневолжского геологического управления, треста «Татнефтегазразведка». Сведения по химизму и элементарному составу верхнепермских пород приводятся в ряде обобщающих работ А. П. Виноградова, А. Б. Ронова, В. М. Ратынского, С. М. Катченкова и др.

Несмотря на довольно широкий диапазон всех этих работ, все же в целом петрографическое изучение верхнепермских отложений (да и не только их) заметно отстает от решения вопросов стратиграфии и палеогеографии, мало используется при решении вопросов освоения месторождений строительного камня и в иных случаях.

В петрографическом отношении верхнепермские отложения представляют довольно сложные образования. Они содержат породы широкого спектра, начиная с грубообломочных — валунных конгломератов, через песчаники, глины, известняки, вплоть до хемогенных — галита. Среди этих пород выделяется до десяти основных петрографических типов и свыше сотни структурно-морфологических разновидностей. Последние во многих случаях имеют еще и генетические вариететы. Сколько-нибудь полное изучение и описание всего этого многообразия возможно лишь в специальной большой работе. Здесь мы ограничиваемся изложением лишь самых общих сведений.

Группа обломочных пород

Обломочные породы составляют 30,1% объема всей верхнепермской толщи на рассматриваемой территории. Незначительное развитие среди них имеют конгломераты (0,4%), наиболее обычны песчаники (16,4%), почти столь же характерны алевролиты (13,3%). Разновидности этих пород определяются вариациями как в размере и составе зерен обломочного материала и соотношении различных их фракций, так и в составе, количестве цементирующего материала и характере цементации. Наиболее типичным и характерным представителем обломочных верхнепермских пород является мелкозернистый полимиктовый глинистый песчаник. Взаимоотношения разновидностей обломочных пород по различным признакам показаны в таблице 19.

Конгломераты и гравелиты в верхнепермских отложениях имеют минимальное распространение. Среди них обособляются три типа. Первый тип отличается наличием обломков кремнево-кварцевых и других метаморфических, а также изверженных пород. Наиболее характерны цветные яшмы, различные кремни, белый кварц, реже, и только в более крупных фракциях, появляются порфириты и другие породы.

Размер обломков, всегда хорошо окатанных, варьирует в весьма широких пределах: от нескольких миллиметров (гравий) до нескольких дециметров (валуны). Наиболее обычны фракции крупного гравия и мелкой гальки.

Более широко распространены конгломераты второго типа, сложенные хорошо окатанными, изометричными или уплощенными мелкими гальками (и гравием) тонкозернистых известняков и цветных мергелей. Изредка встречаются и валунные конгломераты этого типа. Менее развиты промежуточные разности конгломератов смешанного состава.

В конгломератах обоих типов всегда присутствует в значительном количестве и песчаный полимиктовый материал. Но если в первом типе его состав однозначен с грубообломочным материалом, то во втором резко отличен. Цементом в конгломератах чаще всего является карбо-

Таблица 19

Разновидности обломочных пород

Типы пород		Разновидности		
		по размеру обломков	по составу обломков	по составу и содержанию цемента
крупнообломочные		Конгломераты **Гравелиты**	Кремнево-кварцевые **Мергельно-известняковые** (Глиняные)	(Глинистые) **Известково-глинистые**
мелкообломочные	песчаники	Крупнозернистые Среднезернистые **Мелкозернистые** Неравнозернистые Алевритовые	**Полимиктовые** Кварцевые	**Слабо глинистые** Глинистые Сильно глинистые **Известково-глинистые** Глинисто-известковистые
	алевролиты	Песчаные Крупнозернистые **Мелкозернистые**	**Полимиктовые** Кварцевые	Известковистые Сильно известковистые Гипсированные

Примечание. Выделены основные разновидности, заключены в скобки мало распространенные.

натно-глинистый материал. Как правило, цементация конгломератов более прочна, чем у вмещающих их песчаниковых пачек.

Конгломераты третьего типа, сложенные гальками слабых местных пород: глин, иногда песчаников, распространены мало. Они характеризуются плохой сортированностью обломочного материала, относительно малым размером залежей.

Песчаники в красноцветных толщах имеют обычно желтую окраску разных оттенков — от светлого до темного, иногда коричневатого или зеленоватого. Во многих случаях в кровле и подошве более мощных слоев появляются оторочки серовато-зеленого цвета. Зеленовато-серую и серую окраску приобретают песчаники (как и другие породы) в ореоле нефтяных эманаций. Такую же окраску имеют обычно и песчаники морских формаций. Однако в них появляются местами и специфические красноокрашенные разности.

Величина зерен обломочного материала в песчаниках в подавляющем большинстве случаев лежит в пределах мелкозернистой размерности (0,1—0,25 *мм*). Сравнительно редко появляются среднезернистые, а тем более крупнозернистые (0,5—1,0 *мм*) разности. Вместе с тем отсортированность обломочного материала не может считаться хорошей. Наряду с основной, мелкозернистой фракцией всегда присутствуют в переменных количествах другие размерные фракции, наиболее же обычной примесью является алевритовый материал. Содержание последнего исчисляется нередко десятками процентов, достигая 30—35%. В связи с тем, что при этом в породе присутствует еще карбонатно-глинистый цемент, содержание собственно песчаных фракций в песчаниках обычно невелико и часто не превышает даже 50% (табл. 20).

Зерна песчаного материала имеют обычно более или менее изометричную форму, часто удлиненную или же менее правильную. Окатанность зерен большей частью довольно хорошая, но нередко констатируется явное снижение степени окатанности, особенно в нижних частях осадочных ритмов, а также по мере уменьшения размера обломоч-

ного материала. Поэтому в мелкоалевритовых фракциях зерна почти неокатаны.

По составу обломочного материала рассматриваемые породы в преобладающей части являются полимиктовыми и относятся к полевошпатовым граувакка м или аркозо-граувакка м (рис. 19). Вместе с тем намечается эволюционное смещение состава пород в верхнем осадочном цикле (татарский ярус) в сторону уменьшения содержания петрокластических компонентов и значительного увеличения содержания кварца. Поэтому в татарском ярусе заметным распространением поль-

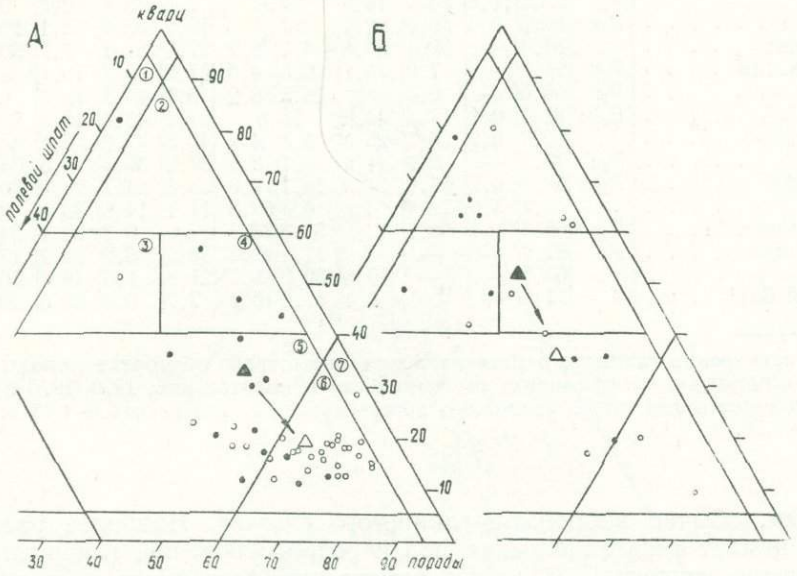


Рис. 19. Минералогический состав обломочных пород.

Осадочные циклы: А — нижний (уфимский ярус — точки, казанский ярус — кружки); Б — верхний (уржумский горизонт — точки, северодвинский горизонт — кружки) Треугольники — соответствующие средние точки, стрелки — направление эволюции состава. Типы пород (классификация Л. Б. Рухина (1956): *1* — полевошпатово-кварцевый песчаник; *2* — полевошпатово-граувакковый кварцевый песчаник; *3* — кварцево-граувакковый аркоз, *4* — кварцево-полевошпатовая граувакка; *5* — аркозо-граувакка; *6* — полевошпатовая граувакка; *7* — бесполевошпатовая граувакка.

зуются олигомиктовые породы — кварцевые, полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты с соответствующими промежуточными разностями. Содержание петрокластических компонентов повышается в верхней части каждого осадочного цикла.

В составе петрокластических компонентов наиболее обычны кремнистые породы и разрушенные, трудно определимые зерна различных пород. В их числе удается констатировать диабазы, диабазовые порфириты, хлоритовые и кремнистые сланцы, реже кварциты, а также песчаники и другие осадочные породы. В отдельных случаях (Зараменье и др.) в заметном количестве появляются зерна карбонатных пород и органогенный детрит местного происхождения.

Особое место занимает растительный детрит. Мелкие растительные обрывки присутствуют нередко в сероцветных песчаниках (и чаще в алевролитах), располагаясь обычно на плоскостях наслоения. В мощных же толщах песчаников встречаются местами и целые древесные стволы.

Характер цементации песчаников разнообразен вследствие вариаций в содержании цемента. При большом содержании он является ба-

Таблица 20

Гранулометрический и компонентный состав некоторых песчаников и алевролитов

Пункт	Ярус	Нерастворим. остаток	Гранулометрический состав в % к нерастворимому остатку						Компонентный состав в % к породе			
			1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	менее 0,01	песок	алеврит	глина*	карбонаты
Пижма	P_2t	93,9	11,6	63,0	15,6	2,4		7,0	85,0	2,3	9,9	2,8
„	P_2kz	84,3	0,6	50,3	22,7	7,2		19,2	62,0	6,1	20,2	11,7
Зараменье	„	81,4	—	32,1	30,6	4,3	5,2	27,8	51,1	7,7	30,3	10,9
Кам. Поляны	P_2u	91,3	—	7,0	44,1	6,5	4,6	37,8	46,7	10,1	34,7	8,5
Копань	P_2t	66,0	—	0,3	68,9	16,5	8,2	6,1	45,7	16,3	6,1	31,9
Пижма	P_2kz	81,2	0,1	12,5	40,9	18,8		27,7	43,4	15,3	28,1	13,2
Цепочкино	„	80,7	0,2	26,5	25,3	3,3	4,2	40,5	42,0	6,1	43,7	8,2
„	P_2u	73,7	—	9,2	44,2	5,7	3,3	37,6	39,4	6,6	34,0	20,0
Зараменье	P_2kz	68,3	0,2	11,6	24,3	16,1	19,0	28,8	24,7	24,0	26,3	25,0
„	„	60,4	3,0	14,4	6,8	6,4	58,3	11,1	14,6	39,1	9,1	37,2
Цепочкино	P_2u	68,3	—	0,1	13,5	34,8	13,7	37,9	9,3	33,1	34,2	23,4
Красновидово	P_2t	81,7	—	—	3,9	17,4	42,8	35,9	3,2	49,2	47,1	0,5
„	„	63,5	—	—	2,5	30,0	45,7	21,8	1,6	48,0	20,8	29,6
Красный Бор	„	71,0	—	0,1	0,4	37,0	40,4	7,7	0,3	55,0	20,1	24,6

* Растворение глинистого материала при кислотной обработке породы учитывалось с помощью коэффициента растворимости (Сементовский, 1959, 1970 б). Величина последнего для пород уфимского яруса равна 1,23, казанского — 1,34 и татарского — 1,50.

зальным, обычно карбонатно-глинистого состава. Наиболее распространен цемент типа заполнения пор и соприкосновения, глинистый или карбонатно-глинистый. В целом цементация песчаников сравнительно слабая, нередко они рассыпаются в песок даже от прикосновения. С другой стороны, конкреционные участки кальцитового цемента типа заполнения отличаются высокой прочностью. Особняком стоят песчаники (и алевролиты) с гипсовым цементом пойкилитового типа.

Для песчаников, наряду с горизонтальной наслоенностью, особенно характерны косослоистые текстуры. Мощность косослоистых серий в них обычно измеряется несколькими дециметрами («крупная» — по Л. Н. Ботвинкиной) и лишь в редких случаях (Сентяк) достигает 1,5—2 *м* («очень крупная»). Серийные швы преимущественно прямолинейны, лишь изредка наблюдаются изогнутые. Большей частью они располагаются параллельно, но отмечается также смещенная и перекрестная ориентировка. Различно и направление слойков в сериях, хотя несколько чаще наблюдаются однонаправленные пачки. Наклон слойков в пределах серий разнообразен, чаще они параллельны и прямолинейны, но нередки также сходящиеся, вогнутые, выпуклые. Полное исследование косой слоистости в верхнепермских отложениях представляет самостоятельную большую задачу.

Алевролиты окрашены в желтовато-коричневые цвета разных оттенков, нередко в серовато-зеленый, иногда — серый. Генетически алевролиты тесно связаны с песчаниками, часто содержат мелкопесчаные фракции. Среди обломочного материала алевритовой размерности преобладающими чаще являются мелкоалевритовые фракции. Общее же содержание алевритового материала сравнительно редко превышает 50% (табл. 20).

По минералогическому составу алевролиты мало отличаются от песчаников. Среди них также встречаются олигомиктовые — кварце-

вые разности, более же обычны полимиктовые. В составе последних обычно отмечается лишь несколько меньшее содержание петрокластических компонентов.

В алевролитах более широко, чем в песчаниках, развит глинистый и карбонатно-глинистый цемент и реже встречается известковый. Повышено содержание цемента, в связи с чем тип цементации чаще базальный, или заполнения поровых пространств. Для глинистого цемента во многих случаях характерно развитие петельчатой структуры, обязанной скоплениям ориентированных чешуек глинистых минералов вокруг обломочных зерен.

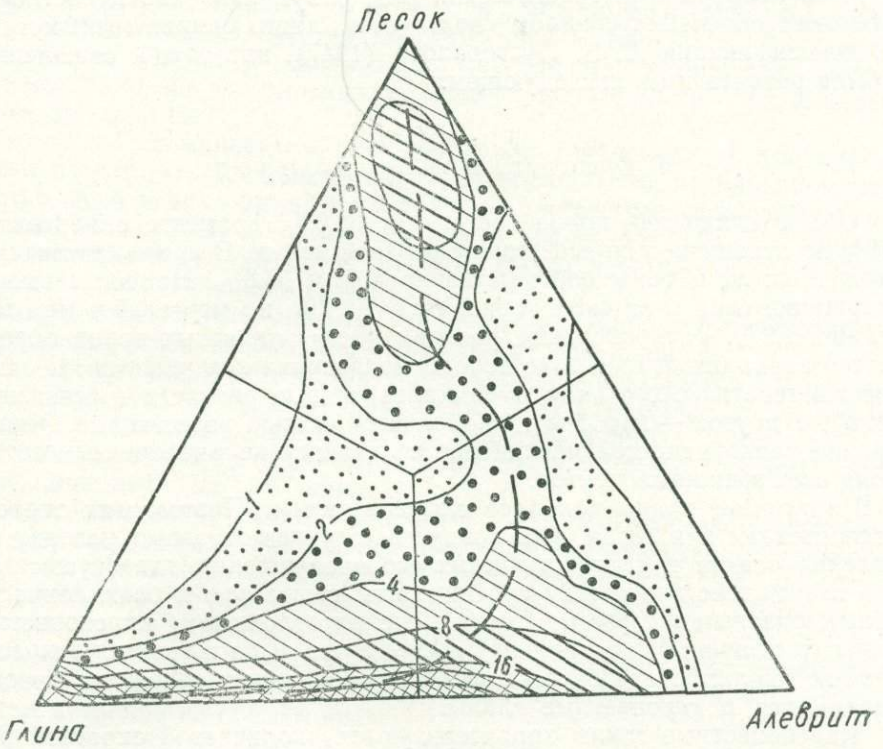


Рис. 20. Обобщенная гранулометрическая характеристика терригенных пород (за вычетом карбонатной части).

Изолинии проведены по условной плотности точек (на сотую часть классификационного треугольника 1; 2; 4; 8; 16; 32; 64 точки). Прерывистая линия — направление эволюции состава.

При рассмотрении гранулометрического состава верхнепермских терригенных пород в совокупности выявляются особенности, важные не только для характеристики самих пород, но и для решения некоторых общих вопросов классификации. На рис. 20 представлено распределение в классификационном треугольнике 675 фигуративных точек компонентного состава терригенной части пород. Наибольшее количество точек расположено вдоль стороны «глина — алеврит». При этом здесь отмечается некоторое возрастание содержания точек вблизи вершины «глина» и в интервале содержания глинистого материала 40—70%. Максимум меньшей плотности расположен близ вершины «песок». Оба эти максимума объединены полосой относительно повышенной плотности точек, несколько смещенной от центра треугольника к его стороне «алеврит — песок». В существенно песчаных породах довольно значительно содержание алеврито-глинистого материала, причем соотношение этих

двух компонентов близко к отмеченному выше второму максимуму в середине стороны «глина — алеврит».

Рассмотренные материалы, во-первых, дают представление о компонентном составе типичных представителей верхнепермских глин, алевролитов и песчаников. Во-вторых, и это главное, они еще раз подтверждают генетическое единство всех терригенных пород, направление эволюционного развития которых также намечено на треугольнике. В-третьих, эти материалы со всей очевидностью показывают ошибочность выделения в классификационном треугольнике полей так называемых смешанных, или «мусорных» пород. Разнообразные «суглинки» и «супеси», «гипалевриты» и «гипопелиты», «хлидолиты» и «миктиты» вклиниваются в непрерывный генетический ряд, разрывают его целостность. С рассмотренным материалом согласуется лишь ранняя асимметричная классификация Л. В. Пустовалова (1947), которая, к сожалению, не была развита им в последующем.

Группа глинистых пород

Объем глинистых пород составляет 38,0%, а вместе с мергелями 47,1% по отношению ко всей толще верхней перми. В красноцветных же отложениях их объемы соответственно 46,2 и 55,8%. Наиболее высоко содержание глин в вятском горизонте — 66,2%, но мергелей в нем всего лишь 1,2%. Разнообразные разновидности глинистых пород определяются вариациями в составе породообразующих компонентов. С одной стороны генетического ряда имеем алевритовые разности (песчаные — редко), с другой — карбонатные, большей частью известковые. Многообразие разновидностей увеличивается вследствие одновременного наличия всех трех компонентов.

В эпигенезе глины наиболее консервативны. Поэтому их окраска, красноцветная или серая, в большинстве случаев отражает условия накопления осадка и диагенетических его превращений, где осуществлялось взаимодействие между органическим веществом и реакционноспособным окисным железом. Среди морских отложений красноцветные глины (в отличие от песчаников) отсутствуют. В то же время в красноцветных толщах, среди бассейновых и аллювиальных отложений, иногда встречаются и сероцветные глины.

Красноцветные глины характеризуются коричневой окраской разных оттенков, от светло- (и бледно-)коричневого до красно-коричневого, иногда наблюдается желтоватый оттенок. Окраска обычно равномерная и лишь изредка, при эпигенетических изменениях, в алевритовых разностях появляется пятнистая окраска. Для глин характерен крупный, плоскораковистый излом, иногда скорлуповатая или мелкощебневатая отдельность.

Под микроскопом глины характеризуются пелитовой и алевро-пелитовой структурой. Глинистый материал представлен четырьмя компонентами. Основную часть породы слагает изотропная масса, вероятно, скрытокристаллического строения. В ней располагаются ясно-кристаллические чешуйки, размер которых измеряется сотыми долями миллиметра (в пределах 0,005—0,05). Эти чешуйки обычно компонуются в характерные агрегаты: спутанночешуйчатые, «скелетные», параллельные. В последнем случае наблюдается общая ориентировка всех чешуек параллельно слоистости, что создает в скрещенных николях анизотропию породы (род сланцеватой текстуры). При наличии алевритового материала образуется петельчатая текстура обволакивания. При этом тонкочешуйчатые новообразования возникают преимущественно близ обломочных зерен, ориентируясь тангенциально к их

поверхности. Это создает как бы зачаточные, однослойные оолиты, рельефно выделяющие зерна кластического материала.

Характерным компонентом красноцветных глин являются гидроокислы железа. Под микроскопом они обнаруживаются в виде тонких и тончайших сгустков, измеряющихся тысячными долями миллиметра. Уже при средних увеличениях они сливаются, придавая всей породе равномерную красновато-коричневую окраску.

Четвертым компонентом является пелитовый обломочный материал, размером 0,01—0,005 *мм*. В его составе фиксируется только кварц. Остальные минералы сильно изменены и неопределимы.

Алевритовый материал в глинах присутствует в переменных количествах, хотя нередко встречаются и разности, совершенно лишенные его. Преобладающими являются мелкоалевритовые фракции, но при повышении количества кластического материала возрастает и размер зерен. Песчаные (мелкопесчаные) фракции встречаются редко и выглядят обычно совершенно чуждыми включениями среди более мелкого материала.

Обычным компонентом глин являются также карбонаты — кальцит и доломит. Некарбонатные глины находятся в подчиненном количестве, но и в них обычно наблюдаются рассеянные, одиночные карбонатные зерна. Размер последних редко превышает 0,01 *мм*. Форма зерен изометричная, они представляют собою нечетко оформленные ромбоэдры с округленными гранями.

Глины сероцветные — серые, темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком или зеленовато-серые, в отличие от красноцветных всегда содержат растительный детрит. Он чаще всего тонко распылен и обуглен. Встречаются и более крупные фрагменты, а на плоскостях наслоения и цельные листья. Новым компонентом является и пирит, рассеянный в породе в виде тонких и тончайших кристалликов (от 0,5 микрона) или образующий округлые скопления.

Особняком стоят глины перемытые — так мы называем глиняно-глинистые песчаники. В них обломочный материал представлен мелкими глиняными «окатышами» обычно песчаной размерности (0,3—0,5 *мм*), реже несколько крупнее 1 *мм*. «Окатыши» несколько различны и по окраске и по строению. В равной мере отличается от них и глинистый цемент породы. Благодаря этому перемытые глины имеют характерную мелкопятнистую окраску, обнаруживаемую при внимательном рассмотрении на свежем срезе.

Из числа минеральных выделений в красноцветных глинах наиболее часто встречаются карбонатные конкреции. Нередко они образуют конкреционные горизонты, связанные взаимопереходами с прослоями конкреционных известняков.

Непостоянным и генетически чуждым для глин компонентом является гипс. Он встречается в виде пойкилитовых импрегнационных выделений, конкреций зернистого гипса (иногда ангидрита) и прожилков селенита.

Специфичны палыгорскитовые выделения, отмечающиеся в глинистых толщах татарского яруса. Особенно обильны они в уржумских отложениях Горьковского Поволжья (включая низовья р. Оки). Характерна частая приуроченность палыгорскита к выделениям гипса. Но эти минералы — антагонисты: появление палыгорскита сопровождается исчезновением гипса.

Мергели относятся к категории переходных (но не «смешанных») пород, связывающих между собою группы глинистых и карбонатных пород. Наибольшим распространением мергели пользуются в уржумских отложениях. В них же особенно широко развиты доломитовые разности мергелей. Цвет мергелей, сравнительно с другими породами, варьирует наиболее широко. Наблюдаются цвета от светло-серого,

серого, бледно-розового, через бледно-коричневый, до желтого, желто-коричневого и красно-коричневого. Встречаются мергели пятнисто-окрашенные.

Под микроскопом прежде всего устанавливается наличие тонкозернистого карбонатного материала, который или слагает основную часть породы, или рассеян в глинистой массе. Последняя же, в отличие от глин, представлена обычно изотропным материалом, далеко не всегда различимым среди карбонатных зерен. Лишь в некоторых глинистых мергелях наблюдается тонкочешуйчатое строение глинистой части породы. Алевритовый материал в мергелях присутствует в переменных количествах, иногда достигая 20—25%.

По данным гранулометрических анализов устанавливается, что верхнепермские глинистые породы большей частью относятся к разряду крупнодисперсных (крупнопелитовых), т. е. в составе глинистых фракций преобладают частицы 0,01—0,001 *мм* (табл. 21). Однако сле-

Таблица 21

Гранулометрический состав глинистых пород
(анализ методом пипетки)

Пункт	Геологический возраст	Нерастворимый остаток в %	Содержание фракций в % к породе							Карбонаты по CO_2
			Более 0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	менее 0,001		
								в нерастворимом остатке	в растворенной части	
Монастырское	P_2t	68,2	0.3	9,5	17,8	7,8	17,5	15,3	4,7	27,1
„	„	93,4	0,1	6,7	22,5	17,5	30,9	15,6	2,9	3,8
Камские Поляны	P_2kz	75,7	—	1,5	7,4	18.4	35,2	13,2	16,2	8,1
Слудка	„	84,0	0,1	1,1	8,9	18,3	41,0	14,6	15,5	0,5
Цепочкино	„	81,8	0 1	5,0	37,0	9,8	20,5	9,4	14,5	3,7
„	P_2u	85,5	0,1	7,6	19,6	11,5	30,3	16,4	12,0	2,5
„	„	90,5	0,5	2,5	8,3	42,7	11,2	25,2	8,5	1,1
Камские Поляны	„	83,9	0,2	5,5	8,9	15,4	31,9	21,9	7,5	8,7
„	„	83,1	1.9	4.1	22,5	13,4	27.8	13,4	10,9	6,0
Красный Бор	„	77,9	0,1	1,1	28,9	16,1	21,8	9,8	15,8	6,4

Примечание. Растворенная некарбонатная часть отнесена полностью к тонкодисперсным фракциям (менее 0,001 *мм*).

дует заметить, что гранулометрический анализ, особенно пипеточным методом, и тем более при наличии заметной раскристаллизации субколлоидного глинистого материала, дает лишь некоторое приближение к первичным соотношениям фракций. Высокая дисперсность глинистого материала подтверждается и характером рентгенограмм, которые обычно дают сильно размытые линии.

При интерпретации данных по химическому составу глинистых пород мы стремились освободиться от влияния карбонатов. Для нахождения их количества, при отсутствии определений CO_2, использовался способ поправочных коэффициентов (Сементовский, 1970б). С его помощью учитываются и исключаются из пересчета на карбонаты количества CaO и MgO, связанные с силикатными компонентами. В целом химический состав всех верхнепермских глин очень однообразен. Его колебания определяются в первую очередь наличием примесей — карбонатного и обломочного материала. При сравнении состава малокарбонатных глин (табл. 22) отмечается некоторое возрастание по разрезу снизу вверх глинозема (максимум в уржумском горизонте) и окислов

Таблица 22

Средний химический состав малокарбонатных глин

Геологический возраст	Содержание в породе в %												в некарбонатной части	
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	CO_2	nnn*	прочие	CaO	MgO
Валовые														
P_2t_2	54,52	0,57	17,78	8,59	1,19	2,21	4,62	1,78	1,00	1,27	5,60	0,87	0,63	4,52
P_2t_1	54,92	0,28	19,06	6,04	1,90	1,93	4,44	2,15	1,35	1,37	6,00	0,56	0,68	4,00
lP_2kz	57,39	0,58	17,73	6,09	1,43	2,23	4,29	1,78	1,15	1,35	5,78	0,20	0,79	4,09
mP_2kz	55,21	0,58	17,20	4,40	2,74	3,99	4,19	2,98	1,37	2,30	4,75	0,29	1,06	4,19
P_2u	52,92	0,44	16,62	6,97	1,51	4,15	3,94	3,68	1,92	2,98	3,83	0,44	1,05	3,87
P_2 среднее	55,00	0,49	17,68	6,42	1,75	3,02	4,29	2,48	1,35	1,85	5,19	0,48	0,84	4,17
То же, с исключением карбонатов	57,38	0,51	18,45	6,70	1,82	0,88	5,35	2,59	1,41	—	5,42	0,50		
Фракции менее 0,001 *мм*														
P_2kz	53,51	—	19,66	9,85		0,77	3,80	2,45	1,17	—	6,87			
P_2u	47,84	—	19,27	10,70		1,28	3,37	2,22	1,02	—	9,78			
Морские и бассейновые глины аридной зоны	58,54	0,92	14,47	7,60	—	1,13	2,39	4,19	0,84	—	6,27			
Монтмориллонитовые глины	56,22	0,39	19,65	6,63		1,98	3,95	1,42	1,32	—	8,46			
Гидрослюдистые глины	49,62	0,65	24,68	8,45		1,15	3,82	5,41	0,45	—	6,30			

*) Потеря при прокаливании без CO_2.

железа (максимум в северодвинском горизонте). Содержание щелочей уменьшается снизу вверх в пределах каждого осадочного цикла.

Важно отметить, что возрастные различия более заметны, нежели фациальные. Поэтому сероцветные казанские глины, сравнительно с красноцветными, не имеют каких-либо отличительных особенностей, за исключением, разумеется, повышенного содержания закисного железа. Это подтверждает установившиеся представления об аллотигенности минералов глин (Ратеев, 1964), которые формируются не столько в бассейнах осадконакопления, сколько на водосборах, под воздействием общей климатической обстановки.

Верхнепермские глины по своему химическому составу близки морским и бассейновым глинам аридной зоны (см. Ронов, Хлебникова, 1957). Они отличаются от последних лишь повышенным содержанием MgO и пониженным K_2O.

Состав тонкопелитовых фракций верхнепермских глин наиболее близок монтмориллонитовым. От этих глин они отличаются несколько более высоким содержанием окислов железа и калия. Последнее обстоятельство свидетельствует о наличии в глинах, вместе с монтмориллонитом, также и гидрослюд.

В совокупности данных химического и спектрального анализа глинистых пород намечается следующее распределение элементов по декадам:

свыше 10%	— O, Si
10—1%	— Al, Fe, Mg, Ca, K
1 — 0,1%	— Na, Ti, (C, S)
0,1—0,01%	— Mn, Ba, Sr, Cr, V, (Cl)
0,01—0,001%	— Zr, Cu, Ni, Co, Ga
менее 0,001%	— Be, B, J.

Единообразие верхнепермских глин подтверждается и характером термограмм их нерастворимых остатков (рис. 21). Общим для большинства термограмм является наличие трех эндотермических реакций. Низкотемпературная реакция, в интервале температур от 100—120 до 160—180° С, обусловлена потерей межслойной воды. Часто она осложняется площадкой при температуре 210—230° С, связанной с наличием в поглощающем комплексе двухвалентных гидратированных катионов. Среднетемпературная реакция в интервале от 530—550 до 570—630° С обязана удалению гидроксильных групп решетки глинистых минералов. Высокотемпературная эндотермическая реакция малой интенсивности наблюдается в интервале 830—890° С. Часто она переходит непосредственно в экзотермическую реакцию малой и средней интенсивности с максимумом при 930—950° С.

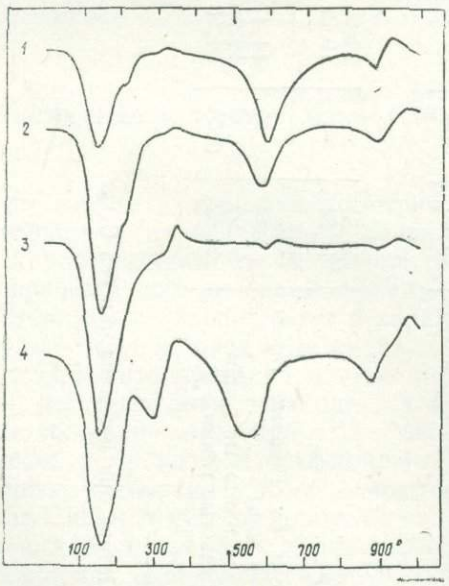


Рис. 21. Типовые термограммы глин.

Типы: *1* — гидрослюдистый; *2* — монтмориллонитовый; *3* —аллофаноидный; *4* — палыгорскитовый.

При расшифровке термограмм особые трудности создаются тем обстоятельством, что вторая (среднетемпературная) эндотермическая реакция монтмориллонита наблюдается в пониженном интервале температур, совпадающем с аналогичной реакцией у гидрослюд. Это имеет

место, как известно, в железистых монтмориллонитах. В связи с этим единственным критерием для суждения о минералогической природе глинистого материала остается соотношение интенсивностей (площадей) первой и второй эндотермических реакций. У монтмориллонитов первая реакция наиболее интенсивна, у гидрослюд она нередко подчинена второй. Разумеется, указанные зависимости можно использовать лишь как сугубо качественные показатели.

Изучение глинистых фракций под электронным микроскопом показало настолько высокую их дисперсность, что составляющие эти фракции компоненты группируются обычно в бесформенные субмикроскопические агрегаты и не различимы. Среди распознаваемых компонентов устанавливается наличие в основном гидрослюды и монтмориллонита. Реже наблюдается каолинит и изредка галлуазит.

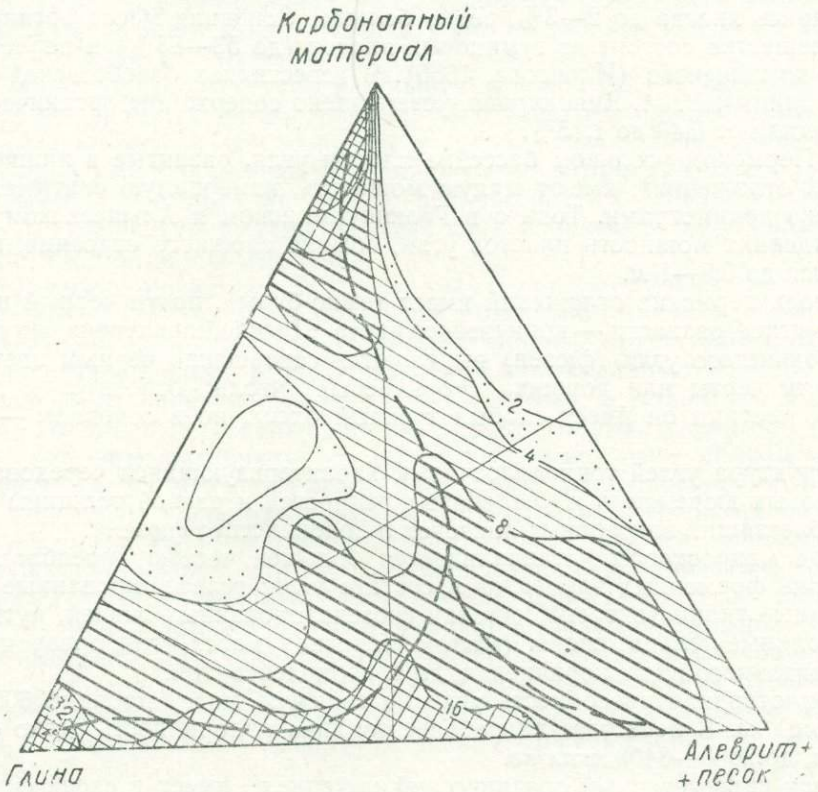


Рис. 22. Обобщенная компонентная характеристика карбонатно-терригенных пород.

Градации плотности: 2; 4; 8; 16; 32 точки на сотую часть классификационного треугольника. Тонкие линии — границы полей по схеме Казанского геологического института (Кирсанов, Сементовский, 1955). Прерывистая линия — направление эволюции состава.

При рентгеноструктурных исследованиях получению ясных снимков также препятствует высокая дисперсность материала. Относительно лучшие результаты дают фракции 1—0,1 *мк*. В качестве основных компонентов фиксируются гидрослюды (диоктаэдрические) типа гидромусковита и монтмориллониты. Отмечается также наличие каолинита.

При рассмотрении компонентного состава карбонатно-глинистых пород, по результатам 872 анализов, выявляется заметная их обособленность от группы существенно карбонатных пород (рис. 22). При возрастании карбонатности глинисто-алевритовых пород в них одновременно

возрастает содержание второго компонента. Поэтому переход к группе существенно карбонатных пород намечается через карбонатно-глинистые алевролиты, при содержании в них обломочных фракций менее 50%. Однако это направление эволюции выражено относительно слабо. В существенно карбонатных породах основной терригенной примесью является глинистый материал.

Группа углистых пород[1]

Примесь растительного, нередко обугленного материала, наиболее часто наблюдается в различных породах, главным образом в глинах и известняках раннеказанского возраста. В глинах лингуловой пачки содержание органического вещества обычно лежит в пределах до 1—1,5%, поднимаясь иногда до 2—3%, редко больше. Основная масса органического вещества состоит из гуминовых кислот (до 53—83%) и нерастворимых компонентов (Ильясова, 1955). В известняках белебеевской свиты, по данным В. М. Винокурова, установлено содержание органического вещества от 0,43 до 1,15%.

В Пермском угольном бассейне пласты угля, развитые в нижнеказанских отложениях, имеют малую мощность, измеряемую сантиметрами, реже дециметрами. Только в Голюшурминском и Альшеевском месторождениях мощность пластов угля, обычно сложного строения, поднимается до 0,5—1 *м*.

Уголь пермских отложений имеет темно-бурый, почти черный цвет, более мягкие разности — коричневого цвета. Прослойки витрена и кусочки волокнистого угля (фюзен) выделяются совершенно черным цветом. По цвету черты или порошка (коричневый) уголь относится к типу бурого, местами он имеет слабый тусклый блеск, но в основном — матовый.

Структура углей тонкополосчатая, характеризующаяся чередованием матовых дюреновых и клареновых разностей и разной толщины (до 2 *см*) блестящих витреновых линзочек и волокнистого фюзена.

Под микроскопом устанавливается большей частью преобладающая роль форменных элементов в составе угля: гелефицированные растительные ткани (витрен), остатки фюзенизированных тканей, кутикула, смоляные тельца, споры (мало). Основная масса угля прозрачная, коллоидального вида, коричневая, до слабокрасноватой.

Теплотворная способность угля на горючую массу порядка 6000—7500 *ккал/кг*. В пересчете на рабочее топливо калорийность резко снижается, до 2600—3400 *ккал/кг*.

Если сингенетичный органический материал имеет в своей основе гумусовую природу (содержание битумов в нем редко превышает 4—6%), то эпигенетические концентрации представлены битумами нефтяного ряда.

Группа карбонатных пород

Объем карбонатных пород в верхнепермских отложениях — 18,7%. В красноцветных формациях он снижается до 6,9%, в морских возрастает до 52,9%. Доломиты и известняки содержатся примерно в равных количествах. В нижнеказанских отложениях несколько больше известняков, в верхнеказанских резко преобладают доломиты. Многочисленны разновидности этих пород. Они определяются изменением соотношения породообразующих карбонатов, наличием терригенных примесей, а главным образом структурными вариациями. По структурно-ге-

[1] Описание дается в основном по работам А. П. Блудорова (1938, 1964).

нетическим признакам выделяется большое семейство органогенных и органогенно-обломочных известняков (реже доломитов). Второе большое семейство представляют породы зернистой структуры. В своей подавляющей массе они имеют хемогенное происхождение, коль скоро вопрос о бактериальном происхождении известняков остается неясным. Наиболее распространенными, особенно среди доломитов, являются тонкозернистые разности, сложенные зернами менее 0,01 *мм*. Такое понимание данного термина находится в соответствии с представлениями А. Н. Заварицкого (1932), Г. И. Теодоровича (1958), Г. А. Шаповаловой (1951), В. Б. Татарского (1959) и других исследователей. В соответствии с М. С. Швецовым (1948) выделяем также мелко-, средне- (0,1—0,5 *мм*) и крупнозернистые разновидности. Все они образовались за счет изменения как хемогенных, так и органогенных разностей. Специфичны пойкилобластическая и гранулярная разности.

Особое семейство представляют центрические — оолитовые структуры. Они развиты исключительно в казанском ярусе и чаще встречаются, пожалуй, в доломитах.

Многообразны текстуры карбонатных пород: массивные, слоистые— от толстослоистых до листоватых, косослоистые, конкреционные и др. Структурно-текстурные особенности карбонатных пачек имеют большое значение для выделения опорных горизонтов при структурно-геологическом картировании. Мало распространены специфические текстурные образования: стилолитовые швы, конические и цилиндрические полости и другие проблематики.

Известняки и доломиты органогенные и органогенно-обломочные наибольшее развитие имеют в нижнеказанских отложениях. Это одна из самых обширных групп карбонатных пород по разнообразию структурных типов и разновидностей. В нее входят и цельнораковинные органогенные известняки и доломиты, и органогенно-обломочные, содержащие смешанные обломки скелетных элементов различных организмов, и детритовые, в которых принадлежность структурных элементов не всегда может быть установлена.

Основным представителем рассматриваемого семейства пород является органогенно-обломочный известняк. Подобные породы имеют обычно светло-серую или серую окраску, иногда с буроватым оттенком. Органогенный материал преобладает, он ясно различим макроскопически. Размер обломков измеряется миллиметрами, в некоторых случаях сантиметрами. Цельные скелетные остатки встречаются сравнительно редко, обычно они сгружаются на плоскостях наслоения. В отдельных случаях раковины продуктид, захороненные в прижизненном положении, сохраняют даже свои иглы, тонко отпрепарированные выветриванием.

В зависимости от количественных взаимоотношений различных структурных элементов выделяются в основном следующие разновидности органогенно-обломочных известняков (реже доломитов): криноидные, мшанковые, криноидно-мшанковые, мшанково-брахиоподовые, брахиоподовые, криноидно-фораминиферовые, пелециподовые.

При снижении размера обломков менее 1—1,5 *мм* они уже не поддаются макроскопическому определению, а при размере менее 0,1 *мм* они неопределимы и микроскопически. Такие разности мы именуем соответственно детритовыми и шламовыми известняками (доломитами). В этих породах часто присутствует мелкопесчаный и алевритовый материал до 5—10%. Общее содержание обломочного материала в них нередко достигает 85—90%. В детритовых и шламовых известняках иногда наблюдаются признаки оолитообразования, выражающиеся в появлении на наиболее мелких обломках или терригенных зернах концентрических оболочек. Изредка наблюдаются радиально-лучистые оторочки. Характерным спутником некоторых криноидно-брахиоподовых из-

вестняков является глауконит, обычно замещающий фаунистические остатки.

Основная, цементирующая масса органогенно-обломочных пород имеет обычно тонкозернистое строение, но часто перекристаллизована в различной степени. Перекристаллизация происходит избирательно, инкрустируя органические остатки, заполняя их пустоты, или охватывает целиком всю породу. При перекристаллизации доломитов обычно происходит их кальцитизация.

Известняки (и доломиты) водорослевые имеют довольно ограниченное распространение, главным образом в нижнеказанских рифовых образованиях Вятской зоны. Тем не менее они весьма своеобразны и характерны. Эти породы имеют светло- или желтовато-серую окраску, обычно тонкопористую текстуру, отличаются невысокой прочностью, малым объемным весом.

Под микроскопом установлено, что основным компонентом породы, составляющим до 80—90% ее объема, являются сферические, точнее эллипсоидальные образования размером 0,10—0,14 *мм*. Они имеют относительно толстые стенки (до 0,02 *мм*), сложенные тонкозернистым карбонатом. Наружная и внутренняя поверхности стенок обособляются скоплением на них темного пигмента. Удивительное однообразие формы и размеров этих образований, наличие четкой стенки и внутреннего пространства камеры дают возможность говорить об органогенной их природе. Условно они были отнесены нами к водорослям (Сементовский, Незимов, 1958).

В перекристаллизованных водорослевых породах следы камер фиксируются лишь ободками пигмента, кольцевыми группами кристаллов или округлыми порами правильной формы. Чаще перекристаллизации подвергаются доломиты.

В водорослевых известняках отмечаются также нередко раковины фораминифер, мелких пелеципод и гастропод, обломки скелетов мшанок, раковин брахиопод, членики криноидей. Местами наблюдается массовое развитие ходов гигантских илоедов.

Терригенный материал в водорослевых известняках, слагающих рифовые массивы, как правило, отсутствует. Он появляется, и нередко в больших количествах, в околорифовых образованиях, преимущественно в водорослевых доломитах. Представлен этот материал зернами песчано-алевритовой размерности.

Известняки и доломиты зернистые. Эта большая группа карбонатных пород охватывает преобладающую часть доломитов и свыше половины всех известняков, слагающих верхнепермские отложения. В уфимском и татарском ярусах иных карбонатных пород почти и нет. Наибольшее распространение среди этих пород имеют тонкозернистые разности.

Тонкозернистые известняки характеризуются серой, светло-серой окраской, при наличии тонкого растительного детрита переходят сплошь или участками в темно-серые. Известняки довольно разнообразны по текстурным признакам: тонкослоистые, микроволнистослоистые, косослоистые, толстослоистые с корневидными (но не корневыми!) ходами и т. п.

Под микроскопом устанавливается весьма однородное строение известняков. Изометричные зерна кальцита, размером порядка 0,005 *мм* и менее, различимы только в тонких краях шлифа. Лишь изредка отмечаются более крупные кристаллы кальцита, выполняющие трещины, пустоты, полости редких раковин остракод.

Терригенный материал алевритовой размерности встречается редко и в небольшом количестве (до 2—3%). Глинистый материал в шлифах обычно не фиксируется, поскольку обнаружить изотропную глинистую массу среди карбонатных зерен невозможно.

Известняки мелкозернистые развиты довольно широко в казанских, особенно в верхнеказанских отложениях. Они слагаются зернами кальцита неправильной и изометричной формы, иногда с зубчатыми очертаниями. В преобладающей части размер зерен 0,01—0,02 *мм*, реже достигает 0,08—0,1 *мм*. В некоторых случаях зерна кальцита характеризуются особо плотным соприкосновением, когда линия контакта слабо различима. Прочность таких известняков очень высокая, отличительной чертой их является раковистый излом.

Своеобразны известняки пойкилобластические, имеющие развитие в некоторых доломитовых горизонтах казанского яруса. Макроскопически они выглядят как крупнозернистые известняки. Под микроскопом можно установить наличие крупных зерен кальцита с извилистыми очертаниями, тесно примыкающих друг к другу. Размер их достигает 3 *мм*, большей же частью — около 1 *мм*. В этих зернах кальцита в большом количестве заключены ромбоэдры и агрегаты зерен доломита размером порядка 0,01—0,03 *мм*. При значительном возрастании их количества конфигурация зерен кальцита фиксируется лишь одновременным погасанием промежуточных участков. Иногда встречаются не затронутые перекристаллизацией реликты тонкозернистого доломита. При полной переработке доломитового материала возникают средне- и крупнозернистые известняки. Наоборот, на начальных стадиях кальцитизации возникают «узловатые» доломиты, когда каждый монокристалл — пойкилобласт кальцита — наблюдается на светлом фоне породы как темное, буроватое пятно. При выветривании же такие кристаллы, как более стойкие, образуют на поверхности вздутия — «узелки».

Основным типом доломитовых пород являются тонкозернистые доломиты. Они всегда отличаются светло-серой, часто почти белой окраской. Наряду с толстослоистыми однородными доломитами характерны для определенных частей фациальных зон доломиты тонкослоистые, листоватые, часто гипсированные. Большинство доломитов имеет сравнительно невысокую прочность, во многих случаях характеризуется землистым изломом, довольно часто разрушено до муки. Лишь иногда обособляются разности повышенной прочности.

По микроструктуре зернистые доломиты большей частью весьма однородны. При размере зерен менее 0,01 *мм*, часто менее 0,005 *мм*, они в шлифах неразличимы. Несколько обособляются доломиты гранулярной структуры. В них размер зерен колеблется в пределах 0,008—0,02 *мм*, зерна отличаются четкими очертаниями и резко отграничены друг от друга. Нередко в доломитах наблюдаются раковины пелеципод и гастропод, иногда выщелоченные.

Терригенный материал в зернистых доломитах присутствует редко и лишь в весьма небольших количествах. Заметно возрастает содержание глинистого материала только в доломитах татарского яруса (уржумский горизонт), где развиты также доломитовые мергели.

В парагенетической связи с доломитами в казанском ярусе находится гипс. Наиболее распространены конкреционные выделения гипса, часто расположенные по слоистости. Размер их разнообразен — от мелких, в несколько миллиметров, изометричных монокристаллов до крупных, в 0,5, иногда до 1 *м*, линзовидных обособлений зернистого гипса. Из взаимоотношений со слоистостью, которая во многих случаях облекает конкреции гипса, устанавливается первичная (диагенетическая) их природа.

Второй тип выделений — это сплошное гипсирование породы. Гипс по отношению к зернистой массе доломита играет как бы роль цемента. При этом возникает пойкилобластическая структура, так как гипс образует весьма крупные монокристаллы, размер которых часто выходит за пределы обычных петрографических образцов. Подобные гипс-до-

ломиты обладают довольно высокой прочностью, но при выветривании они быстро разрушаются. К различным эпигенетическим генерациям относятся выделения селенита и «марьина стекла».

Для доломитов верхнеказанского подъяруса, особенно пачки «ядреного камня» характерно наличие кремневых конкреций. Конкреции имеют обычно эллипсоидальную форму, размер до 1,5—2 дециметров, серую, иногда черную окраску. Строение конкреций большей частью однородно, часто в них наблюдаются слабо намеченные концентрические кольца. Местами отмечается переход слоистости доломита в массу конкреции. В центральных частях конкреций иногда встречаются пустоты, в которых находятся корочки и щетки кварца, включения пирита, целестина, иногда серы и битумов. Сплошное окремнение в доломитах, равно как и в известняках, развито мало.

К доломитам и доломитовым мергелям довольно часто бывают приурочены полые псевдоморфозы по галиту, размером до 3—4 *мм*. Некоторые из них напоминают соляные «лодочки», которые образуются на поверхности рапы при садке галита, встречаются скелетные формы. Массовое скопление подобных псевдоморфоз отмечается, в частности, В. И. Данчевым (1948) для верхней части пачки «подлужник» близ пос. Гребени.

Региональное распространение в нижнеказанских отложениях Куйбышевской области имеет ратовкит — пылевидная и тонкозернистая разность флюорита. Его скопления приурочены обычно к известняковым пачкам (Фролова, 1959). В отдельных случаях содержание ратовкита здесь достигает 60%. На наличие флюорита в Казанском Поволжье указывает Л. М. Миропольский (1941).

Известняки и доломиты оолитовые значительно распространены в казанском ярусе, характеризуя определенные горизонты и фациальные зоны. Оолитовые породы имеют обычно светло- и желтовато-серую окраску, переходящую в серую при развитии процессов перекристаллизации.

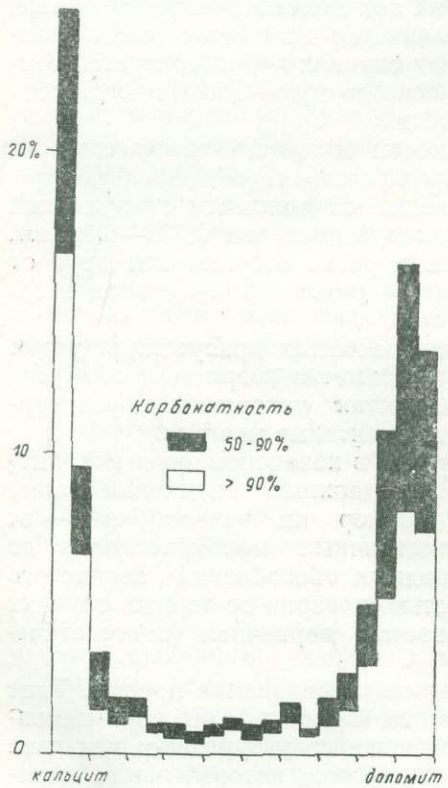


Рис. 23. Гистограмма состава карбонатных пород (2020 анализов).

Оолиты имеют размер 0,4—0,6 *мм*, округлую или несколько удлиненную форму, концентрически-скорлуповатое строение. В центре многих оолитов наблюдаются включения зерен обломочного материала, обломки раковин алевритовой размерности. При большом числе таких включений в породе обычно присутствует также обломочный материал мелкопесчаной размерности, не связанный в оолитах. Цементирующая оолиты масса представлена тонкозернистым карбонатом, большей частью в значительной степени перекристаллизованным.

Для оолитовых пород характерно особенно широкое развитие явлений перекристаллизации. Перекристаллизация охватывает или только оолиты, частично или полностью, или же промежуточную массу. При перекристаллизации оолитовых доломитов происходит их кальцитизация, с переходом в конеч-

ном итоге в мелкозернистые известняки высокой прочности. К тому же результату приводит и полная перекристаллизация оолитовых известняков. Частичное или полное выщелачивание вещества оолитов ведет к образованию отрицательно-оолитовых известняков и доломитов.

Для получения представления об общих закономерностях химического состава карбонатных пород нами использовано 2020 химических анализов. Все анализы пересчитывались на породообразующие компоненты пород: кальцит, доломит, (гипс), терригенный материал, с учетом поправочных коэффициентов. После приведения суммы породообразующих карбонатов к 100%, частоты анализов группировались по 5-процентным интервалам, раздельно для пород с карбонатностью 50—90% и свыше 90% (рис. 23). В полученных материалах весьма четко проявляется известная закономерность: наибольшее распространение крайних, мономинеральных типов пород и сравнительно ограниченное развитие промежуточных, смешанных разновидностей. Эти соотношения не зависят от количества терригенных примесей. Дифференциация состава более резко проявляется у кальцитового конца ряда. К карбонатным породам наиболее чистого состава, т. е. известнякам и доломитам, содержащим не более 10% второстепенного карбоната, относится 63,8% всех использованных анализов. Если же для доломитов увеличить предел примесей до 15%, то это количество возрастет до 74,5%.

Группа сульфатов и солей

Сульфаты — гипс и ангидрит — принимают небольшое участие в сложении верхнепермских отложений. Их всего 3,1% и галита 1% по объему. В составе галогенных формаций они локализуются в уфимском и казанском ярусах, незначительно развиты в татарском. Пластовые залежи гипсов и ангидритов в казанском ярусе имеют мощность от нескольких метров до 10—15 и иногда до 30 *м*. Общая мощность галогенной нижнеказанской залежи вместе с галитом достигает 140 *м*.

Наряду с выдержанными пластовыми залежами имеются линзообразные залежи гипса сравнительно небольшого размера и мощностью обычно не свыше 1 *м*. Наконец, широкое распространение в карбонатных и терригенных породах имеют еще более мелкие выделения гипса, а иногда и ангидрита, различной формы. Среди них Л. М. Миропольский (1945б) называет сферит, ядра, головки, гнезда, желваки, чечевицы, линзы, септарии, жилки и другие образования, размер которых измеряется единицами или десятками сантиметров.

Гипс характеризуется обычно светло-серой до белой окраской в слоях и крупных выделениях. Большое разнообразие окраски наблюдается у относительно мелких выделений: розовая, желтая, красная, зеленая, синяя, черная и различные их оттенки. Ангидрит всегда имеет небесно-голубую окраску различного оттенка, в зависимости от его строения.

В строении гипсов, по Л. М. Миропольскому, принимают участие три структурных элемента: зерна, волокна и листочки (чешуйки). Преобладающим типом структуры является кристаллически-зернистая. Существенное развитие имеет также листовато-чешуйчатая структура. Наиболее характерно совместное развитие обоих элементов в виде зернисто-листоватых структур. Волокнистые структуры пользуются меньшим развитием, главным образом во вторичных выделениях. Благодаря различным сочетаниям структурных форм появляются разные типы строения гипсовых обособлений: зонарный, шнуровой, сетчатый, петельчатый, пятнистый, сферолитовый и т. п.

Среди ангидритов преобладают кристаллически-волокнистые (игольчатые) структуры, менее развиты зернистые. Сочетание их дает различные типы строения: зернисто-игольчатое, зернисто-волокнистое, порфировидное, пятнистое, ленточное и др.

Из числа сингенетичных минералов в сульфатных толщах основным и наиболее характерным минералом, как указывает Л. М. Миропольский (1925), является целестин. В наибольших количествах он встречается в верхней половине казанского яруса, в меньших — в низах татарского. В доломитах целестин часто образует кристаллические выделения в пустотах или конкреции размером до 8—18 *см*. Наиболее же обильные выделения целестина приурочены к гипсам, где он образует как отдельные кристаллы размером 0,005—1 *см*, так и агрегаты зернистые, сферолитовые и ветвистые.

Довольно распространены в сульфатах включения галита в виде отдельных кубиков или небольших их скоплений. Содержание этих включений значительно возрастает в депрессионных соленосных зонах вблизи галитовых залежей. К сингенетичным минералам относятся также мелкие ромбоэдры доломита, их скопления, а также пропластки и «пленки», которые при диагенетической перекристаллизации были изогнуты и размещены между текстурными элементами породы.

Эпигенетические минералы, связанные с сульфатными накоплениями, довольно разнообразны. С серно-битумным комплексом связаны концентрации самородной серы, сопровождающиеся скоплениями кальцита, выделениями халцедона, пирита, халькопирита, целестина, барита и некоторых других минералов. Своеобразны палыгорскитовые выделения, возникающие в магнезиальных породах на контакте с гипсовыми телами, при их выщелачивании. В ассоциации с палыгорскитом появляются выделения кремнезема и кальцита.

По химическому составу гипсы и ангидриты характеризуются достаточно высокой чистотой состава. Содержание сульфатов в породе составляет, как правило, 97—98%, иногда уменьшается до 90—92%. В качестве примесей присутствует глинистый (реже алеврито-глинистый) материал в рассеянном виде или в примазках и отмеченный выше доломитовый.

Галит является крайним членом генетического литологического ряда в условиях позднепермских бассейнов. Его концентрации приурочены к казанским, главным образом нижнеказанским отложениям, располагаясь в Бузулукской впадине. Здесь соляная залежь имеет мощность почти до 100 метров, простираясь на сотни километров. Специального бурения на соли в этом районе не проводилось, поэтому отсутствуют какие-либо данные по петрографии галита.

Наличие одиночных кристаллов галита и их агрегатов фиксируется по полым псевдоморфозам в верхнеказанских и нижнетатарских доломитовых комплексах на значительной территории Поволжья и Вятской зоны.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

(ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ)

«...исторически условны пределы приближения наших знаний к объективной, абсолютной истине, но безусловно существование этой истины, безусловно то, что мы приближаемся к ней».

В. И. Ленин

Сложной и противоречивой была история геологического развития в позднепермскую эпоху. Многочисленные и разнообразные факторы контролировали процессы осадконакопления. Однако основными и ведущими среди них были тектоника и климат как выражение антагонистических сил геологического процесса.

Начало позднепермской эпохи определилось существенной тектонической перестройкой, произошедшей на пространствах востока Русской платформы и смежных территориях. Основными чертами этой перестройки, связанной с завершающими движениями герцинского этапа тектогенеза в Уральской геосинклинали, были новые воздымания Уральской горной страны и миграция волны прогибаний из зоны передового прогиба на запад.

Замыкание Предуральского прогиба дало выход на платформу массам терригенного материала. С другой стороны, общее погружение платформы привело в ее центральные части воды казанского моря. В Вятской тектонической зоне впервые начали ощущаться положительные движения.

Другим определяющим фактором был климатический. По данным палеомагнитных наблюдений, рассматриваемая территория располагалась в основном в пределах 25—40° северной широты, т. е. в полосе субтропиков. Характерные литологические особенности: широкое развитие полимиктовых терригенных пород, наличие карбонатных красноцветных глин, появление соленосных отложений — вполне определенно фиксируют господство аридных условий седиментации. Однако эти аридные условия нельзя считать особенно «суровыми». Основная зона галогенеза располагалась южнее, на палеоширотах 25—30°. В то же время непосредственно к северу, севернее палеошироты 40°, уже существенное развитие имел гумидный тип литогенеза (Печорская низменность). На короткое время этот режим водворялся и в Прикамье. Аридная седиментация осуществлялась в основном по аллохтонной схеме, т. е. основные массы осадочного материала поступали в позднепермские бассейны из смежных гумидных зон.

Все упомянутые обстоятельства и определили многообразие условий осадкообразования в позднепермскую эпоху, сложное переплетение разнотипных осадочных формаций.

ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ

Учение о формациях (геогенерациях) находится сейчас в стадии становления, выработки основных понятий, принципов классификации, определения соподчиненности со стратиграфическими подразделениями и т. п. Вполне ясно определилось основное: формация представляет собою естественное генетическое (парагенетическое) сообщество горных пород, сформированных в определенной тектонической и физико-географической обстановке. Поэтому едва ли можно считать правильными попытки отождествления формационных и стратиграфических подразделений, использования формационных единиц для целей стратиграфии. А между тем «формационно-стратиграфическое» направление рассматривалось на Новосибирской конференции (Материалы..., 1955) и в ряде последующих работ (Халфин, 1959). И уж никак нельзя согласиться с утверждением, что «формации являются объектом стратиграфии» (Попов, 1959). Объектом стратиграфии всегда были слой, пласт, пачка, свита и т. д.; стратиграфия пользуется присущими только ей методами и нет необходимости расширять ее задачи на не свойственные ей объекты.

Сказанное, однако, ни в коем случае не означает, что формации должны быть оторваны от стратиграфии. Наоборот, каждая формационная единица, представляющая собою конкретное геологическое тело, естественно, имеет определенный геологический возраст. Во многих случаях формационные подразделения совпадают со стратиграфическими единицами того или иного порядка. Однако опять-таки нет оснований считать, что «любая единица местной стратиграфической шкалы — это одновременно формационная единица того или иного ранга» (Хаин, 1959). Это единицы разного плана, совпадение которых совершенно не обязательно, хотя фактически часто имеет место в силу общности определяющих их причин — тектонических движений.

Учение об осадочных формациях возникает на стыке тектоники и науки об осадочных породах (литологии — в широком ее понимании), ее раздела — учения о фациях. Этим и определяется прямая связь формационного анализа прежде всего с тектоникой. Однако, признавая за тектоникой ведущее, определяющее значение, необходимо постоянно помнить, что действует она на фоне климатических условий и в сочетании с ними. Поэтому при многостепенности и многоплановости формационных подразделений первостепенная роль в их классификации, очевидно, должна принадлежать тектоническому и климатическому факторам. На основе их сочетания Г. Ф. Крашенинников (1968) выделяет 22 формационных ряда; верхнепермские формации относятся к четвертому (устойчивая платформа, аридный климат). В дальнейших подразделениях существенное значение, очевидно, должен иметь литолого-генетический принцип, как это принимает, например, Л. Б. Рухин (1959). Применительно к комплексу верхнепермских отложений мы и выделяем группы формаций: терригенные (в основном красноцветные), карбонатные и галогенные. Угленосные образования, в связи с их относительно небольшим объемом, рассматриваются в составе терригенных формаций. В пределах каждой из названных групп отдельные формации разобщены между собою или пространственно (и тогда в их наименования вводятся территориальные определения) или во времени. Так, поверхности региональных перерывов отделяют казанскую (белебеевскую) терригенную формацию от уфимской и татарской. Естественно, что в данном и иных случаях в наименования конкретных формаций необходимо вводить и возрастные определения.

Одной из характерных особенностей геологического развития в позднепермскую эпоху является широкое наплатформенное распространение терригенных формаций. По мере развития герцинского

тектогенеза в Уральской геосинклинали терригенное осадкообразование смещается все более далеко на запад, сопровождая фронтальные складчатые сооружения Урала на всех этапах его воздымания (Наливкин Д., 1962, 332). Однако в течение карбона, начиная с московского века, эти отложения локализовались в узкой полосе предгорий и затем входили в состав горных хребтов.

В раннепермскую эпоху прогрессировало прогибание Предуральского передового прогиба. Он заполнялся в основном терригенными породами. Представлены последние в существенной части крупнозернистыми песчаниками, большое развитие среди них имеют грубообломочные конгломератовые накопления.

Для этих терригенных толщ характерны большие, измеряемые километрами, мощности, фиксирующие этапы наиболее интенсивного погружения прогиба. Однако развиты они в относительно узкой полосе, ширина которой не превышает 80—100 *км*. Одновременно с этим на западе, в платформенной части продолжалось господство карбонатного осадконакопления, временами дополнявшегося садкой сульфатитов. К концу раннепермской эпохи в наиболее узких частях прогиба развивалась садка галита и местами калийных солей.

Совершенно иной характер имеют верхнепермские терригенные формации. На больших пространствах платформы они покрывают нижнепермские карбонатные отложения, простираясь на сотни и тысячи километров. Мощность их измеряется сотнями метров (наибольшая 850 *м*). В составе этих толщ преобладают алеврито-глинистые породы, заметное участие принимают песчаники, в главной массе мелкозернистые. Роль грубообломочных пород совершенно незначительна.

Если в нижнепермских отложениях терригенные породы, несмотря на большую их мощность в прогибе, составляют около 40%, то в верхнепермских их содержание поднимается до 70—75%. Различны и взаимоотношения терригенной и карбонатной формаций. В нижней перми полоса барьерных рифов, проходящая по западному борту Предуральского прогиба, четко разграничивает зоны их развития. Лишь в кунгуре барьерные рифы, видимо, отсутствуют и терригенные отложения смыкаются непосредственно с сульфатно-галитовыми, включающими в себя калиеносные накопления.

Иное — в верхнепермских толщах. Здесь наблюдается весьма тесное переплетение терригенных толщ с карбонатными, тех и других с сульфатными, постепенные их взаимопереходы. В пределах казанского яруса, где терригенная и карбонатная формации отграничены друг от друга более отчетливо, ширина переходной зоны составляет 100—150 *км* и более. Еще менее определенна граница формаций в уфимском и татарском ярусе.

Терригенные формации верхнепермских отложений, вместе с триасовыми, образуют единый генетический комплекс (мегаформацию — по В. И. Игнатьеву, 1963). Распространение их в главной массе приурочено к зонам тех активных прогибаний в области Верхнекамской впадины, Московской и Прикаспийской синеклизы, которые развились здесь в результате миграции волны прогибаний на платформу. В преобладающей части верхнепермские терригенные формации красноцветны («пермская красноцветная формация» Е. И. Тихвинской, 1941) и представляют собою аллювиально-дельтовые и озерно-бассейновые образования, возникшие в обстановке предгорной равнины и заполняющих ее понижения водоемов. Относительно малое развитие имеют сероцветные терригенные образования, отложенные главным образом в краевых частях морского бассейна. Они имеют, разумеется, свои особенности, но общность происхождения терригенного материала, единство области седиментации, близость литологического состава позволяют и эти се-

роцветные образования рассматривать в составе терригенных формаций.

В составе терригенных формаций (табл. 23) существенное развитие имеют глинистые породы, состав и строение которых в общем довольно однообразны. Много общего имеют алеврито-песчаные породы. Песчаники представлены преимущественно мелкозернистыми, нередко алевритовыми разностями. По своему составу они в главной массе являются полимиктовыми, типа полевошпатовых граувакк или аркозо-граувакк. Отдельные горизонты характеризуются значительным содержанием кварца, иногда с одновременным возрастанием содержания полевых шпатов. Такие существенно кварцевые комплексы приурочены к нижним частям двух крупных осадочных циклов позднепермской эпохи, начинающихся в уфимский и татарский век. Крайне мала роль крупнозернистых и особенно грубообломочных пород.

Карбонатные формации прослеживаются во всех основных стратиграфических подразделениях верхней перми, но наиболее широкое и характерное развитие они имеют в казанском ярусе. В отличие от терригенных карбонатные формации разобщены между собою и залегают обособленными телами (флецами — по выражению П. И. Кротова). В распространении карбонатных накоплений отмечается, помимо сплошного их развития (в казанский век) в Московской синеклизе, приуроченность к относительно более стабильным тектоническим элементам, склонам поднятий. С положительными тектоническими элементами: Вятской зоной, Татарским сводом, Оренбургским погребенным сво-

Таблица 23

Литологический состав терригенных формаций

Формации (субформации)	Состав в %								Соотношение объемов формации в % к отделу
	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	
Татарская	0,4	16,0	18,8	47,2	11,4	4,2	1,6	0,4	42,7
Казанская красноцветная (белебеевская) . .	0,9	22,1	16,7	50,7	4,4	3,3	1,7	0,2	7,9
Казанская сероцветная (морская)	0,1	26,2	8,1	40,0	6,2	11,5	7,2	0,7	6,0
Уфимская (шешминская)	0,5	27,7	12,9	43,8	4,8	5,4	3,8	1,1	20,7
Верхнепермские в целом	0,5	20,6	16,1	46,1	8,5	5,0	2,6	0,6	77,3

дом связана полоса переплетения карбонатных и терригенных пород. Еще менее четко выражено обособление уфимской и татарской карбонатных формаций. Последние отличаются особенно высоким содержанием мергелей и пониженным — собственно карбонатных пород (табл. 24). В связи с невозможностью четкого разграничения формаций приводимые здесь данные о их составе и количественных соотношениях нужно рассматривать в качестве сугубо ориентировочных.

Наиболее разнообразна по своему строению карбонатная формация казанского яруса. Основная область развития ее известняковой субформации приурочена к Московской синеклизе. В составе этой субформации широко распространены органогенные и органогенно-обломочные известняки. На мелководных участках, главным образом в полосе

выклинивания, встречаются пелециподовые, иногда мшанковые банки, часты оолитовые породы. Рифовые массивы приурочены к поднятиям Вятской зоны.

По простиранию (к юго-западу) и по разрезу (вверх) отмечаются постепенные переходы к доломитовой субформации. В ее составе также встречаются органогенные и органогенно-обломочные разности, с обедненными фаунистическими комплексами. К северному склону Токмовского свода приурочена полоса рифовых, мшанково-брахиоподовых массивов. Преобладающее развитие в составе доломитовой субформации получают все же не органогенные, а тонкозернистые разности доломитов с остатками угнетенной пелециподово-гастроподовой фауны. Такой же структурный облик (с редкими остатками остракод) имеют карбонатные породы уфимской и татарской формаций, представленные в значительной части доломитовыми разностями. Лишь в нижнетатарской — верхнекамской формации преобладание получают известняки, среди которых широкое развитие имеют конкреционные разности.

Таблица 24

Литологический состав карбонатных формаций

Формации (субформации)	Состав в %								Соотношение объемов формаций в % к отделу
	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	
Нижнетатарская—верхнекамская	0,1	1,9	11,3	34,5	29,6	21,1	1,5	—	1,3
Нижнетатарская—поволжская	0,3	3,0	12,3	23,7	32,8	15,8	11,5	0,6	2,3
Казанская — известняковая	0,1	2,4	0,4	4,4	9,2	67,9	14,8	0,8	5,3
Казанская — доломитовая	—	4,6	1,2	4,2	5,6	10,6	68,6	5,2	5,5
Уфимская (соликамская)	0,3	1,3	0,8	3,8	13,8	32,1	43,8	4,1	1,8
Верхнепермские в целом	0,1	3,1	3,3	9,4	13,5	33,4	34,6	2,6	16,2

Галогенные формации наиболее типично представлены в казанском ярусе. Здесь основная соленосная часть в виде галитовой линзы (мощностью до 100 *м*), заключенной в ангидритовую оторочку, приурочена к Бузулукской впадине. По простиранию (к северо-западу) сульфатно-галитовые толщи переходят в сульфатно-доломитовые, а последние уже сменяются доломитовыми.

В уфимском ярусе галогенная формация своеобразна. Располагающиеся в Московской синеклизе толщи ангидритов чередуются не с доломитами, а с терригенными породами — красноцветными глинами и алевролитами. Расположенная в основании яруса на востоке сульфатно-доломитовая (соликамская) формация также отличается значительным развитием в ней терригенных пород, в основном глин (табл. 25). Малый относительный объем солевых масс в татарском ярусе не дает оснований для выделения в нем галогенной формации.

Взаимоотношения верхнепермских осадочных формаций, с сохранением примерного соотношения их объемов и взаимного расположения, показаны схематично на рис. 24. Объемы подсчитаны для изученной территории востока Русской платформы, ограниченной пределами: 52,0°—59,5° северной широты и восточнее 42° восточной долготы.

Таблица 25

Литологический состав галогенных формаций

Формации (субформации)	Состав в %								Соотношение объемов формаций в % к отделу
	песчаники	алевролиты	глина	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	галит	
Казанская — соленосная	0,7	—	4,0	0,8	1,3	16,8	29,0	47,4	2,1
Казанская сульфатно-доломитовая	3,5	1,5	6,0	7,9	3,8	41,7	35,5	0,1	2,7
Уфимская (шешминская)—сульфатно-терригенная	1,5	19,9	24,0	8,6	6,4	2,9	36,7	—	1,0
Уфимская (соликамская) — сульфатно-доломитовая	3,4	5,4	27,5	3,4	3,3	25,3	31,7	—	0,7
Верхнепермские в целом	2,3	4,4	10,5	5,2	3,4	25,7	33,2	15,3	6,5

РАЗВИТИЕ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Познание условий образования верхнепермских осадочных толщ происходило в процессе общего развития геологических наук и накопления конкретного фактического материала. Как и в предыдущих исторических обзорах, мы остановимся здесь лишь на некоторых основных положениях.

Н. А. Головкинский был первым, кто наметил, на примере казанских отложений, основные закономерности осадконакопления в морском бассейне. Рассмотрев самый элементарный пример взаимоотношения главных факторов осадконакопления: режима колебательных движений и скорости накопления осадков, при постоянстве питания терригенным материалом, он установил закономерное распределение отложений в пределах осадочного ритма, заключив, что «...общепринятое правило, по которому пласты осадочных пород, последовательно налегающие друг на друга, считаются также последовательно, один за другим образовавшимися, должно быть сильно ограничено» (Головкинский, 1868, 136). Из этих построений вытекает важный вывод о разновозрастности «пластов» — петрографических горизонтов, а в современном понимании — литологических комплексов. Изохроничные линии, т. е. линии дна, секутся «пластами» (литологическими комплексами) под острым углом. Это относится и к палеонтологическим горизонтам, которые, однако, могут не совпадать с петрографическими.

Признавая в дальнейшем изложении переменным, помимо тектонического, также и второй фактор — характер питания бассейна — и рассматривая его как совокупность всех процессов привноса материала в бассейн и перераспределения материала в пределах бассейна, Н. А. Головкинский устанавливает весьма важное второе положение: «Под влиянием дождливых и сухих времен года... бурь и временных течений береговые отложения постоянно изменяют площадь своего распространения, то вытягиваясь в открытое море, ... то отступая к берегу» (1868, 126). В силу этого случайные положения отдельных зон осадконакопления фиксируются в разрезах слоями определенного состава. Поэтому вместо наклонной линии — границы между двумя пластами мы наблю-

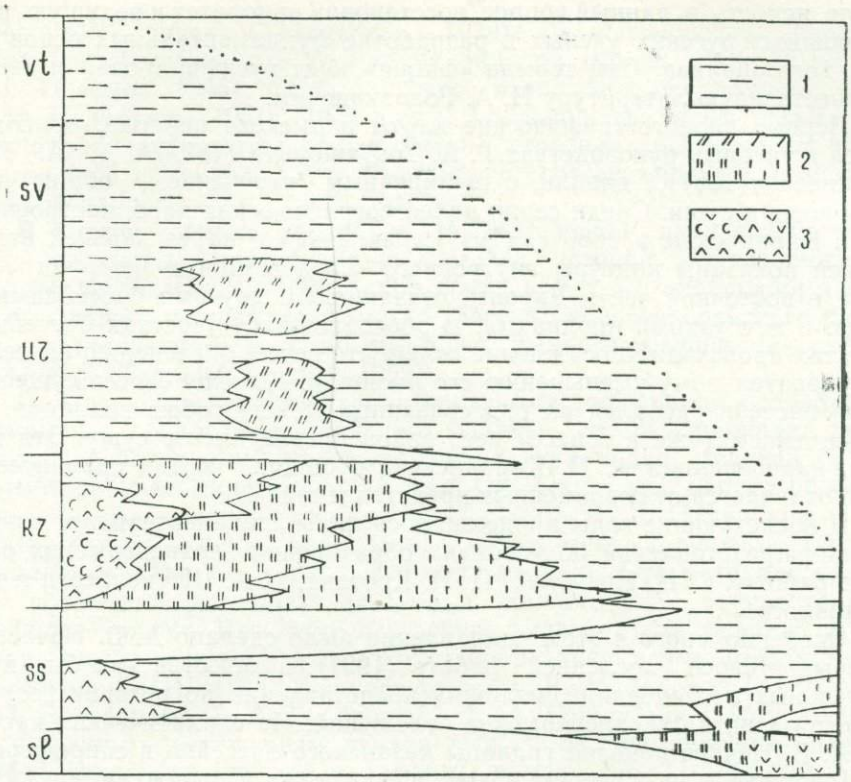


Рис. 24. Схема взаимоотношения верхнепермских осадочных формаций (изохронный масштаб и условная пространственная ориентировка).

Формации: *1* — терригенная; *2* — карбонатная; *3* — галогенная. Площади формаций на схеме пропорциональны их объемам в пределах Волго-Уральской области.

даем неравномерную зубчатую линию, состоящую из отдельных слоев, прослоек, вклинивающихся одна в другую, что совершенно маскирует переход одного «пласта», т. е. литологического комплекса в другой.

Из принципа Н. А. Головкинского могут быть выведены следующие положения, характеризующие свойства литологического комплекса: 1) различные части комплекса разновозрастны; 2) границы комплекса не совпадают со стратиграфическими уровнями; 3) пространственное перемещение границ комплекса во времени происходит одновременно и однозначно в пределах всей области осадконакопления или определенной ее части; 4) границы комплекса не могут быть фиксированы в виде определенных, четко выраженных линий, а представляют собою зону вклинивания и переслаивания слоев различного состава (Сементовский, 1954).

Рассмотренные положения Н. А. Головкинского немногим позже были расширены А. А. Иностранцевым: «... то, что мы видим... вертикально напластованным, должно являться нам с тем же характером в горизонтальном направлении и обратно» (1872, 151). Вполне очевидно, что это определение, получившее впоследствии название «закона фаций», только дополняет принцип Н. А. Головкинского, характеризуя другую сторону явления.

Двадцать лет спустя эти положения были изложены И. Вальтером и долгое время были известны под его именем. Лишь указания Г. И. Сократова (1948) и последующие работы, из которых наиболее полным является исследование Ю. Я. Соловьева (1966), внесли необхо-

димую ясность в данный вопрос, восстановив приоритет и ведущую роль выдающихся русских ученых в разработке фундаментальных основ фациального анализа. Сам термин «фация» был русифицирован и введен в отечественную литературу Н. А. Головкинским.

Первые палеогеографические карты пермского периода, приводившиеся в учебных руководствах Г. А. Траутшольда (1877) и А. А. Иностранцева (1884), давали, с постепенным уточнением, общие границы воды и суши. Среди серии палеогеографических карт, построенных А. П. Карпинским в 1886 г. (1947), находится и карта верхней перми. На ней показаны контуры внутреннего «средиземного» пермского бассейна в восточной части Европы, связанного с другими бассейнами на севере и юге узкими проливами. В обособившихся участках бассейна и в бухтах происходило осаждение солей, что вело к опреснению бассейна, последовательному уменьшению его площади. К концу своего существования бассейн распался на ряд связанных между собою водоемов, а в последующем (уже в триасе) весь район превратился в сушу. Эта картина, нарисованная А. П. Карпинским, в общих чертах сравнительно мало отличается от современных представлений.

В последующие годы продолжалось накопление материала, конкретизация представлений об условиях образования верхнепермских осадков в работах С. Н. Никитина, П. И. Кротова, А. А. Штукенберга и других геологов.

Особенно много в этом направлении было сделано А. В. Нечаевым, который в своей последней работе (1921), в качестве как бы итога длительных исследований, изложил представления по истории геологического развития верхнепермских отложений. На схематических карточках А. В. Нечаев показал границы казанского бассейна в спириферовое (в Поволжье и на Севере) и конхиферовое (в Поволжье) время. На схемах также намечено распространение представителей наиболее характерной фауны.

Много сделал для выяснения палеогеографии позднепермской эпохи М. Э. Ноинский. Его работами были окончательно выяснены взаимоотношения морских казанских отложений и красноцветных, выделенных им под именем белебеевской свиты. В этих работах, таким образом, получили подтверждение взгляды, намеченные еще Н. А. Головкинским, затем П. И. Кротовым, позднее принятые А. В. Нечаевым и развитые Г. Н. Фредериксом. Последний указывал, в частности, что верхнеказанские красноцветные толщи отлагались в области мелкого моря и в прибрежной полосе, с низменными, легко затоплявшимися морем островами, дельтами рек (1931).

М. Э. Ноинский (1932) уточнил также представления о развитии казанского бассейна, установив, что в течение конхиферового времени наблюдался троекратный переход от условий, более или менее приближающихся к нормальным морским (в Приказанском районе), к режиму значительного засолонения, когда прекращалась связь с открытым океаном. Относительно красноцветных верхнепермских толщ М. Э. Ноинский полагал, что они отлагались в условиях суши, частично в остаточных озерных водоемах.

Развернувшиеся вскоре широкие съемочные работы, структурное бурение, тематические исследования неизмеримо расширяют объем фактического материала, позволяя более полно и глубоко решить ряд вопросов. Нет возможности даже только перечислить здесь все работы, в которых так или иначе рассматриваются и решаются вопросы фаций и палеогеографии. Много работ посвящено татарскому ярусу, еще больше казанскому. Уточняется характер границ ярусов, взаимоотношения разнофациальных комплексов. Все более и более часто практикуется использование фациальных карт. Впервые составляются фациальные схемы для малых стратиграфических интервалов — частей

горизонтов — пачек (Тихвинская, 1939). В последующем подобные схемы составляются для различных районов (Форш, 1951а, Сементовский, Незимов, 1955). Особый интерес и значение представляют работы Н. Н. Форша (1951а, 1955 и др.). В большинстве из них весьма тщательно рассматриваются тонкие детали строения разрезов, их пространственной изменчивости, в сочетании с соответствующей интерпретацией обстановки.

В многочисленных работах Е. И. Тихвинской произведена разработка различных вопросов геологической истории и палеогеографии поздней перми. Итогом этих работ явились важные обобщения и выводы по основам палеогеографии для всего Восточноевропейского бассейна, с детализацией мелкомасштабных палеогеографических схем до подъяруса (Тихвинская, 1949, 1952).

Последние десятилетия характеризуются дальнейшим возрастанием внимания к вопросам фациального анализа, которые начинали приобретать все более отчетливо выраженное прикладное значение в деле прогнозирования минерального сырья. Открывает этот период обобщающего палеофациального картирования работа В. Д. Наливкина (1953), в которой подытожены определенные методические приемы составления фациальных карт, сложившиеся к тому времени. Эта методика находит себе применение в работах различных коллективов, распространяясь все более широко. Весьма существенное значение для решения и уточнения многих вопросов палеогеографии верхней перми имеют работы коллектива ВНИГНИ под руководством Т. В. Макаровой и при участии З. И. Бороздиной, В. А. Горошковой, Н. А. Горнштейн (1957—1960).

Большим достижением явился выпуск Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы в масштабе 1 : 5 000 000 (1961). Верхняя пермь в атласе представлена картами уфимского, казанского и татарского ярусов. Впервые был сведен воедино палеогеографический материал по огромной территории, что позволило выявить ряд новых закономерностей (Наливкин, Форш, 1962).

Методика, примененная при составлении этих карт, становится общепринятой и официально рекомендованной (Наливкин В. и др., 1962). С ее помощью составлен новый палеогеографический атлас для всей территории страны в масштабе 1 : 7 500 000 (1969).

О МЕТОДИКЕ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Достоверность, точность палеогеографического картирования в значительной степени зависит от способа использования для этого объективных количественных данных. В рекомендованной методике предусмотрен обязательный расчет содержания и соотношения основных типов пород в разрезах (литологических спектров). Этим обеспечивается надлежащая подготовка исходных количественных данных. Однако такие данные используются в последующем далеко не достаточно, так как принадлежность каждого разреза к той или иной фациальной зоне определяется по сути дела еще до нанесения его на карту (подбор штриховки). При этом происходит весьма значительное обобщение исходных количественных данных, поскольку всегда достаточно велики колебания литологического состава в пределах отдельных фациальных зон. В конечном итоге из точных количественных данных делаются сугубо к а ч е с т в е н н ы е выводы.

Для выявления основных особенностей обстановки осадконакопления в практике фациального анализа используются разнообразные информативные материалы, содержащиеся в осадочной толще: литологические ассоциации, палеоэкологические признаки, геохимические показатели, аутигенные минералы, терригенные компоненты и т. п. Эти ма-

териалы обеспечивают выполнение первой задачи фациального анализа — создание представления об общем характере физико-географической обстановки формирования осадочной толщи. В названных материалах содержатся и некоторые количественные данные, характеризующие однако лишь отдельные, частные признаки фациальной обстановки. Для оконтуривания фациальных зон они непосредственно использоваться не могут.

В выполнении второй задачи фациального анализа — картировании фациальной обстановки основное значение имеет строение осадочной толщи в целом, содержание основных типов пород в разрезах, изменение их соотношения в пространстве. Именно эти данные являются той основой, на которую опирается количественная оценка элементов фациальной обстановки. Разностороннее и наиболее полное использование количественных данных по строению осадочных комплексов, их статистическая обработка простейшими приемами, безусловно, будет способствовать более глубокому познанию истории геологического развития. В последующем изложении мы даем разработку методического приема, с помощью которого пытаемся решить данную задачу.

В строении осадочной толщи, ее литологическом составе, интегрируется результативное воздействие всей совокупности факторов седиментации, запечатлеваются, как указывает С. В. Тихомиров (1960), все события, происходящие на Земле. Вполне очевидно, что временные, преходящие факторы не окажут существенного влияния на характер разреза данного осадочного комплекса. В то же время длительно действующие, общие закономерности будут иметь решающее влияние на формирование всей осадочной толщи. Эти ведущие закономерности сочетаются со множеством местных, случайных факторов и через них находят свое овеществление в разрезах. Вполне очевидно, что распределение осадков в области седиментации, равно как и смена их во времени, подчиняется стохастическим процессам. Это дает возможность применять для их анализа некоторые приемы математической статистики.

Одной из наиболее важных закономерностей осадочного процесса является осадочная дифференциация вещества. Начало учению об осадочной дифференциации было заложено по сути дела еще Н. А. Головкинским. Рассматривая процесс осадконакопления в бассейне при изменениях его уровня, автор дает схему образования «геологической чечевицы». Независимо от перемещений береговой линии бассейна, порядок смены осадков в нем остается неизменным: конгломераты — песчаники — глины — мергели — известняки. Эти выводы были получены при изучении казанского яруса, но Н. А. Головкинский считает, что такой процесс «должен иметь значение... для морских формаций всех времен и местностей, потому что обусловливающие его обстоятельства принадлежат к самым простым и нормальным» (1868, 171).

Л. В. Пустовалов, вводя понятие о поверхности осадочной дифференциации вещества, показал закономерную обусловленность последовательной смены типов пород в бассейнах осадконакопления (1940). Дифференциация при этом понимается им не только как разделение составных частей осадка, но она включает также и процессы смешения (интеграции), в частности продуктов ряда механической и химической дифференциации. Применительно к верхнепермским отложениям намечается следующая последовательность пород (основные типы): конгломераты — песчаники — алевролиты — глины — известняки — доломиты — сульфаты (— галит — калийные соли). Л. В. Пустовалов также отмечает, что эта последовательность имеет общее значение, хотя, разумеется, характер осадочной дифференциации несет индивидуальные черты и для каждой области осадконакопления и для отдельных этапов геологической истории.

Дальнейшее развитие науки об осадочных породах принесло много

нового материала для подтверждения и расширения выявленных закономерностей осадочного породообразования.

Н. Б. Вассоевич (1950) намечает стадии поверхностного осадочного перераспределения или осадочной рассортировки (механическая, физико-механическая, физико-химическая), в которые укладываются все породы указанного выше ряда и в той же самой последовательности. Распределение частиц происходит в соответствии с возрастанием их дисперсности и миграционной способности. Основными факторами, определяющими это распределение, является гравитация, движение среды и ее физико-химические свойства. Отклонения в деталях от идеализированной схемы, всегда наблюдающиеся в действительности, сравнительно мало влияют на общую последовательность стадий и связанных с ними основных типов пород.

Весьма интересны и важны обобщения Н. М. Страхова (1960—1962). В числе одной из характерных черт процесса осадкообразования он называет фазовую дифференциацию вещества в процессе его миграции. Применительно к механическим осадкам это будет гранулометрическая дифференциация, распределение продуктов которой иллюстрируется эволюционным сектором терригенных пород. Закономерная последовательность выпадения хемогенных компонентов, в зависимости от их геохимической подвижности, показана на генетической циклограмме. Эти материалы, в совокупности с данными по конкретным бассейнам современности, дают возможность установить, что намеченная ранее нормальная генетическая последовательность смены осадков от прибрежной зоны к пелагической подтверждается в качестве общей схемы — обобщенного идеального профиля (Страхов, 1960, 106).

Естественный генетический ряд как производное процесса осадочной дифференциации вещества и принят нами в качестве основы для количественных сопоставлений в фациальном анализе. Распределение осадков в единой области осадконакопления в общих чертах определяется именно последовательностью этого ряда. Тип осадка характеризует в то же время относительное удаление данной точки от области питания, но удаление не по прямой, а «эффективное», определяющееся направлением и активностью транспортирующих агентов, а также влиянием ряда факторов локального значения. Отсюда вытекает возможность принять в качестве количественного критерия фациальной обстановки положение конкретного разреза в генетическом ряду осадочной дифференциации вещества. Это положение будет определяться усредненной литологической характеристикой разреза в пределах соответствующего осадочного комплекса.

Укажем попутно, что аналогичными предпосылками руководствовался М. М. Тетяев, когда в 1934 г. строил график тектонических колебаний, исходя из относительного удаления каждого слоя от береговой линии. Подобные представления используются в последующем А. Г. Вологдиным (1943) в его «баллах мористости», В. П. Флоренским в корреляционных кривых (1947). Подобные же идеи проводятся и в некоторых зарубежных работах (Mooge, 1953).

Здесь уместно заметить также, что мы используем намеченный идеальный ряд прежде всего для графического оформления колонок разрезов в виде прямоугольных графиков типа литогамм (по классификации Н. Б. Вассоевича, 1951). По оси абсцисс на таком графике откладываются равные отрезки, которым и придаются обозначения в соответствии с количественной литологической шкалой. Каждый слой наносится вертикальным отрезком в пределах соответствующего деления шкалы, с учетом разновидностей пород (Сементовский, 1950). Колонки подобного типа имеют более высокую разрешающую способность, чем обычные, а также более наглядны и лучше пригодны для корреляционных сопоставлений.

Для осуществления расчета элементов фациальной обстановки в естественный генетический ряд осадочной дифференциации вещества вводим количественные показатели. При этом в качестве исходной принимаем условную «береговую линию» или «линию питания», характеризующуюся наиболее грубыми осадками. Следовательно, количественные показатели будут соответствовать возрастающему удалению от области питания, т. е. возрастающей дисперсности и миграционной способности материала. Генетический ряд в количественной интерпретации имеет следующий вид: 0 — конгломераты, 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3— глины, 4 — мергели, 5 — известняки, 6 — доломиты, 7 — сульфаты, 8 — галит, 9 — калийные соли. В случае необходимости этот ряд детализируется путем введения дробных количественных обозначений для промежуточных разновидностей пород с тем, чтобы индексы основных пород оставались неизменными.

Исходным материалом для расчета являются «литологические спектры», т. е. величины процентного содержания основных типов пород, подсчитанные для каждого разреза в пределах принятых к картированию стратиграфических подразделений. Эти величины, как отмечалось выше, служат основными количественными показателями и при обычной методике составления фациальных карт. Сам расчет литолого-фациальных коэффициентов производится по правилам определения среднего взвешенного. Для этого процентное содержание каждого петрографического типа умножаем на соответствующий индекс генетического ряда. Сумму этих произведений делим на 100. Полученной величине мы даем наименование «модуль литологического состава» — «литомодуль».

Впервые расчет литомодуля был произведен автором в 1949 г. (Сементовский, 1949). В последние годы аналогичные приемы расчета применяются для усреднения литологического состава пачек (Вистелиус, 1961) или для определения «относительной энергии осаждения» (Visher, 1961). В обоих случаях, однако, расчеты ограничиваются терригенной частью ряда. Между нашими индексами ($И$) и ранговыми номерами (P) А. Б. Вистелиуса имеется простое соотношение: $И = 3{,}1 - P : 14$. Для хемогенной части ряда в зависимости от условной солености (S) применимо выражение $И = 3{,}2 + 3{,}32 \cdot lgS$.

Литомодуль — статистическая категория. Хотя он и рассчитывается по литологическим данным и выражается в единицах литологической шкалы, но характеризует не петрографический состав разреза непосредственно, а один из важных показателей фациальной обстановки — условное, эффективное удаление разреза от области питания с учетом путей транспорта материала, интенсивности его миграции и других факторов седиментационного процесса. Таким образом, основное содержание литомодуля — его генетическое значение, дающее представление о суммарной миграционной активности всех компонентов разреза. Разрезы разного строения: однородные или литологически контрастные могут давать одинаковые значения литомодулей. Поэтому величины литомодулей относительны и могут сопоставляться между собою только в пределах генетически единых или близких осадочных комплексов. При этом условии их возможно использовать прежде всего для типизации разрезов.

Представление о закономерных изменениях строения осадочных комплексов в пространстве может быть получено на основании сравнения литологических спектров по профилям (Сементовский, 1948). Более четко общие зависимости выявляются кривыми изменения литомодулей по профилям, в сочетании с другими показателями (Сементовский, 1949).

Сопоставление литологических спектров, возможное на профилях, практически едва ли осуществимо с достаточной полнотой и достоверностью на значительных площадях бассейнов осадконакопления. Равным

образом и при использовании системы карт, выражающих частные признаки (Л. Слосс предлагает до 19 карт), результативная картина не выводится прямым построением из этих карт.

В противоположность этому литомодули, представляющие собою литолого-палеогеографические коэффициенты, дают возможность простыми приемами картировать площадное развитие отображаемых ими закономерностей. Для этого на карту наносят значения литомодулей каждой точки и затем обычными приемами проводят изолинии с нужной детализацией. Таким путем строятся карты литомодулей.

В соответствии с принципиальными основами метода конфигурация изолиний на картах литомодулей будет показывать относительное (эффективное) удаление каждой точки от области питания с учетом направления и активности транспортирующих путей. Таким образом, сближение изолиний на каких-либо участках свидетельствует о малой величине сноса и, как следствие, о малой интенсивности здесь процессов миграции материала. Наоборот, изгиб изолиний малых значений к центральным зонам бассейна показывает направления наиболее интенсивной и постоянной миграции материала. Замкнутые контуры изолиний определяют наличие участков с несколько отличными условиями, связанными нередко с активными тектоническими элементами.

М. В. Кленова (1961) ввела представление об «ареале рассеяния», мерой которого служит соотношение обломочной и био-хемогенной частей осадка. По своему генетическому содержанию это понятие аналогично литомодулю. Величина «ареала» изменяется вместе с удалением от области питания. Как и литомодуль, равные величины «ареала» означают равенство не абсолютных расстояний, а эффективного удаления от области питания. Недостатком же «ареала» является его неизбежная ограниченность, поскольку отношением могут учитываться лишь две составные части, две группы пород разреза.

Третье всесоюзное совещание по литологии и минералогии осадочных пород (1962) призвало литологов «к разработке методов составления динамических фациальных и формационных карт». Вполне очевидно, что под динамикой обстановки осадконакопления следует понимать не только механическое воздействие среды переноса и отложения. Совершенно необходимой составной частью этого понятия является также активность процессов био-хемогенной седиментации. Динамическая фациальная карта должна выявлять основные пути миграции материала, показывать результативную активность седиментационных процессов. Карты литомодулей отвечают этим требованиям и их нужно рассматривать в качестве одного из вариантов решения поставленной задачи.

Поскольку в карте литомодулей графически обобщен с генетических позиций материал по литологии осадочного комплекса, из этого логически вытекает возможность использования ее для построения фациальной карты. Карта литомодулей, собственно, и отображает один из основных элементов фациальной обстановки — эффективное удаление от источников питания.

При составлении фациальной карты по карте литомодулей главной задачей является установление правильного соотношения между величинами литомодулей и границами соответствующих фациальных зон. Для этого рассматривается какой-либо профиль, секущий несколько фациальных зон и в наибольшей степени обеспеченный фактическим материалом. На профиле выделяются типы разрезов, характеризующие фациальные зоны, намечаются границы зон и определяются соответствующие им значения литомодулей. Эти значения проверяются затем на других профилях, при этом не исключено, что они могут оказаться несколько отличными в разных частях бассейна. Установленные таким путем граничные значения литомодулей являются исходными для построения фациальной карты.

Литолого-фациальная карта строится непосредственно на карте литомодулей. Контуры фациальных зон, намеченные по граничным значениям литомодулей, проводят, сообразуясь с простиранием изолиний литомодулей. Этим построением мы и получаем основу фациальной карты. Далее последовательно просматриваем конкретные разрезы, их литологические спектры в пределах каждой литолого-фациальной зоны; в случае необходимости корректируем границы зон, выделяем фациальные подзоны, отличающиеся какими-либо особенностями. Как и в рекомендованной методике, в отдельных случаях допускается обобщение данных по окружающим точкам. Изолинии литомодулей, таким образом, представляют не жесткий рисунок для фациальных границ, а лишь ориентировку при их проведении. В процессе окончательного оформления карты площади фациальных зон (подзон) покрывают соответствующей штриховкой, наносят дополнительные обозначения.

Необходимо особо подчеркнуть, что использование формальных графических построений таит в себе опасность их фетишизации. Поэтому нужно всегда помнить, что «проведение границ не является формальной механической операцией» (Наливкин и др., 1962, 17), а представляет творческую работу, когда уточняются ранее намеченные закономерности, выявляются новые. Естественно, что никакая вспомогательная обработка материала не заменит этой работы. Мы вполне согласны с Г. Ф. Крашенинниковым в том, что «...для получения синтетической картины палеогеографии необходимо применение критического мышления, которое нельзя заменить вычислительной машиной» (1962, 100). Тем не менее необходимо вести дальнейшие поиски для облегчения вспомогательными операциями основной творческой работы.

Описанную методику интерпретации количественных данных при составлении фациальных карт мы рассматриваем в качестве дополнения к рекомендованной методике. Использование карт литомодулей в качестве промежуточного звена заполняет тот разрыв в упомянутой методике, который возникает при переходе от точных количественных данных — литологических спектров — к обобщенным показателям литологии, наносимым на карту. Помимо этого мы не считаем возможным заранее устанавливать неизменные и общие для всех стратиграфических подразделений пределы соотношений различных типов пород. Эти пределы должны определяться независимо для каждого генетического комплекса в соответствии с его специфическими особенностями, и не заранее, а в процессе работы над фациальной картой.

Некоторые уточнения мы вносим в систему штриховых обозначений состава фациальных комплексов. При содержании пород от 10 до 40% они обозначаются одинарными знаками. Содержание от 40 до 60% отображается всегда двойным знаком, а для преобладающих пород (более 60%) знак утраивается. При этом допускается объединение однотипных пород и близких знаков.

Еще одно существенное замечание касается построений в участках, мало обеспеченных фактическим материалом. Унифицированная методика предлагает при проведении границ фациальных зон в таких случаях руководствоваться направлением изопахит или контурами тектонических элементов. Против этого положения, в его общей форме, ничего нельзя возразить. Разумеется, активные тектонические структуры влияют на распределение и мощностей и фаций. Безусловно также, что принципы А. П. Карпинского о взаимосвязи тектоники и палеогеографии остаются в нашем научном арсенале. Но, как и всякое научное положение, эти принципы действительны в известных пределах, определяющихся крупными стратиграфическими, а точнее — формационными единицами. Только в пределах таких единиц можно ожидать безусловного проявления намеченной взаимосвязи. Следовательно, указанные

приемы применимы только для категории обзорных палеогеографических карт (по классификации А. В. Хабакова, 1962).

Когда мы переходим к региональным картам, повышая детальность фациального анализа, сужая стратиграфические интервалы, тогда необходимо прежде всего доказать, что те тектонические элементы, контуры которых мы хотели бы использовать для проведения границ фациальных зон, были в данное время достаточно активными, чтобы оказать определяющее воздействие на литологию. Степень же этой активности мы можем оценить только по литологии и прежде всего по фациям как производным тектоники. Поэтому для уточнения тектонической ситуации и должно использовать литологические данные, а не ставить их в зависимость от общих тектонических построений.

Исходя из этого целесообразно соответствующие положения унифицированной методики дополнить рекомендациями об использовании изолиний литомодулей для ориентировки границ фациальных зон на региональных литолого-фациальных картах.

Изложенная здесь методика литомодулей представляет, разумеется, лишь некоторое приближение к решению проблемы использования количественных показателей в фациальном анализе. Но и в такой форме она дает, как это будет видно из последующего, вполне ощутимые результаты. Еще раз нужно подчеркнуть, что нельзя подходить к использованию этой методики формально, переоценивая значение расчетов и не видя за ними реальных закономерностей.

Описанная методика наилучшие результаты дает в толщах достаточно контрастного литологического состава, особенно отличающихся частой перемежаемостью различных типов пород, где прямым сопоставлением разрезов трудно выявить направленность их изменений. Можно ожидать хороших результатов при ее применении во флишевых, моласовых и других толщах подобного характера. При соответствующей детализации построений должны быть получены удовлетворительные результаты и в отношении угленосных толщ.

Уменьшение стратиграфического интервала в принципе возможно вплоть до осадочного ритма (но не его части). Главное препятствие при этом будет ставиться достоверностью стратиграфических отбивок, которая уменьшается с уменьшением выделяемого интервала и увеличением площади.

Развитые выше и использованные в последующем изложении положения соответствуют принципам математического моделирования динамических систем осадконакопления. Сущность этих принципов изложена в работах А. Б. Вистелиуса (1961, 1962 и др.). При этом предполагается, что существует некоторый природный механизм, благодаря которому при каждой конкретной комбинации факторов седиментогенеза возникает соответствующий осадок с определенной совокупностью характеризующих его параметров. Однако в настоящее время мы еще не в состоянии использовать весь информативный материал, заключенный в строении осадочных толщ. Приемы математической статистики помогут сделать это с возможно большей полнотой.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Уфимский век

Уфимский век, фиксирующий собою заметную тектоническую перестройку Уральской складчатой системы и примыкающих к ней частей Русской платформы, характеризуется, как мы отмечали выше, выходом на платформу терригенных масс осадочного материала. Непосредственной причиной этого явилось ускорившееся воздымание горной цепи и прекращение погружений в передовом прогибе, который постепенно начинает вовлекаться в поднятия.

Разумеется, эта перестройка происходила не единовременно, не в одноактное действие, а охватывала некоторое время. Это «переходное» время было отмечено накоплением соликамской свиты — той части уфимского яруса, в сложении которой существенное участие принимают карбонатные накопления, местами с развитием сульфатитов.

Соликамский бассейн занимал сравнительно узкую полосу, в основном западнее Предуральского прогиба, и лишь местами (в Соликамской и Бельской впадинах) заходил в его пределы. В своей основной части это был бассейн типа осолоненной лагуны. Повышенной солености его вод благоприятствовали следующие моменты: а) унаследованность солевых масс кунгурского реликтового бассейна; б) наличие на западе суши, сложенной сульфатно-карбонатными породами и поставлявшей хемогенные компоненты; в) сравнительно небольшие размеры бассейна; г) ограниченный сток речных вод с Урала.

Количественная оценка фациальной обстановки в соликамском бассейне произведена по 66 точкам. Этого далеко не достаточно для получения полного и достоверного представления о ней, особенно в южной части. Поэтому прилагаемую карту изолиний литомодулей (рис. 25) нужно рассматривать в качестве сугубо предварительного построения. Если в западной части бассейна существенной дифференциации литомодулей не наблюдается, то в восточной его полосе отмечается два отчетливых максимума, оконтуренных изолиниями 4,5—5,0 (наибольшие 5,6—6,4). Эти максимумы приурочены в основном к Камскому и Башкирскому сводам. В Чермозско-Бабкинской седловине располагается зона пониженных литомодулей (до 2,7), выдающаяся клином на запад. Ее осевая линия проходит через низовья р. Чусовой на г. Краснокамск. Тре-

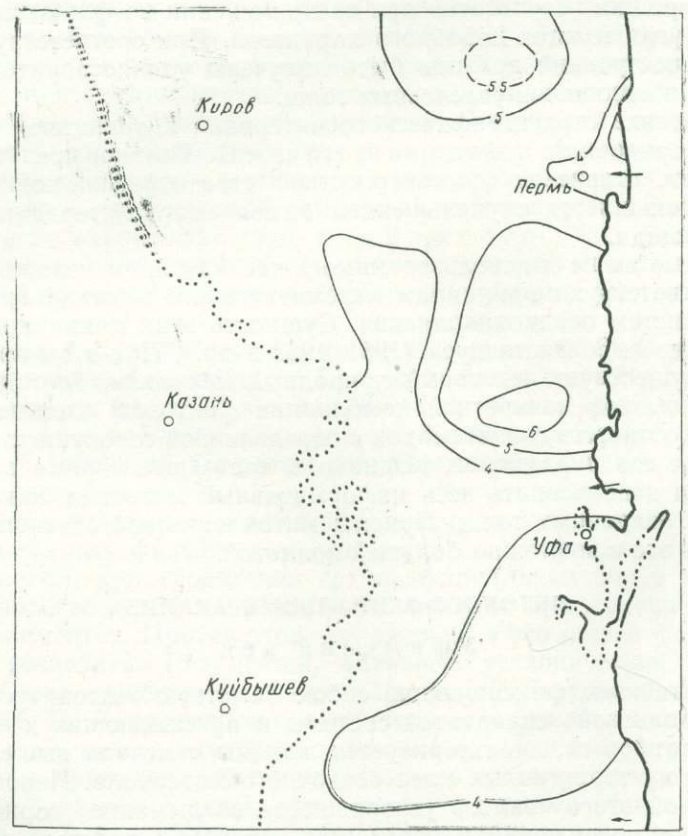


Рис. 25. Карта литомодулей соликамской свиты.

тий максимум значений литомодулей намечается на юге, предположительно в пределах юго-восточного склона Русской платформы.

При составлении литолого-фациальной карты учтены отмеченные особенности. В соликамском бассейне уже достаточно отчетливо проявляется гидрохимическая контрастность, характерная для многих позднепермских бассейнов. В восточной его полосе, на пассивных участках побережья, первоначально не без влияния реликтовых послекунгурских бассейнов, началось формирование относительно осолоненных зон. Накопление доломитов и гипсов здесь (рис. 26, зона 5*б*) временами перемежается глинистыми, изредка песчаными осадками. На севере значительное развитие получают известковые осадки и резко уменьшается отложение сульфатов (табл. 26, зона 5*а*). В южной и западной частях бассейна местами также возникают участки высокого осолонения (зоны 4*а*, *б*). На отдельных участках, главным образом в центральной и северо-западной частях бассейна, степень осолонения его вод заметно снижается, поэтому здесь с терригенными, в основном глинистыми осадками, чередуются преимущественно известковые накопления.

Таблица 26

Литологический состав фациальных зон соликамской свиты

Зоны	Число точек	Площ., км²	Объем		Содержание пород в %								Литомодули
			км³	%	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	
1а	4	6094	509	5,5	3,0	27,1	3,3	21,3	14,6	25,6	3,5	1,6	3,16
1б	3	13670	363	3,9	—	19,4	48,3	15,0	—	—	10,7	6,6	2,71
2а	15	37072	463	5,0	0,8	3,6	16,1	35,0	21,1	21,2	2,2	—	3,44
2б	4	42102	613	6,6	—	23,1	9,5	30,0	9,9	9,3	10,7	7,5	3,34
3	7	88694	1827	19,8	—	6,7	4,0	22,2	23,4	38,5	5,2	—	3,99
4а	3	6444	81	0,9	—	4,3	—	32,6	2,7	37,9	—	22,5	4,60
4б	8	56157	1413	15,3	—	3,4	5,7	27,2	3,4	1,3	26,7	32,3	5,03
5а	5	28504	3001	32,5	0,4	2,0	1,4	2,2	16,6	38,9	37,2	1,3	5,05
5б	17	40160	974	10,5	—	0,9	—	6,4	5,4	11,6	62,4	13,3	5,67
Всего	66	318897	9244	4,3*)	0,3	6,6	5,6	15,7	13,7	25,1	25,2	7,8	4,51

*) В % к отделу.

Под влиянием возраставшего речного стока на отдельных участках восточного побережья возникают зоны резкого рассолонения вод. Наиболее четко такая зона (*1а*) выражена в Чермозско-Бабкинской седловине. Здесь существенное участие в сложении свиты принимают красноцветные терригенные породы. В побережно-дельтовых условиях возникали толщи песчаников мощностью до 35 *м* и более. Показателем интенсивности терригенного сноса являются, в частности, линзы аллохтонных конгломератов до 10—11 *м* мощности, в которых размер галек (валунов) достигает 20 *см*.

К периферии зоны побережно-дельтовых отложений быстро уменьшается содержание терригенных осадков, особенно их более крупнозернистых разностей, преобладающими становятся карбонатные отложения, нередко сульфатиты. К югу (и западу) резкость этого перехода на карте дополнительно повышается тем, что здесь уменьшен стратиграфический объем свиты — верхние части соликамского горизонта подключены к шешминскому терригенному комплексу.

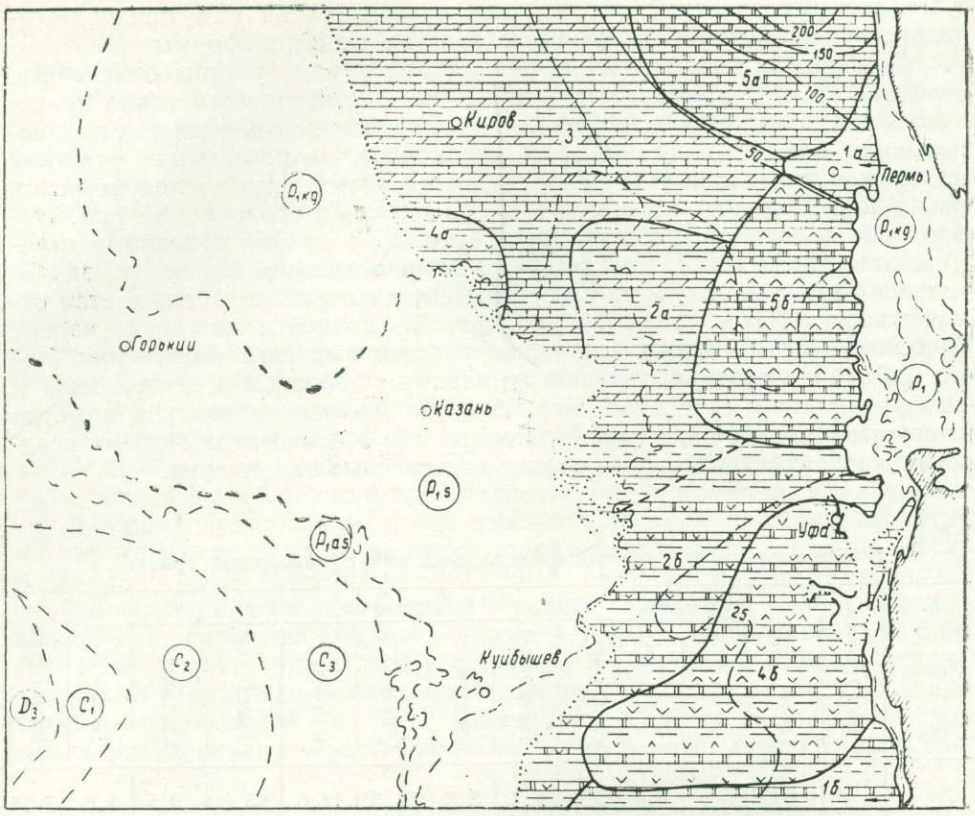


Рис. 26. Литолого-фациальная карта соликамской свиты с нанесением палеогеологии доверхнепермской поверхности по И. Н. Тихвинскому.

Условные обозначения приведены на рис. 28.

Литолого-фациальные зоны: *1* — побережно-бассейновые и дельтовые отложения — песчаники, глины и известняки с мергелями и прослоями конгломератов и гипсов.
2 — бассейновые карбонатно-терригенные отложения: *2а* — глины и песчаники с доломитами, известняками и сульфатами; *2б* — глины и мергели с известняками и алевролитами.
3 — бассейновые терригенно-карбонатные отложения — доломиты, мергели и глины с прослоями песчаников и известняков.
4 — бассейновые глинисто-сульфатно-карбонатные отложения: *4а* — известняки, глины, сульфаты; *4б* — доломиты, сульфаты, глины с прослоями алевролитов и песчаников.
5 — бассейновые, существенно карбонатные отложения: *5б* — доломиты и сульфаты с прослоями известняков и мергельно-глинистых пород.

Севернее зоны побережно-дельтовых накоплений переход к области развития бассейновых, существенно доломитовых отложений повышенной мощности более постепенен, он совершается через промежуточную полосу преобладания известково-глинистых илов. Степень осолонения этой части бассейна была менее высокой, чем на юге, лишь изредка осуществлялась садка сульфатов. Важно отметить, что в отдельные моменты здесь возникали нормальные морские условия, о чем свидетельствуют находки брахиоподовой фауны (Добринка). Подобные находки отмечаются и севернее, в Колво-Вишерском крае. Они являются бесспорным показателем наличия связи соликамского лагунного бассейна с морем. Эта связь осуществлялась в соликамское время, а иногда и позднее по депрессиям передового прогиба.

Терригенная часть уфимского яруса — шешминская свита — образовалась в бассейне, границы которого продолжали расширяться на запад. За пределами распространения соликамских отложений шешминские так же трансгрессивно налегают на нижнепермские, отделяясь от них нередко горизонтами делювиальных брекчий.

По поводу условий накопления шешминских отложений высказывались разноречивые мнения. А. В. Нечаев (1921) считал, что они образовались в континентальных, субаэральных условиях, при некотором развитии временных потоков, а также мелких пресноводных и солоноватоводных бассейнов. Эту точку зрения разделял также М. Э. Ноинский (1932). Позднее В. П. Батурин (1954), а также Д. В. Наливкин (1956, II, 346) совершенно отрицали возможность существования в уфимское время сколько-нибудь постоянных водных бассейнов, допуская только деятельность временных озер, водотоков и образование наземных дельт в условиях безводной пустыни.

Совершенно иные представления высказывает Л. В. Пустовалов (1937). Он впервые привел убедительные доказательства в пользу субаквального, в основном дельтового происхождения верхнепермских красноцветов. Хотя у него гипертрофировано значение дельтового режима и приняты не вполне правильные взаимоотношения уфимских и казанских отложений, но в целом обстановка бассейнового осадконакопления оценена правильно. Е. И. Тихвинская (1952) также признает, что климат в позднепермскую эпоху в Приуралье был не сухим и жарким, а влажным и умеренным. Формирование пермских красноцветных толщ происходило большей частью в условиях обширных шельфовых мелководных солоноватых и пресных бассейнов, при резком сокращении субаквальных условий лишь в позднетатарское время. Значительным было развитие дельтовых накоплений. Эта характеристика в полной мере относится и к уфимским отложениям. Аналогичные взгляды позднее разделяют Г. Л. Миропольская (1955), Т. В. Макарова (1957), взаимоотношения и генетическое значение различных петрографических типов детализирует Н. Н. Форш (1955).

Красноцветная окраска отложений, безусловно, не определяет однозначно аридности климата, как считалось ранее. Красную окраску породы приобретают в условиях относительного дефицита органического материала сравнительно со свободным окисным железом. Иногда этот дефицит осуществляется даже в типичных морских условиях. Примером этого служат хотя бы красноцветные нижнеказанские песчаники из района д. Шурги (Марийская АССР), принятые А. В. Нечаевым в свое время за уфимские отложения. Однако чаще красноцветная окраска появляется все же в отложениях аридной полосы (но водных, а не субаэральных), где уменьшено количество органического материала.

Одним из наиболее характерных признаков аридных терригенных образований Н. М. Страхов (1962, 22) считает повышенную их карбонатность. Если с этой точки зрения рассмотреть имеющиеся данные пересчетов химических анализов (около 400), то в группе карбонатно-терригенных пород (при карбонатности менее 25%) на породы с карбонатностью более 5% приходится: в уфимском ярусе 72%, казанском (белебеевская свита) 62% и в татарском 54%. При этом отметим, что карбонатность алеврито-песчаных пород всюду выше, чем алеврито-глинистых. Последовательное уменьшение этих величин к концу позднепермской эпохи указывает на соответствующее уменьшение «аридности».

Показателем того же порядка является сульфатность терригенного комплекса уфимского яруса. Наличие гипса как в виде стяжений, так и сплошной импрегнации пород является настолько характерным признаком, что в некоторых районах он используется для стратиграфического расчленения. Резко возрастает сульфатность отложений на северо-западе территории, уже в пределах Московской синеклизы. Здесь появляется мощная ангидритовая толща, тесно переплетающаяся с терригенными накоплениями.

Все эти факты вполне согласуются и с палеомагнитными данными (Атлас..., 1961). Последние определяют положение рассматриваемой

территории в уфимский век в пределах субтропической полосы с палеоширотами 25—30°.

Таким образом, подтверждается существование, по крайней мере в начале позднепермской эпохи, засушливой, аридной обстановки. Аридные же области характеризуются, как известно, тем, что испарение превышает выпадение осадков и поэтому любые водоемы локального питания обречены на исчезновение. Между тем в древних аридных отложениях мы встречаем преимущественно водноосадочные образования, возникшие к тому же в длительно существовавших водоемах. Объяснение этому заключается в том, что питание засушливых областей в подобных случаях осуществлялось в значительной степени за счет смежных гумидных зон. В позднепермскую эпоху такой гумидной зоной, расположенной по вертикали, являлся высокогорный Уральский хребет, который в большом количестве концентрировал метеорные осадки. Именно отсюда поступало основное питание уфимских бассейнов как водой, так и осадочным материалом. Эти обширные мелководные бассейны имели переменную соленость, сильно колеблющуюся в разных частях и во времени: от осаждения пресноводных известняков до садки ангидритов. Значительная роль принадлежит мелководно-побережным, в том числе дельтовым отложениям. Безусловно, были развиты разнообразные наземные накопления, большей частью не сохранившиеся в последующем. По наличию галек серых глин в песчаниковых толщах можно предполагать существование среди них аллювиальных равнин с застойными пойменными озерами.

Перейдем теперь к рассмотрению количественных данных, характеризующих распределение осадочного материала в пределах области осад-

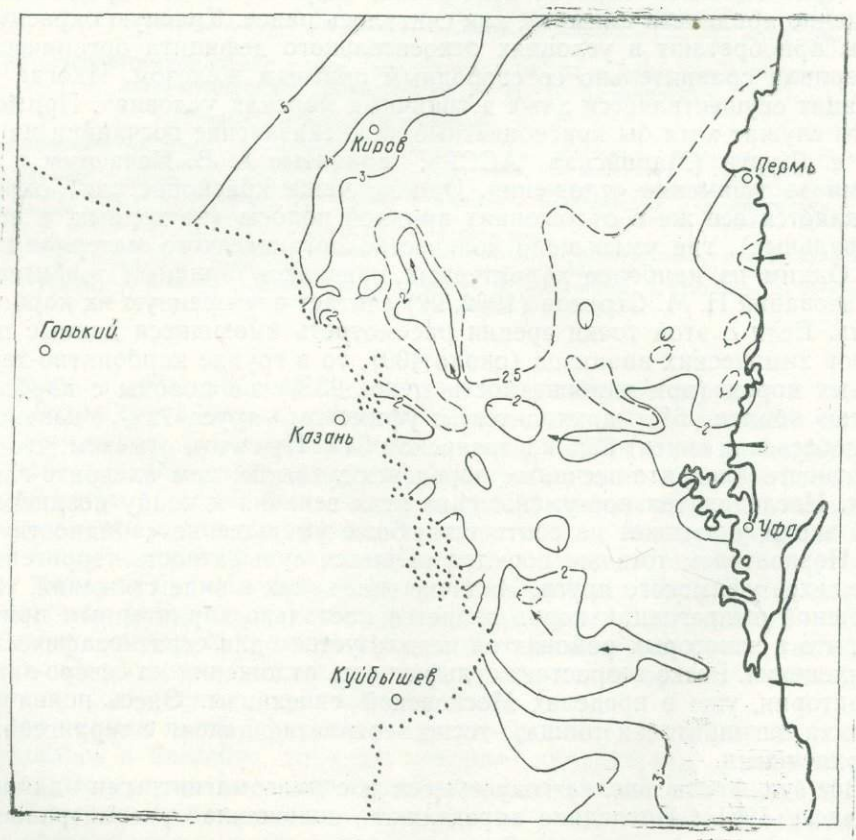


Рис. 27. Карта литомодулей шешминской свиты.

конакопления. В соответствии с изложенной ранее методикой, используем для этого, прежде всего, карту изолиний литомодулей (рис. 27). Карта показывает сравнительно малые пространственные изменения этого коэффициента — на большей части территории в пределах всего лишь 1—1,5 единиц. В этом проявляется общеизвестный факт большого сходства и однообразия уфимских отложений в своей бесконечной перемежаемости однотипных пород. В разрезах свиты трудно найти достаточно четкие отличительные признаки или установить какие-либо определенные критерии для их систематизации. С этими трудностями встречается каждый исследователь и они, собственно, и явились причиной для использования литомодулей прежде всего в целях типизации разрезов.

Расчет и предварительное картирование величин литомодулей были произведены в 1961 г. и эта первая попытка сразу показала значение литомодулей как генетических коэффициентов для характеристики динамики области осадконакопления.

Несмотря на малый диапазон изменений величин литомодулей на обширной территории, общие закономерности их распределения проявляются вполне отчетливо и выражаются в следующих положениях: 1. Общее возрастание значений литомодулей с востока на запад (от 1,37 до 5,47) определяет ведущее и преобладающее значение восточной провинции в терригенном питании бассейна. Факт, известный, разумеется, и ранее, получает в этом количественную оценку. 2. Сложная конфигурация изолиний, наличие их изгибов, входящих в глубь области седиментации, намечают преобладающие направления сноса. 3. Участки пониженных значений литомодулей во внутренних частях области осадконакопления должны рассматриваться как концевые аккумуляторы тех потоков наносов, которые периферические части проходят «транзитом» и поэтому там не отображаются.

На основании анализа карты литомодулей вполне определенно выявляются три направления сноса терригенного материала с востока. Назовем их условно по пунктам, через которые они проходят: Кунгурское, Бирское, Стерлитамакское. Напомним, что В. П. Батурин в свое время, на основании распределения ассоциаций тяжелых минералов, указывал на две «речные системы», достаточно близко совпадающие с намеченными нами. Наиболее интенсивному Бирскому направлению сноса соответствует эпидотовая терригенно-минералогическая провинция, а расположенному южнее Стерлитамакскому — гранатовая. В наличии территориально обособленных минеральных ассоциаций В. П. Батурин (1954) видел доказательства континентального происхождения свиты. Между тем и в условиях бассейновой седиментации, при крайней мелководности бассейна, совершенного перемешивания и интегрирования материала также ожидать было нельзя.

В районе северных поднятий Вятской зоны намечается еще одно направление сноса — Вятское, идущее, видимо, с северо-востока. В литомодулях оно не проявляется, поскольку маскируется высоким здесь содержанием сульфатитов.

При бесконечном переслаивании однообразных пород в толще шешминской свиты весьма трудно произвести типизацию разрезов для выделения литолого-фациальных зон. Не удивительно поэтому, что мы пока не обнаруживаем большого сходства в существующих фациальных картах уфимского яруса, составленных разными коллективами. Например, при сравнении карт из Атласа литолого-палеогеографических карт (1961) и карт ВНИГНИ (Бороздина и др., 1960) выясняется, что границы фациальных зон этих карт совпадают редко, а во многих случаях секут друг друга.

Предлагаемая нами интерпретация фациальной картины также имеет не особенно много общих черт с упомянутыми схемами (рис. 28). Однако ее преимущество в том, что она основывается на систематизи-

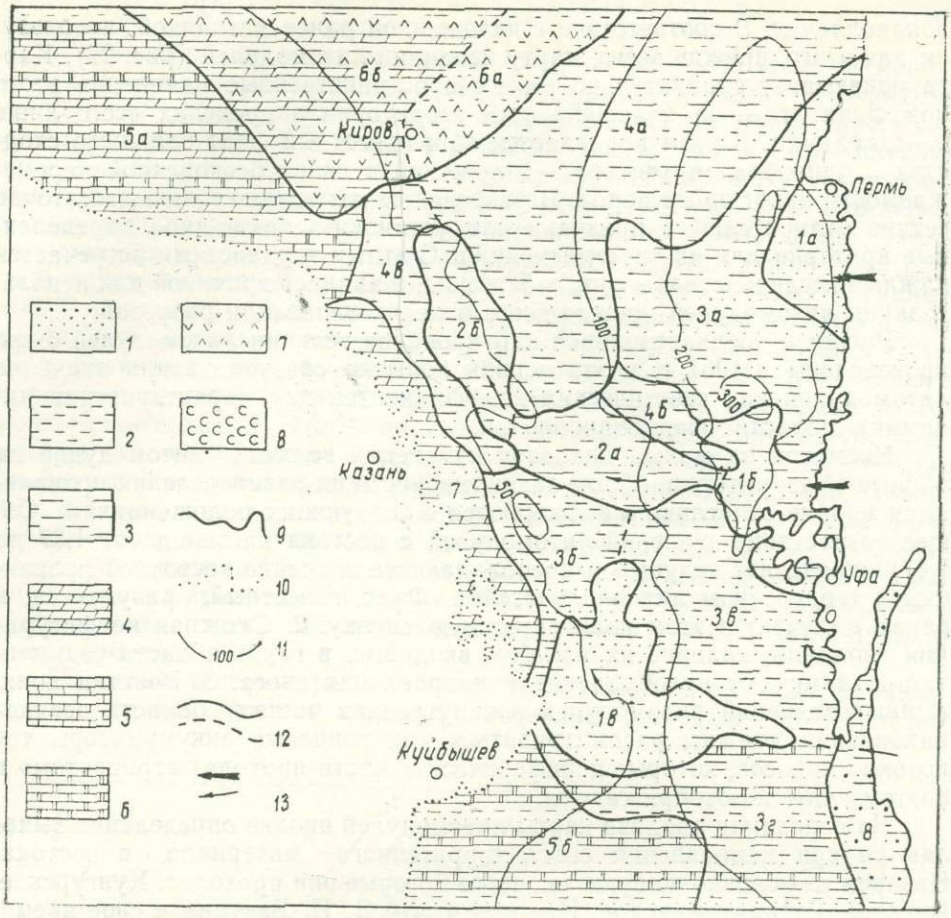


Рис. 28. Литолого-фациальная карта шешминской свиты:

1 — песчаники (и конгломераты); *2* — алевролиты; *3* — глины; *4* — мергели; *5* — известняки; *6* — доломиты; *7* — гипсы и ангидриты; *8* — галит; при содержании 40—60% знак удваивается, более 60% — утраивается; *9* — контур современного распространения картируемых отложений; *10* — погребенный контур их распространения; *11* — изолинии мощности; *12* — границы литолого-фациальных зон и подзон; *13* — направления сноса и транспорта обломочного материала.

Литолого-фациальные зоны: *1* — побережно-бассейновые алеврито-песчаные отложения: *1а, 1в* — песчаники и глины с карбонатными прослоями: *1б* — песчаники, глины и алевролиты.

2 — внутрибассейновые дельтовые песчано-глинистые отложения: *2а* — глины и песчаники; *2б* — глины, песчаники и алевролиты с прослоями мергелей.

3 — бассейновые песчано-глинистые отложения: *3а, 3б* — глины, песчаники и алевролиты; *3в* — глины и песчаники с алевролитами; *3г* — глины и песчаники с алевролитами и доломитами.

4 — бассейновые, существенно глинистые отложения: *4а, 4б, 4в* — глины с алевролитами и песчаниками, а также прослоями мергелей и известняков (*4а, 4в*).

5 — бассейновые терригенно-карбонатные отложения: *5а* — глины и мергели с прослоями песчаников и алевролитов, местами ангидритов; *5б* — доломиты и песчано-глинистые породы; *5в* — известняки и доломиты с алевролитами и мергелями.

6 — лагунные сульфатно-терригенные отложения: *6а* — сульфаты и алевролиты; *6б* — сульфаты и глины с мергелями и карбонатными породами.

7 — краевая зона выклинивания, часто с элювиальными брекчиями.

8 — предгорная зона неустойчивой, побережно-бассейновой седиментации: глины с песчано-алевритовыми породами и конгломератами.

рованных количественных показателях в большей степени, чем эти схемы. Основой для ее составления служит, как это и изложено в методической части, карта литомодулей. Изолинии литомодулей 2,0—2,5—3,0 намечают, в первом приближении, подразделение территории по типам разрезов с преобладанием соответственно: алевролитов и песчаников; глин и алевролитов; глин. При большой сложности строения верхнепермских красноцветов заведомо будет обречена на неудачу попытка заранее предопределить пределы содержания отдельных пород в фациальных зонах. Поэтому мы намечаем такие пределы в каждом

случае по-разному: по преобладанию одной породы или двух родственных, например, песчаников с алевролитами или глин с алевролитами; это преобладание может быть абсолютным или относительным и т. п. При этом всегда учитываются конкретные особенности данной зоны с тем, чтобы избранным признаком она была охарактеризована наиболее точно.

Первую зону — побережно-бассейновых алеврито-песчаных отложений выделяем при суммарном содержании названных осадков большей частью свыше 60% и ведущей роли песчаного материала (*1а, б, в*), при подчиненном значении глинистых илов. Для центральной («Бирской»), а в особенности южной («Бугурусланской») зоны характерно также появление глинисто-карбонатных осадков. К югу их содержание возрастает. По ряду разрезов устанавливаем, что границе зоны соответствует величина литомодуля 2,05 (юг) — 2,09 (центр). Лишь единичные разрезы по своей характеристике несколько отклоняются от установленных пределов.

Внутрибассейновые дельтовые песчано-глинистые отложения образуют узкую зону (*2а, б*), вытянутую на 400 *км* от низовьев р. Белой до среднего течения р. Вятки. Эта зона, как уже упоминалось, от смежных участков других зон отличается повышенным содержанием песчаников (табл. 27).

Объем двух зон собственно бассейновых осадков (*3* и *4*) составляет почти две трети (64%) всего объема свиты на рассматриваемой территории. Следовательно, именно этот тип отложений — алеврито-глинистых — и является наиболее характерным. Изолиния 2,50, простирающаяся в общем направлении с северо-востока на юго-запад от пос. Чермоз к г. Вятские Поляны, разделяет эти зоны. Зона *3*, более близкая к источникам сноса, сложена в основном песчаниками и глинами. Она характеризуется содержанием песчаников не более 50%, но обычно выше 20%, и существенным развитием алеврито-глинистых пород, которых всегда больше, чем песчаников. В толще терригенных пород развиты маломощные прослои мергелей и известняков. На юге (*3г*) значительно содержание доломитов. Предельные значения литомодулей для южного участка приняты условно в 3,50.

Зона бассейновых, существенно глинистых отложений (*4*) отличается высоким содержанием глин, в сумме с мергелями в большинстве разрезов превышающим 60%. Впрочем развитие мергелей, как и вообще карбонатных осадков, незначительно. Содержание песчаников невелико и редко превышает 20%. Оконтуривание зоны произведено по предельному значению литомодулей 3,35 или по появлению залежей ангидритов. Интересно отметить зону *4б* (к юго-западу от г. Сарапула), которая отличается наиболее высоким содержанием глин (до 89%). Узкой полосой она разделяет ранее рассмотренные зоны *2а* и *3а*.

Западнее полосы преобладающего развития глинистых осадков начинается зона распространения сульфатов (ангидритов), а южнее — карбонатных осадков. В зоне лагунных, сульфатно-терригенных осадков мощные пачки ангидритов, при среднем их содержании 31—39% и максимальном до 50%, чередуются с алевролитами (*6а*), которые западнее почти полностью замещаются глинами с прослоями мергелей и карбонатных пород (*6б*). Эта лагунная зона простирается далее на северо-запад, за пределы рассматриваемой территории, занимая там значительные пространства. Важно отметить появление в зоне *6а*, приуроченной в основном к северным поднятиям Вятского вала, алевритового материала в больших количествах (среднее 54%, максимальное — 87%). Напомним, что непосредственно к востоку находится зона *4а*, характеризующаяся преобладающим развитием глин (63%).

К лагунной зоне с юго-запада примыкает зона бассейновых терригенно-карбонатных накоплений (*5а*), где существенное развитие, иногда

Таблица 27

Литологический состав фациальных зон шешминской свиты

Зона	Число точек	Площ., км²	Объем		Содержание пород в %								Литомодули
			км³	%	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	
1а	2	9533	2490	5,7	—	66,9	0,8	32,3	—	—	—	—	1,65
1б	12	10786	1975	4,6	0,2	55,9	13,4	27,5	1,4	1,6	—	—	1,79
1в	28	21365	1517	3,5	0,3	61,4	9.1	22,8	2,7	3,3	0,3	0,1	1,76
2а	9	12544	1180	2,7	0,2	42,3	6,5	50,7	0,3	—	—	—	2,09
2б	13	11931	546	1,3	0,1	39,4	14,5	40,1	5,0	0,7	0,1	0,1	2,14
3а	19	39373	8580	19.8	0,2	31,1	22,4	40,2	4,6	1.2	—	0,3	2,24
3б	17	15338	889	2,0	0.2	33,6	18,5	39,2	3,0	5,2	2,2	0,1	2,36
3в	28	30064	4676	10,8	0,3	31,4	6,9	57,2	2,2	1,8	0,1	0,1	2,36
3г	11	26547	3240	7,5	—	34,4	10,1	37.6	2,6	3,5	11,1	0.7	2,67
4а	17	74000	9105	21,0	0,1	13,4	16,1	63,0	4,2	1.7	0,2	1,3	2,71
4б	7	5019	718	1,7	—	16,1	10,3	73,4	—	0.1	—	0,1	2,58
4в	15	12973	525	1,2	—	16,9	2,9	71,4	4,0	3,3	—	1,5	2,80
5а	2	58516	1455	3,3	—	1,5	11,1	6,0	13,3	45,3	21,2	3,6	4,64
5б	4	31175	1804	4,2	—	10,7	9,5	19,5	4,8	8,4	43,3	3,8	4,36
6а	11	10969	670	1,6	—	5,2	54,1	2,8	1,2	4,5	1.2	31.0	3,73
6б	3	34077	1582	3,6	—	—	5.4	33,0	11.7	7,2	3,6	39,1	4,88
7	42	17173	215	0.5	0,2	39,3	10,0	28,9	11.1	6,0	2,3	2,2	2,51
8	7	10920	2158	5,0	6,3	12,9	7,7	62,2	4,8	0,5	—	5,6	2,76
1	42	41684	5982	13,18	0,2	61,8	7,1	28,3	1,2	1,4	0,1	—	1,74
2	22	24475	1726	4,0	0.2	41,4	9,0	47,4	1,8	0,2	—	—	2,10
3	75	111322	17385	40,1	0,2	31,9	15,6	44.3	3,5	2,0	2,2	0,3	2,37
4	39	92001	10348	23,9	0,1	13,7	15,0	64,0	3,9	1,7	0,2	1,2	2,71
5	6	89691	3259	7,5	—	6,7	10,2	13,5	8,6	24.0	33,3	3,7	4,48
6	14	45046	2252	5,2	—	1,5	19,9	24,0	8,6	6,4	2,9	36,7	4,54
Всего	247	432312	43325	20,1*)	0,4	27,8	13,4	44,4	3,9	3,6	3,6	2,9	2,63

*) В % к отделу.

почти до 90%, имеют карбонатные — известковые, в меньшей степени доломитовые осадки. В южной зоне (*5б*), тяготеющей к Жигулевско-Пугачевскому своду, наоборот, преобладают доломиты, они чередуются с глинистыми алевритовыми и песчаными осадками.

Краевая зона разрезов малых мощностей по западной окраине площади современного распространения свиты (зона *7*) характеризуется переменным составом. Отдельные разрезы слагаются целиком песчаниками, глинами или карбонатными породами. Широко развиты здесь также карбонатные брекчии, которые, видимо, представляют результат элювио-делювиальной доуфимской переработки нижнепермских пород.

На юго-востоке территории, в пределах Бельской депрессии, располагается предгорная зона (*8*) неустойчивой побережно-бассейновой седиментации. Она отличается высоким содержанием глин, переменным количеством песчано-алевритовых осадков и конгломератов. Местами значительное развитие получают сульфатные накопления. Быстро меняются мощности толщи, достигающие 1000 *м* и более. Отдельные массивы залегают в мульдах кунгурского ложа.

Шешминский бассейн в максимальном его развитии имел значительные размеры, ширина его в наиболее узкой части достигала 300 *км*, а длина по осевой линии приближалась к 2000 *км*. Однако бассейн этот

был весьма мелководным, неровностями дна он разбивался на полуизолированные части, некоторые участки его, особенно в краевых зонах, периодически подвергались осушению. Акватория отдельных плесов была соизмерима, вероятно, с размерами Азовского моря или Северного Каспия. А в подобных бассейнах, как отмечал А. Д. Архангельский (1934), песчаные отложения не опускаются ниже изобаты в 10 *м*, часто не достигают и меньших глубин. В Аральском море зона песков лишь иногда спускается до 15-метровых глубин (Бродская, 1952). Исходя из этих и других аналогичных данных, возможно принять и для шешминского бассейна глубины накопления песчаных осадков в пределах первого десятка метров. При этом нет необходимости вводить существенные поправки на время. Как известно, в течение всего неогея (палеозой и мезокайнозой) основные климатические факторы изменялись в сравнительно небольших пределах. В перми к тому же уже оформилась принципиальная схема современной циркуляции воздушных масс (Борисов, 1965). Следовательно, развитие волновых процессов в пермских бассейнах и определявшееся ими перемещение наносов не имело принципиальных отличий от аналогичных процессов в современности.

Распределение алеврито-песчаных отложений по площади шешминского бассейна осадконакопления, показанное на рис. 29 в абсолютных величинах, подтверждает уже намеченные выше выводы. Наибольшие количества песчаного материала концентрируются, естественно, в восточной, мелководно-побережной полосе бассейна, распределяясь по основным направлениям сноса. Особенно большие массы песчаного материала связаны с Кунгурским направлением сноса. Изолинии мощности песчаных отложений оконтуривают это направление даже более отчетливо, чем изолинии литомодулей, вследствие того, что накопление материала «кунгурских» выносов происходило в основном в депрессионной зоне. Именно наличие последней и препятствовало здесь далекой миграции на платформу алеврито-песчаного материала.

Иные условия имелись на Бирском направлении сноса. Окраинная часть депрессионной зоны здесь быстро заполнилась наносами. Речные потоки, прорезая ранее отложенные осадки, проникали далее на запад и выходили на относительно стабильные участки, приуроченные к Татарскому своду. Здесь и формировалась «Елабужская» зона *(2а)* дельтовых выносов, для которой характерны мощные пачки песчаных осадков, местами переходящие в косослоистые конгломератовые накопления. Простирающаяся далее «Уржумская» зона *(2б)* соответствует, вероятно, донной равнине дельты.

Своеобразна южная зона дельтовых выносов — «Бугурусланская» *(1в)*. Для нее характерна ассоциация песчаных осадков с карбонатными — известковыми, реже доломитовыми. Промежуточные разности в типичных разрезах зоны развиты мало. Видимо, ее формирование происходило в условиях довольно ограниченного приноса терригенного материала. Именно поэтому данная зона почти не фиксируется по абсолютным мощностям терригенных осадков. Длительное перемещение и перемывание материала на подводном склоне дельты и ее донной равнине привели к отмыванию песчаного материала от алеврито-глинистых фракций и выносу последних в смежные участки.

Вследствие большой подвижности глинистая суспензия волновыми возмущениями перемещается преимущественно в пониженные участки дна, где и осаждается окончательно. Около половины всей массы глинистого материала концентрируется в области Верхнекамской впадины, включая ее восточную, наиболее активную часть — Осинскую депрессию (зоны *3а*, *4а*). Своеобразная зона обогащения глинистыми осадками *(4б)* близ г. Сарапула возникла, вероятно, в результате существования здесь несколько углубленного, застойного участка между двумя рукавами «Бирской» дельты: «Елабужским» и «Сарапульским».

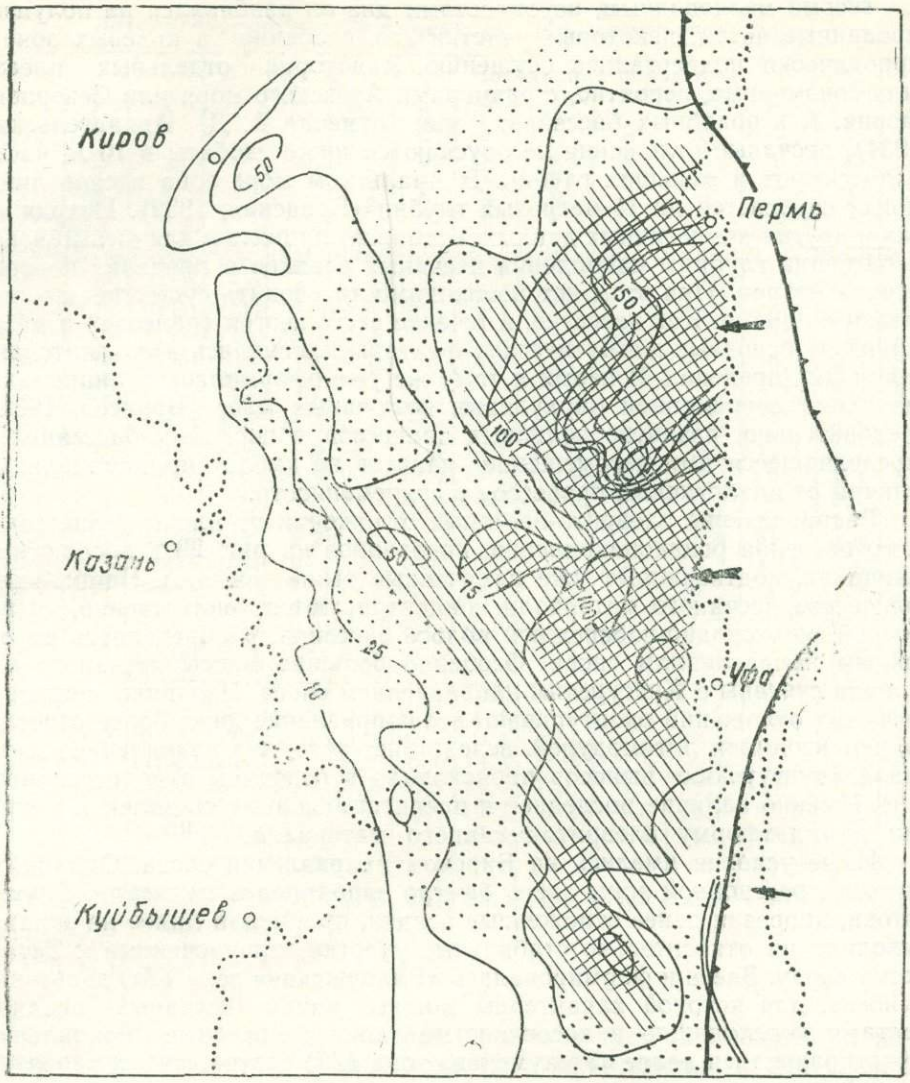


Рис. 29. Распределение суммарных мощностей алеврито-песчаных отложений шешминской свиты (изолинии).

Мощности песчаников в том числе: 10—25 м (точки), 25—30 м (штриховка), более 50 м (клетка).

В моменты значительного сокращения терригенного сноса полоса накопления глинистых илов смещалась к востоку. При этом, естественно, возрастало относительное количество карбонатной взвеси, выпадающей в осадок вместе с глинистой суспензией. Таким путем накопления карбонатно-глинистых илов давали начало прослоям известняков и мергелей, слоистых в относительно глубоких участках и переходящих в конкреционные в мелководных.

Обширные зоны осолонения возникли и длительно существовали в участках шешминского бассейна, удаленных от источников сноса. Основная часть южной зоны расположена в Прикаспийской впадине и представлена здесь чередованием сульфатных и глинистых осадков. На рассматриваемую территорию она входит лишь северной, окраинной частью (зона *5б*), где с терригенными прослоями чередуются доломиты, а сульфаты развиты еще незначительно.

Западная зона осолонения приурочена к центральным пространствам Московской синеклизы. В ее пределах (зона *6б*) содержание сульфатов, ангидритов во многих случаях достигает 50—60%, среднее же составляет 40%. Возникновение и расположение этой лагунной зоны осолонения также вполне отчетливо контролируются тектоническими элементами. Переход же к тектонически более приподнятым, склоновым частям синеклизы на юге ведет к выпадению из разрезов сульфатов и замещению их карбонатными, но, в отличие от южного района, преимущественно известковыми осадками (*3а*). К востоку зона осолонения почти не простирается далее полосы Вятских поднятий. Характерно, что в пределах последних в разрезах совершенно отсутствуют глинистые прослои, здесь имеются только алевролиты и в меньшей степени песчаники (*6а*). В указанном отношении эта «Сырьянская» зона аналогична «Бугурусланской». Остается пока неясным вопрос о путях проникновения в эту зону песчано-алевритового материала. Возможно, уже начало действовать северо-восточное, Вятское направление сноса.

Садка сульфата кальция из морских рассолов начинается при солености 13—14%. Однако при метаморфизующем воздействии речных вод садка гипса, согласно диаграмме Н. М. Страхова (1962, III, 196), могла происходить и при значительно меньшей солености, начиная с 3%. Подобные условия существовали в восточной части шешминского бассейна, где гипсовая залежь бураевского горизонта возникла в парагенезе с известняками. Наоборот, парагенез гипсов с доломитами (соликамская и низы шешминской свиты), а также наличие седиментационных ангидритов (шешминская свита в Московской синеклизе) являются показателями повышенной солености.

Попытаемся примерным расчетом определить возможный источник солевого питания. Для этого произведем первоначально оценку речного стока, используя «формулу стока» для современных горных рек (Страхов, 1954), которая устанавливает соотношение между мутностью $(a+в)$ и растворенным материалом (c) $(a+в) : c = 7{,}08 : 1 = 1 : 0{,}14$ (по весу). Поскольку объем терригенного материала в шешминской свите составляет 88%, то, принимая среднее содержание сульфата кальция в солях речных вод 17% и учитывая различие объемных весов $(1{,}7 : 3{,}0 = 0{,}6)$, получаем объем сульфатов, вынесенных речными водами $(88 \cdot 0{,}14 \cdot 0{,}17 \cdot 0{,}6) = 1{,}3\%$. Фактически объем сульфатов составляет 2,9%. Это различие значительно возрастет, если произвести расчет на весь Волго-Мезенский бассейн. Для него объем терригенного материала 77%, сульфатов — 12,5%. Таким образом, речной сток не обеспечивал поступления в шешминский бассейн того количества сульфатов, которое фактически было осаждено из его вод.

Второй из возможных источников сульфатов — реликтовые солевые массы, оставшиеся от соликамского бассейна, — реального значения не имеет, так как весьма невелики были размеры этих реликтовых бассейнов.

Вероятно, следует отвести и возможность солевого питания из морского бассейна, который существовал на севере, так как мы не находим явных следов связи с ним.

Остается последний источник, имевший, видимо, определяющее значение, — солевое питание с западной суши. На огромных пространствах Русской платформы, от приуральских позднепермских бассейнов до Донбасса и Прибалтики, на многие сотни километров простиралась «белая пустыня». Это была равнина, сложенная карбонатными породами — известняками, доломитами, местами обнажались гипсы. На поверхность здесь выходили породы нижней перми, карбона. Континентальный перерыв длился местами в течение двух эпох. За это время поверхность «белой пустыни» была в значительной степени переработана. Здесь получили развитие карстовые поля, делювиальные брекчии.

Постоянных водотоков не было, но проходящие временами дожди питали временные потоки и грунтовые воды. Как первые, так, в особенности, вторые и доставляли значительную часть хемогенных компонентов в шешминский бассейн.

Казанский век

По своей длительности казанский век составил всего лишь около одной пятой продолжительности позднепермской эпохи. Относительно же всего пермского периода это был еще более кратковременный эпизод. Тем не менее этот «эпизод» длился около 5 миллионов лет и он явился событием в истории поздней перми.

Специфика позднепермской эпохи определялась господством терригенного осадконакопления. Объем морской казанской формации и сопряженных с нею лагунных формаций составляет лишь около 15% относительно всего объема отложений верхней перми. Представления о ведущей роли казанской морской трансгрессии в истории поздней перми являются безусловно преувеличенными. Эти представления сложились исторически, в силу того, что внимание геологов издавна обращалось прежде всего к морским отложениям, охарактеризованным привычной фауной; что сами эти отложения четко обособляются и хорошо наблюдаются на значительной территории среди вмещающих и окружающих их «немых» терригенных («рухляковых») толщ; что, наконец, эти отложения служили здесь основным источником для получения ряда важных строительных материалов.

Имея в виду сказанное, мы все же считаем закономерным повышенное внимание к казанскому ярусу. Это внимание оправдывается особой ролью его в истории поздней перми, контрастностью литологического состава, многообразием фациальной характеристики, сложностью сочетания полифациальных толщ, разносторонностью взаимодействующих при его формировании факторов.

Сложности возникают уже при попытках осуществить на всей территории подъярусное деление. При этом оказывается, что если соблюдать все установленные ранее признаки, то так называемая подъярусная граница фактически будет разновозрастной, разделяющей генетические комплексы. Эти фациальные, генетические комплексы целесообразно назвать «спириферовым» и «конхиферовым», восстанавливая старые названия в новом значении. Амплитуда скольжения генетической границы составляет добрую половину всего казанского яруса. Несмотря на это, мы считаем возможным рассмотрение в фациальном анализе разновозрастных, но генетически единых комплексов для лучшего выявления основных закономерностей их формирования (Сементовский, 1962б, 1965). Вместе с тем, разумеется, совершенно необходимо рассмотрение и строго одновозрастных единиц, что мы и делаем в настоящей работе.

Начало казанского века знаменуется заметными тектоническими движениями на больших территориях. В горном Урале происходят поднятия, вероятно, максимальные за всю его историю, и новые массы терригенного материала уносятся с его склонов бурными потоками. На Русской платформе, начиная с северных ее частей, развивается постепенное погружение, которое приводит сюда морские воды. Их путь был далек и долог — чтобы пройти одну — полторы тысячи километров нужно время, измеримое геологическими масштабами. В Приуралье же в это время условия седиментации менялись сравнительно мало. Тем не менее, возрастание стока вело к постепенному расширению остаточных, уфимских водоемов, соединению их в единый бассейн, продвижению его на запад. При этом на красноцветные уфимские породы ложатся с размывом породы красноцветные, но уже казанские (см. стр. 50). Вероятно, некоторая часть этой красноцветной пачки древнее самых нижних

морских слоев в пределах рассматриваемой территории, особенно в области Вятских поднятий. Мы пока не имеем надлежащих критериев для оценки стратиграфического объема этой отсутствующей здесь части. По-видимому, она составляет некоторую долю, может быть, до половины первого ритма (горизонта).

Встречное продвижение двух разнотипных бассейнов привело, наконец, к их слиянию. Линию слияния наметить сейчас пока невозможно, можно думать лишь, что она проходила вдоль восточного склона Вятских поднятий, затем переходила на Татарский свод к устью р. Вятки и далее уходила на юго-восток. Само слияние происходило не единовременно. Первоначально морские воды проникали в предгорный бассейн по отдельным проливам, локализовались на небольших участках. Лишь в последующем они распространялись на бо́льшую площадь, временами в окраинных частях вновь отступая на короткий срок. Об этом свидетельствуют тонкие красноцветные прослои в серых лингуловых глинах, поднимающиеся местами довольно высоко от подошвы последних. Отсюда становится ясным, почему на контакте краснокрашенных и сероцветных пород очень редко наблюдаются признаки размыва, а обычным является хотя и быстрая, но плавная смена окраски. Этот факт подчеркивал еще А. В. Нечаев (1921). Он же впервые указал и на условия, в которых возникают подобные соотношения, — при захвате морской трансгрессией ранее существовавших озерных бассейнов. Асинхронность линии смены окраски пород, указывающая на длительность процесса слияния бассейнов, видна на профиле, составленном по обнажениям для отрезка долины р. Камы от Соколок до Красного Бора (рис. 7).

С того момента, когда закончилось слияние обоих бассейнов, и до конца казанского века предгорные опресненные бассейны существуют как окраинные, мелководные части казанского моря. Наименьшее развитие они имели в конце первого ритма раннеказанского времени, когда отлагались осадки второй пачки, морские прослои которой наиболее далеко продвинуты на восток. После этого начинается скачкообразное регрессивное сокращение площади морского бассейна, быстрое вначале и замедленное к концу, сопровождающееся прогрессирующим осолонением. Наоборот, площади окраинных опресненных частей бассейна последовательно расширяются.

Общая климатическая обстановка в казанский век определялась положением рассматриваемой территории в основном в пределах палеомагнитных широт 30—35° (Атлас..., 1961). Это соответствует также субтропической аридной зоне, но, по сравнению с уфимским веком, более северной ее части. «Степень аридности», превышение испарения над осадками, при этом была, вероятно, несколько ниже. Во-первых, существовал более высокий горный хребет, поднимающийся, видимо, за снеговую линию, это — высотная гумидная зона. Она имела существенное значение не только как аккумулятор атмосферных осадков, но и увеличивала количество последних в предгорьях. Обширный морской бассейн с устойчивым водным питанием оказывал влияние на общее смягчение климата. Поэтому наземная растительность в казанский век была развита более широко, особенно на морском побережье, на островах. Показателем этого является наличие накоплений бурых углей, известных в ряде местонахождений, появление углистых остатков и углистых прослоев даже в красноцветных пачках.

Тем не менее провинция в целом оставалась аридной. Именно этим объясняется резкая литологическая контрастность казанских, особенно нижнеказанских отложений, являющаяся следствием глубокой фациальной дифференциации. Наиболее важным и характерным показателем этого служит зональность аутигенного породообразования, возникновение гидрохимических концентраций, что было возможным только в условиях аридного эвапоритового бассейна.

Для получения общего представления о динамике области седиментации в казанское время рассмотрим подъярусные карты литомодулей. Карта изолиний литомодулей р а н н е к а з а н с к о г о времени наиболее сложна и дифференцированна (рис. 30). Расположение и очертание изолиний весьма рельефно показывают основные особенности палеогеографической обстановки.

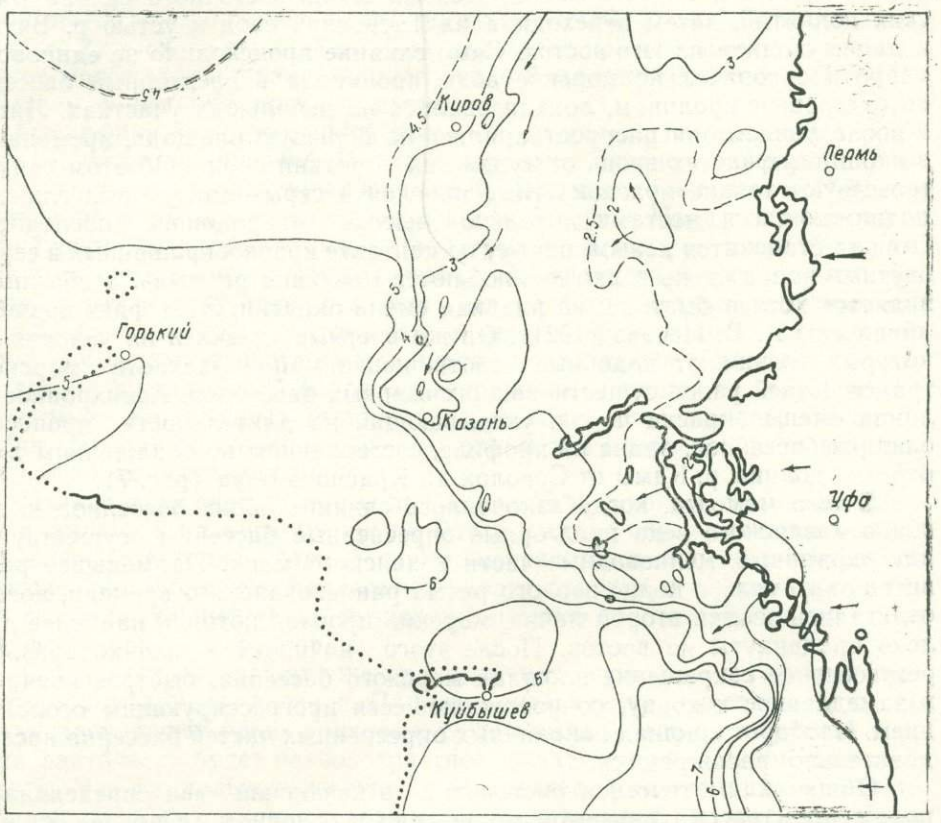


Рис. 30. Карта литомодулей нижнеказанского подъяруса.

1. Широкий диапазон изменений величин литомодулей от 1,70 до 7,73 свидетельствует о большой интенсивности процессов осадочной дифференциации вещества и разнообразии седиментационных процессов.

2. Последовательное увеличение значений литомодулей с востока на запад соответствует возрастающему удалению от основной питающей провинции.

3. Обширная зона пониженных значений литомодулей в пределах Верхнекамской впадины фиксирует основную область аккумуляции терригенного материала. Наибольшее значение при этом имели два главных направления сноса: Кунгурское и Бирское. Южнее выделяются второстепенные направления: Стерлитамакское и Сакмарское.

4. Особо четко, глубокими изгибами изолиний, намечено специфическое Вятское направление транспорта материала, следующее вдоль Вятской тектонической зоны и обусловившее накопление здесь мощных толщ песчаников.

5. Модули высоких значений тяготеют к юго-западной части территории, свидетельствуя об отсутствии здесь существенных источников терригенного сноса и указывая направление гидрохимической дифференциации.

6. Наиболее высокие значения литомодулей приурочены к Бузулукской впадине, фиксируя наличие здесь галогенных накоплений на конечном участке гидрохимической дифференциации.

Карта изолиний литомодулей позднеказанского времени показывает несколько меньшую дифференциацию фациальной обстановки (рис. 31). Диапазон изменения величин литомодулей по сравнению с раннеказанским временем несколько уменьшается и лежит в пределах от 1,50 до 7,32. Влияние основных направлений сноса — Кунгурского и Бирского выражено еще более резко, но совершенно не фиксируется Вятский поток наносов. Менее отчетливо обособляется Бузулукская солеродная зона.

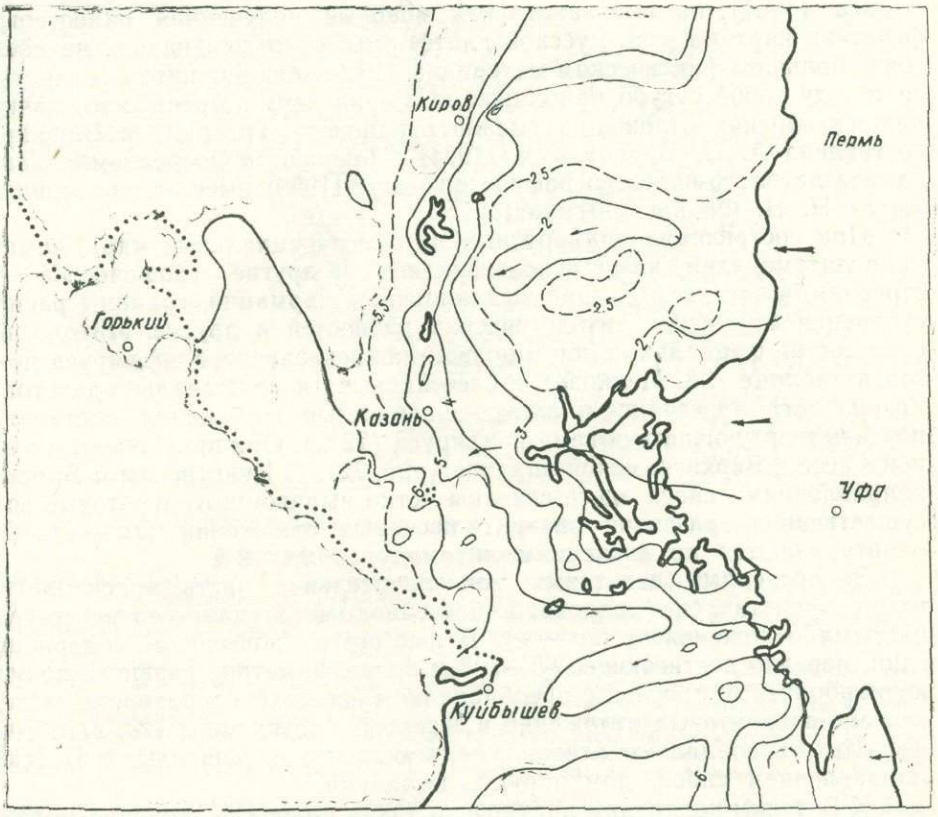


Рис. 31. Карта литомодулей верхнеказанского подъяруса.

Рассмотренные карты литомодулей показывают, что несмотря на существенно иной характер казанского бассейна в нем, как и в уфимском, с большой отчетливостью проявляются те же общие закономерности седиментационного процесса. Они определяются, с одной стороны, накоплением терригенных масс дифференцированно по основным направлениям сноса, из которых все уфимские повторяются в казанском веке, и, с другой,— обособлением гидрохимических концентраций в наиболее удаленных участках. Так же ясно выступает ведущая роль тектонического фактора.

После А. В. Нечаева (1921) обзорные палеогеографические схемы для ранне- и позднеказанского времени по всей Русской платформе были составлены В. В. Белоусовым (1944), Е. И. Тихвинской (1949, 1952), затем Н. Н. Форшем (1963а). По отдельным горизонтам (пачкам) Е. И. Тихвинской составлялись фациальные карточки для Приказанского

района еще в 1939 г. В период с 1951 по 1959 гг. в ряде работ приводятся литолого-фациальные карты (схемы) по отдельным горизонтам яруса для различных частей территории (Форш, 1951а; Сементовский, Незимов, 1955; Тихвинский, 1959 г). Схему шельфовых зон раннеказанского моря для территории Татарии дает Е. И. Тихвинская (1954). Литолого-фациальные карты для всей Волго-Уральской области, но довольно схематические, по подъярусам составляет Н. Н. Форш (1955), а затем Т. В. Макарова (1957) с включением более западных районов. Для казанского яруса в целом были составлены литолого-фациальные карты Волго-Уральской области коллективом ВНИГНИ (Бороздина, Горошкова, Горнштейн, Макарова, 1960), но изданы они в довольно мелком масштабе. В значительной мере схематичны известные карты Атласа (1961), но они важны как впервые полученная палеогеографическая картина всей Русской платформы, основывающаяся на достаточно большом фактическом материале. Последние две карты согласуются между собой сугубо приближенно. Серия карт по всем семи пачкам нижнеказанских отложений смежных районов Татарии и Башкирии составлена А. П. Блудоровым (1964). Наконец, в последнем издании Атласа литолого-палеогеографических карт (1969) имеются «послойные» карты Н. Н. Форша (30 карт).

При составлении подъярусных литолого-фациальных карт, помимо карт литомодулей, нами использовались и другие графические построения, в частности, линии выклинивания формаций, границы распространения отдельных литологических разностей и другие. Литологический состав фациальных зон и подзон нижнеказанского подъяруса показан в таблице 28. Мелководно-бассейновые и аллювиально-дельтовые красноцветные песчано- и алеврито-глинистые отложения составляют почти четвертую часть объема подъяруса (22%). Они приурочены в главной массе к Верхнекамской впадине (рис. 32). С Кунгурским и Бирским направлениями сноса здесь связаны четко выраженные дельтовые зоны существенного развития алеврито-песчаных отложений (*1а — г*). Они оконтуриваются по значениям литомодулей 2,4—2,5.

За пределами дельтовых зон значительная часть красноцветной толщи представлена мелководно-бассейновыми песчано-(алеврито-)глинистыми отложениями (*2а — е*). В них резко повышено содержание глин, нередко достигающее 65—70% и более. Заметное развитие получают карбонатные прослои с преобладанием известковых разностей. Среди песчано-алевритовых отложений в северных частях зоны (*2а, в*) обычно несколько преобладают алевролиты, в южных же, связанных с Бирским направлением сноса, доминируют песчаники.

К Вятским поднятиям приурочена узкая полоса мелководно-морских отложений, простирающаяся с севера на юг на 450—500 *км*. Она связана с северо-восточным, Вятским направлением сноса. Эта зона (*3*) характеризуется широким развитием алеврито-песчаных накоплений. Их количество большей частью лежит в пределах 50—60%, в отдельных же разрезах южной части достигает 96%. Здесь, в зоне *3г*, типичные морские песчаники нередко представлены специфическими краснокрашенными разностями. Терригенные отложения чередуются с карбонатными пачками, среди которых широко развиты органогенно-обломочные, а также оолитовые разности. Среднее их содержание близко к 25%, возрастает к западу. Западная граница полосы в северной части (*3а — в*) проводится по линии выклинивания красноцветных прослоев. Южная часть зоны (*3г*) оконтуривается по изолиниям литомодулей 3,1—3,3.

Зоны морских, карбонатно-терригенных отложений (*4—5*) неширокой полосой (до 50—100 *км*) окаймляют область преобладающего развития терригенных накоплений. Эта полоса является переходной к области сплошного распространения карбонатных и карбонатно-соленосных отложений. Поэтому она характеризуется большим разнообразием кон-

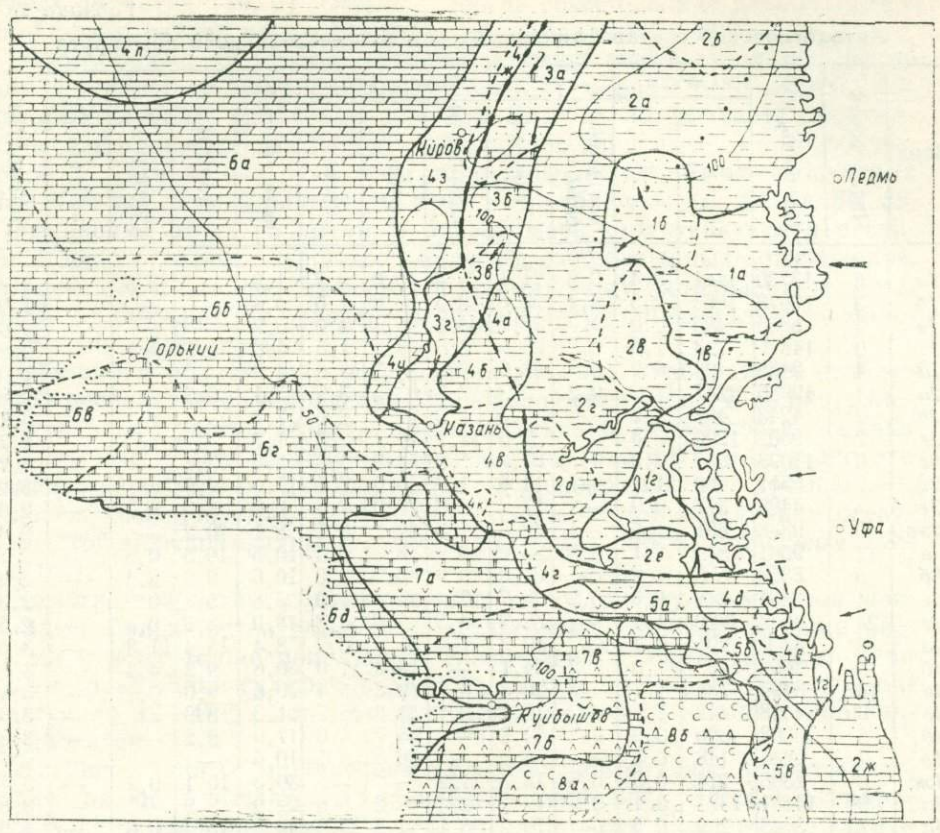


Рис. 32. Литолого-фациальная карта нижнеказанского подъяруса.

Условные обозначения приведены на рис. 28.

Литолого-фациальные зоны: *1* — дельтово-побережные глинисто-алеврито-песчаные, преимущественно красноцветные отложения (*1а, 1б, 1в, 1г*). *1д* — сероцветная.

2 — мелководно-бассейновые красноцветные, частично мелководно-морские сероцветные песчано- и алеврито-глинистые отложения с маломощными прослоями известняков и мергелей (*2а, 2б, 2в, 2г, 2д, 2е, 2ж*).

3 — мелководно-морские песчано-алевритовые отложения, чередующиеся с карбонатными пачками. В *3а, 3б, 3в* — также красноцветные отложения; в *3г* — красноцветные морские песчаники.

4 — морские карбонатно-терригенные отложения: *4а, 4б* — песчаники и глины (*4б* — также мергели) с известняками, доломитами и гипсами; *4в, 4г, 4д* — песчаники, глины (*4г* — также мергели) с известняками и доломитами; *4е* — глины с прослоями песчаников и известняков; *4ж, 4з* — известняки и доломиты с песчаниками и алевролитами (*4з* — также глины); *4и, 4к* — известняки и доломиты с глинами (*4к*), песчаниками и мергелями (*4и*); *4л* — известняки с мергелями и глинами.

5 — морские и лагунно-морские сульфатно-карбонатно-терригенные отложения: *5а, 5б* — доломиты и сульфаты с песчаниками и глинами (*5а* — также мергели); *5в, 5г* — песчаники и глины с доломитами, сульфатами, а также солями (*5г*).

6 — морские карбонатные отложения: *6а, 6б* — известняки с прослоями мергелей, местами — доломитов; *6в* — известняки и доломиты; *6г, 6д* — доломиты с прослоями известняков.

7 — лагунно-морские сульфатно-доломитовые отложения: *7а, 7б* — доломиты и сульфаты с прослоями известняков: *7в* — доломиты и сульфаты с прослоями известняков, мергелей и глин.

8 — лагунные сульфатно-соленосные отложения с пачкой морских пород в основании: *8а* — соли и сульфаты с доломитами и терригенными прослоями; *8б* — соли с сульфатами, карбонатными и терригенными прослоями.

кретных обстановок седиментации. Восточная (на юге местами, соответственно, северная) граница полосы почти всюду проводится по линии выклинивания красноцветных отложений опресненной зоны. Западная граница соответствует выклиниванию преобладающей части терригенных прослоев и проводится в ряде случаев условно, по значениям литомодулей от 4,0 до 5,0. В пределах этой полосы отмечается общее возрастание степени осолонения с севера на юг. Если на севере преобладают нормальные морские известняки, а местами встречаются и рифовые сооружения (*4з*), то на юге существенное развитие получают также доломиты (*4г, 4к, 5а*), сульфаты (*5а — в*), появляются соли (*5г*). Признаки некоторого осолонения отмечаются также непосредственно восточнее

Таблица 28

Литологический состав фациальных зон нижнеказанского подъяруса

Зона	Число точек	Площадь, км²	Объем		Содержание пород в %									Литомодули
			км³	%	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	галит	
1а	6	17730	1441	3,4	0,5	21,1	28,4	45,0	3,7	1,0	—	0.3	—	2,35
1б	3	10973	1068	2,5	4,7	29.8	33.5	30,6	1.0	0,4	—	—	—	1,95
1в	5	5856	482	1.2	1,7	28,7	38,3	26,4	4,0	0,9	—	—	—	2,05
1г	9	14876	773	1,8	0,2	36,6	8,6	48,5	1,5	4,0	0,5	0.1	—	2,29
1д	4	2466	98	0,2	0,5	52,6	8,6	30,3	3,8	4,2	—	—	—	1,97
2а	11	49930	4747	11,2	0,2	8,9	17,7	63,5	3,9	5,1	0,7	—	—	2,80
2б	2	4243	498	1,2	—	4,3	1,3	77,7	9,6	7,1	—	—	—	3,14
2в	7	9502	1200	2,8	—	7,6	11,7	76,7	2,3	1,7	—	—	—	2,79
2г	9	11093	969	2,3	—	24,7	5.0	54,9	4,3	7,5	3,6	—	—	2,76
2д	7	5511	460	1,1	—	14,8	1,7	55.0	7,5	17,0	4,0	сл.	—	3,22
2е	7	4428	377	0,9	—	17,2	3,6	60,0	7,6	9,0	1,9	0,7	—	2,97
2ж	6	9338	651	1,6	—	32,5	11,3	47.2	0,7	8,1	0,2	—	—	2,47
3а	12	9541	874	2,1	0,8	35,6	26.9	8,7	0,5	10,5	16,5	0,5	—	2,73
3б	5	5350	528	1,2	сл.	31,0	3,9	40,6	2,5	10,6	9,0	2,4	—	2,94
3в	4	2591	244	0,6	0,2	39,7	17,4	26,8	4,0	5,8	5,2	0,9	—	2,38
3г	24	8644	720	1,7	—	52,9	6,5	5,6	8,3	18,0	8,3	0,4	—	2,58
4а	2	3359	291	0,7	—	30,3	2,9	31,0	0,2	8,4	15,4	11,8	—	3,46
4б	5	4658	408	1,0	1,2	24,1	—	19,6	11,0	30,6	9,2	4,3	—	3,65
4в	13	8799	738	1,7	—	20,3	6,7	29,8	5,4	29,6	8,0	0,2	—	3,42
4г	9	4318	442	1,1	—	18,4	9,1	31,6	15,7	11,3	13,9	сл.	—	3,34
4д	5	5308	390	0,9	—	32,6	—	35,7	4,6	17,9	9,2	—	—	3,02
4е	4	2846	148	0,3	—	23,0	—	66,3	0,1	10,6	—	—	—	2,76
4ж	3	2395	214	0,5	0,6	18,6	31.2	—	—	39,3	10,1	0,2	—	3,40
4з	9	14151	1327	3,1	0,2	19,7	2,3	39,2	6,8	22,9	8.9	—	—	3,37
4и	7	3243	229	0,5	—	19,2	3,1	1,3	17,6	44,8	13,4	0,6	—	4,08
4к	7	4658	326	0,8	—	4,1	2,8	11,7	6,0	40,9	34,5	—	—	4,11
4л	1	14170	782	1,9	—	—	—	16,7	25,0	58,3	—	—	—	4,41
5а	24	7593	760	1,8	—	11,1	1,9	24,3	18,6	4,7	28,2	11,2	—	4,33
5б	8	2665	248	0,6	0,9	28,1	1,3	28,3	0,7	1,5	15,3	23,9	—	3,85
5в	4	5750	701	1,6	—	46,3	—	32,5	3,2	0.8	5,3	11,9	—	2,76
5г	1	1419	169	0,4	—	32,5	12,6	23,5	10,3	1,6	7,5	8.5	3,5	3,10
6а	20	93085	6327	15.0	—	1,4	0,4	1,3	7,2	84,3	4,7	0,7	—	4,89
6б	20	57904	2384	5,6	0,1	0,2	—	—	4.6	55,5	38,8	0,8	—	5,35
6в	9	12236	154	0,4	—	—	—	3,1	7,7	79,8	9,4	—	—	4,99
6г	22	36901	1249	3,0	0,1		—	0,5	0,7	12,7	85,2	0,8	—	5,85
6д	3	12357	614	1,4	—	1,8	—	2,7	2,6	14,3	78,6	—	—	5,64
7а	28	15804	1108	2,6	—	0,1	—	0,7	2,1	12,9	74,2	10.0	—	5,94
7б	10	27838	2943	7,0	—	—	—	0,2	0,5	7,4	71.0	20.9	—	6,12
7в	10	9126	976	2,3	—	0,5	—	7,4	7,1	10,9	51,0	23,1	—	5,73
8а	8	13823	1730	4,1	—	2,1	0,1	9,3	8,0	7.2	14,7	30,3	28,3	6,25
8б	11	18756	2487	5,9	—	1.8	0.3	5,6	2.2	1.4	11,5	20,6	56,6	7.01
1	27	51901	3862	9,1	1,8	28,4	26,6	38.9	2,5	1,6	0,1	0,1	—	2,18
2	49	94045	8902	21,1	0,1	12,5	12,6	63,4	4,3	6,0	1,1	сл.	—	2,78
3	45	26126	2366	5,6	0,3	40,2	14,6	16,8	3,7	12.4	11,1	0.9	—	2,70
4	62	67905	5295	12,5	0,2	17,7	4,0	27,6	19,8	29,9	9,8	1,0	—	3,63
5	37	17427	1878	4,4	0,1	28,4	2,1	27,8	9,8	2,5	16,1	12,9	0,3	3,57
6	74	212483	10728	25,4	сл.	0.9	0,4	1,1	6,9	63.5	26,6	0,6	—	5,14
7	48	52768	5027	11,9	—	0,1	—	1,7	2,1	9.3	67.8	19,0	—	6,00
8	19	32579	4217	10,0	—	1,9	0,2	7.1	4,6	3,8	12,8	24,6	45,0	6,70
Всего	364	555234	42275	19,6*)	0,3	11,4	6,6	23,7	5,2	24,0	18,6	5,7	4,5	4,24

*) В % к отделу.

Вятских поднятий (*4а, б*). Обособленно на северо-западе располагается зона *4л*, тяготеющая уже к Балтийскому направлению сноса.

Многообразие факторов, которые должны учитываться при выделении фациальных зон, неизбежно приводит к ряду условностей и, в некоторых случаях, дроблению зон. Так, зона *4ж* по высокому содержанию песчано-алевритовых пород и отсутствию глин имеет много общего с зоной *3а*. Однако они разделены линией выклинивания красноцветных пачек. Той же линией разделены зоны *4а — 4б*. Зоны *1д*, *4д*, *4е*, *5б*, *5в*, *5г*, независимо от их различий, в равной мере характеризуются развитием мощных пачек морских мелководно-побережных песчаников, приуроченных к Стерлитамакскому и Сакмарскому направлениям сноса. Зона *5г* от смежной *5в* отличается по существу только наличием маломощных прослоев галита.

Обширная область распространения морских карбонатных отложений (*6*) располагается в пределах Московской синеклизы. В ее центральных (северных) частях развиты преимущественно известковые осадки (*6а*), которые к югу постепенно замещаются доломитами. Однако это изменение характера осадка лишь в малой степени связано с повышением солености, поскольку доломиты часто характеризуются наличием остатков богатой морской фауны, а иногда здесь появляются и рифовые массивы (*6г*).

Заметно возрастает соленость далее на юг, в лагунно-морской зоне (*7*). Здесь большинство доломитов представлено тонкозернистыми разностями и в их толще появляются гипсо-ангидритовые залежи. При среднем содержании сульфатов 20—23% в отдельных разрезах оно поднимается до 32—49%. Зона *7в* отличается наличием глинисто-мергельных прослоев.

Лагунная зона (*8*) приурочена к Бузулукской впадине и простирается далее на юг, в область Прикаспийской синеклизы. Здесь в ангидритовых толщах появляется мощная галитовая залежь. Содержание галита в зоне *8б* превышает 50%, а в отдельных разрезах достигает 72%. Морские условия здесь существовали лишь в самом начале раннеказанского времени. Они фиксируются небольшой пачкой карбонатно-терригенных отложений в основании разреза.

Литолого-фациальная обстановка позднеказанского времени (рис. 33) в общих чертах аналогична раннеказанскому, но более проста, главным образом вследствие прекращения деятельности Вятского направления сноса. Область развития мелководно-бассейновых красноцветных терригенных отложений также локализуется в пределах Верхнекамской впадины, частично захватывая склоны Татарского свода. С Кунгурской и Бирской речными системами связаны мощные зоны аллювиально-дельтовых накоплений (*1а, б*), в которых преобладающее развитие имеют алеврито-песчаные отложения (табл. 29). Их оконтуриваем по значениям литомодулей 2,3—2,5. За пределами этих зон господствующими становятся глинистые осадки (*2а — в*).

Четко обособляется переходная полоса (*3, 4*), имеющая ширину 40—80 *км*. В ее пределах происходит смена терригенных красноцветных бассейновых отложений морскими, существенно карбонатными. Содержание карбонатных осадков в среднем по отдельным участкам этой полосы не превышает 30—35%, но оно заметно снижается на участках, примыкающих к дельтовым зонам (*3в, г*). Наоборот, в удалении от последних значительно возрастает содержание мергелей (*4а, б*) и доломитов (*4б, в*).

Западнее переходной полосы располагаются почти непрерывно участки зоны (*5*) морских терригенно-сульфатно-карбонатных отложений повышенной солености. По признаку наличия терригенных прослоев эта полоса является как бы продолжением переходной. Здесь, естественно, снижено содержание терригенных осадков, среди которых обычно преоб-

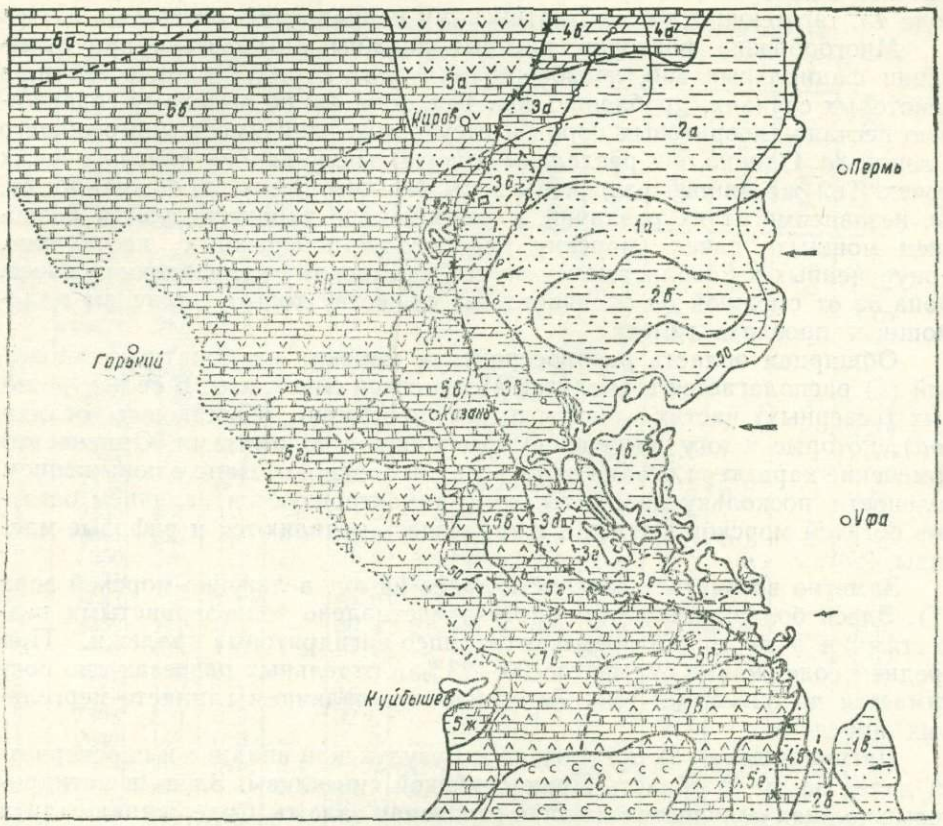


Рис. 33. Литолого-фациальная карта верхнеказанского подъяруса.

Условные обозначения приведены на рис. 28.

Литолого-фациальные зоны: *1* — дельтово-побережные глинисто-алеврито-песчаные красноцветные отложения.

2 — мелководно-бассейновые песчано-(алеврито-) глинистые красноцветные отложения (*2а, 2б*); *2в* — частично сероцветные.

3 — мелководно-бассейновые терригенные красноцветные отложения, с карбонатными пачками мелководно-морских: *3а* — преобладают алеврито-песчаные породы; *3б, 3в, 3г, 3д, 3е* — преобладают песчано-глинистые породы. В *3а, 3б, 3г* — существенно развиты доломиты, в *3д* — также гипс.

4 — морские мергельно-доломитовые отложения с красноцветными терригенными пачками (*4б, 4в*). В *4а* преобладают глинисто-мергельные породы.

5 — морские, повышенной солености, терригенно-сульфатно-карбонатные отложения: *5а, 5б, 5в* — песчаники, мергели, известняки и доломиты с гипсами; *5г, 5д* — песчаники, мергели и доломиты с гипсами; *5ж* — доломиты с глинами и мергелями; *5е* (мелководные) — песчаники и доломиты с сульфатами.

6 — морские карбонатные отложения: *6а* — известняки с доломитами; *6б, 6в* — доломиты с известняками; *6в* — гипсы и доломиты с известняками.

7 — лагунно-морские сульфатно-карбонатные отложения: *7а* — доломиты и сульфаты; *7б, 7в* — сульфаты и доломиты с глинами и мергелями.

8 — лагунные доломито-соленосные (сульфаты, соли) отложения с терригенными прослоями.

ладают мергельно-глинистые разности. Лишь в южных участках, тяготеющих к Стерлитамакскому и Сакмарскому направлениям сноса (*5д, е*), остается значительной роль песчаного материала. Среди карбонатных осадков еще более резко выражено преобладание доломитовых разностей. Сульфаты развиты во всех зонах (кроме *5ж*), лишь в зоне *5б*, расположенной перед фронтом дельтовых выносов, они встречаются спорадически. Западной границе зоны *5* соответствуют значения литомодулей от 4,8 до 5,8.

Обширная зона (*6*) распространения морских карбонатных отложений приурочена к Московской синеклизе. В северо-западной ее части гидрохимический режим был наиболее близок к нормальному морскому (*6 а*). В остальной части, где преобладают зернистые доломиты (*6 б, г*),

Таблица 29

Литологический состав фациальных зон верхнеказанского подъяруса

Зона	Число точек	Площадь, км²	Объем		Содержание пород в %									Литомодули
			км³	%	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	галит	
1а	8	25256	1530	7,2	0,9	44,8	23,0	27,5	0,7	2,1	1,0	сл.	—	1,93
1б	12	24166	1375	6,4	2,9	46,2	10,6	32,9	3,7	3,2	—	0.5	—	2,01
1в	2	5625	342	1,6	—	42,7	10.2	46,5	0,6	—	—	—	—	2,05
2а	10	40331	2432	11.5	0,3	9.5	14,5	67,0	6,1	1,9	0,7	—	—	2,77
2б	6	16850	1234	5,8	1,3	24,0	8,3	63.7	1,7	1,0	—	—	—	2.43
2в	2	2367	191	0,9	—	11,0	—	79,1	3,2	0.3	5,9	0,5	—	3,02
3а	7	5099	219	1,0	0,7	36,2	17.3	3.7	8,2	14,9	18,4	0,6	—	3,04
3б	4	5639	363	1,7	—	18,5	8,6	17,0	21,9	20,7	11,1	2,2	—	3,60
3в	9	14349	856	4,0	—	33,7	8.9	39,1	8,1	5,1	4,9	—	—	2,58
3г	12	7479	526	2,5	0,2	29,0	5,4	41,2	7,4	8,0	8,6	0,1	—	2,86
3д	10	3733	311	1,4	—	18,1	3,6	22,5	16,6	7,6	19,4	12,2	—	3,99
3е	15	5195	368	1,7	0.1	31,1	1,3	25,9	6,4	4,1	30,1	1,0	—	3,45
4а	1	4795	247	1,1	—	—	4,7	20,7	47,5	6,7	20,4	—	—	4,17
4б	2	3315	124	0,6	—	7,3	3,5	6,8	28,3	6,9	47,0	0,2	—	4,66
4в	7	3763	232	1,1	—	17,1	2,2	16,6	9,1	6,1	46,2	2,7	—	4,34
5а	18	23589	8 8	4,0	0.1	12,3	4,7	3,1	14,0	18,9	34,3	12,6	—	4,76
5б	24	17427	820	3,9	0,1	10,5	2,8	21,2	12,8	22,4	26,7	3,5	—	4,28
5в	10	4570	294	1,4	—	7,0	5,5	8,9	15.2	11,7	23,6	28,1	—	5,02
5г	12	4320	335	1,6	—	14,9	5,6	9,6	21,1	0,5	39,2	9,1	—	4,41
5д	11	7731	646	3,0	—	16,6	5,4	6,9	12,9	2,0	52.2	4,0	—	4,51
5е	2	3624	317	1,5	—	35,4	—	9,0	8,3	0,4	36,0	10,9	—	3,90
5ж	3	2267	49	0,2	—	—	—	23,5	13,4	1,3	61,8	—	—	5,01
6а	1	6718	84	0,4	—	—	—	—	—	77,8	22,2	—	—	5,22
6б	5	71795	1219	5,8	—	—	0,6	—	1,2	1,9	96,3	—	—	5,93
6в	28	48232	889	4,2	—	0,2	0,1	0,2	2,5	11,4	67,6	18,0	—	6,00
6г	8	16276	300	1,4	—	—	1,0	0,8	2,7	12,7	81,6	1,2	—	5,77
7а	31	17188	448	2,1	—	0,1	0.4	1,2	3,4	4,2	38,6	52,1	—	6,35
7б	26	32462	2027	9,6	—	3,5	2.3	10,3	12,1	4,7	42,9	24,2	—	5.38
7в	19	17603	1489	7 0	—	4.4	0,8	6,5	7,7	4,3	57,6	18,7	—	5,54
8	6	15053	1152	5,4	—	2,4	—	12,4	0,6	3.3	35,1	24,5	21,7	6,14
1	22	55047	3247	15.2	1,7	45,1	16.4	31.8	2,0	2,4	0,4	0,2	—	1,97
2	18	59548	3857	18,2	0,5	14,3	11,8	66,5	4,6	1,6	0,7	сл.	—	2,69
3	57	40944	2604	12,3	0,1	28,8	7,2	29,5	10,7	8,7	12,9	2,1	—	3,10
4	10	11873	603	2.8	—	8.1	3,5	16,3	28,8	6,5	35,7	1,1	—	4,34
5	80	63528	3319	15,6	0,1	14,5	4,2	10,1	12,8	13,1	35,9	9,3	—	4,50
6	42	143021	2492	11,8	—	0,1	0,4	0,2	1,8	9,2	81,7	6,6	—	5,91
7	76	67253	3964	18,7	—	3,4	1,5	7,9	9,4	4,5	48,0	25,3	—	5,55
Всего	304	456267	21238	9,8*)	0,4	16,4	6,7	24,6	7,4	5,8	28,9	8,6	1,2	4,05

*) В % к отделу.

а местами появляются и гипсы, соленость была заметно повышена и в зоне *6 в* наиболее приближалась к лагунно-морским условиям.

Далее к юго-востоку прослеживается переход к еще более осолоненным частям бассейна. Здесь развиты лагунно-морские сульфатно-доломитовые отложения *(7)*, переходящие затем в доломито-сульфатно-галитовые осадки лагунной соленосной зоны *(8)*. Последняя приурочена к Бузулукской впадине и уходит затем в пределы Прикаспийской синеклизы. В отличие от аналогичной зоны раннеказанского времени она отличается меньшей соленасыщенностью, меньшими размерами.

После того, как основные черты фациальной обстановки казанского века оказались выявленными, перейдем к рассмотрению конкретных особенностей процессов осадкообразования — по двум его ведущим типам: терригенному и аутигенному.

Особенности терригенного осадкообразования

Ареал терригенного осадкообразования определяется основными направлениями поступления материала в бассейн, количеством этого материала, его фракционным составом, контурами и глубинами бассейна и деятельностью транспортирующих агентов в пределах бассейнов. При этом определяющим фактором остаются тектонические движения, темп их колебаний, скорость прогибаний в соотношении с количеством поступающего материала.

Зона распространения песчаных осадков в основном соответствует мелководным участкам бассейна, где достаточно велика интенсивность волнового воздействия. Иные же факторы транспорта песчано-алевритового материала в мелководных эпиконтинентальных бассейнах имеют малое значение. Естественно, что среднестатистическая глубина бассейна будет обратно пропорциональна частоте появления песчаных отложений. Алевритовые осадки имеют несколько более широкий ареал распространения, но механизм процесса остается тот же самый, что и для песчаных.

Условия терригенного питания в течение казанского века, как это устанавливается по картам литомодулей, заметно менялись. Для детализации динамики процесса рассмотрим схемы распределения песчано-алевритового материала, составленные по абсолютным содержаниям (мощностям) указанных осадков (пород). Такие схемы (сравнительно с процентным содержанием) дают возможность лучше отразить интенсивность процесса. В раннеказанское время общий контур распространения алеврито-песчаных осадков заметно шире области распространения красноцветных отложений (рис. 34), что подтверждает значительное развитие терригенного осадконакопления в морских условиях. На схеме четко обособляются две полосы максимального накопления песчано-алевритового материала. Восточная полоса связана с фронтальными направлениями сноса. Наибольшая ширина, иногда превышающая 200 *км* (по изолинии 40 *м*), и мощность ее определяется влиянием Кунгурского и Бирского направлений. Западная полоса, шириной не свыше 80 *км*, на всем протяжении (более 450 *км*) следует зоне Вятских поднятий.

В позднеказанское время алеврито-песчаные накопления сравнительно мало выходят за границу распространения красноцветных отложений (рис. 35). Основная масса этих накоплений связана с Кунгурским и Бирским направлениями сноса, достигая на западе зоны Вятских поднятий. Наиболее четко оконтуривается полоса выносов Кунгурского направления, простирающаяся к западу на расстояние свыше 300 *км*, вплоть до района Уржума и Сернура. На рис. 36 представлен график литологического состава, секущий эту полосу по меридиональному профилю, параллельно береговой линии.

Намеченные зоны преимущественного развития алеврито-песчаных отложений, связанные с Кунгурской и Бирской речными системами, располагались в пределах мелководных окраин бассейна (моря). В моменты наиболее высокого стояния его вод, продвижения береговой линии к востоку, соответствующие общим прогибаниям, происходило накопление преимущественно алеврито-глинистых осадков. При значительной карбонатности последних в них нередко возникали горизонты карбонатных конкреций, иногда переходящие в прослои конкреционных известняков.

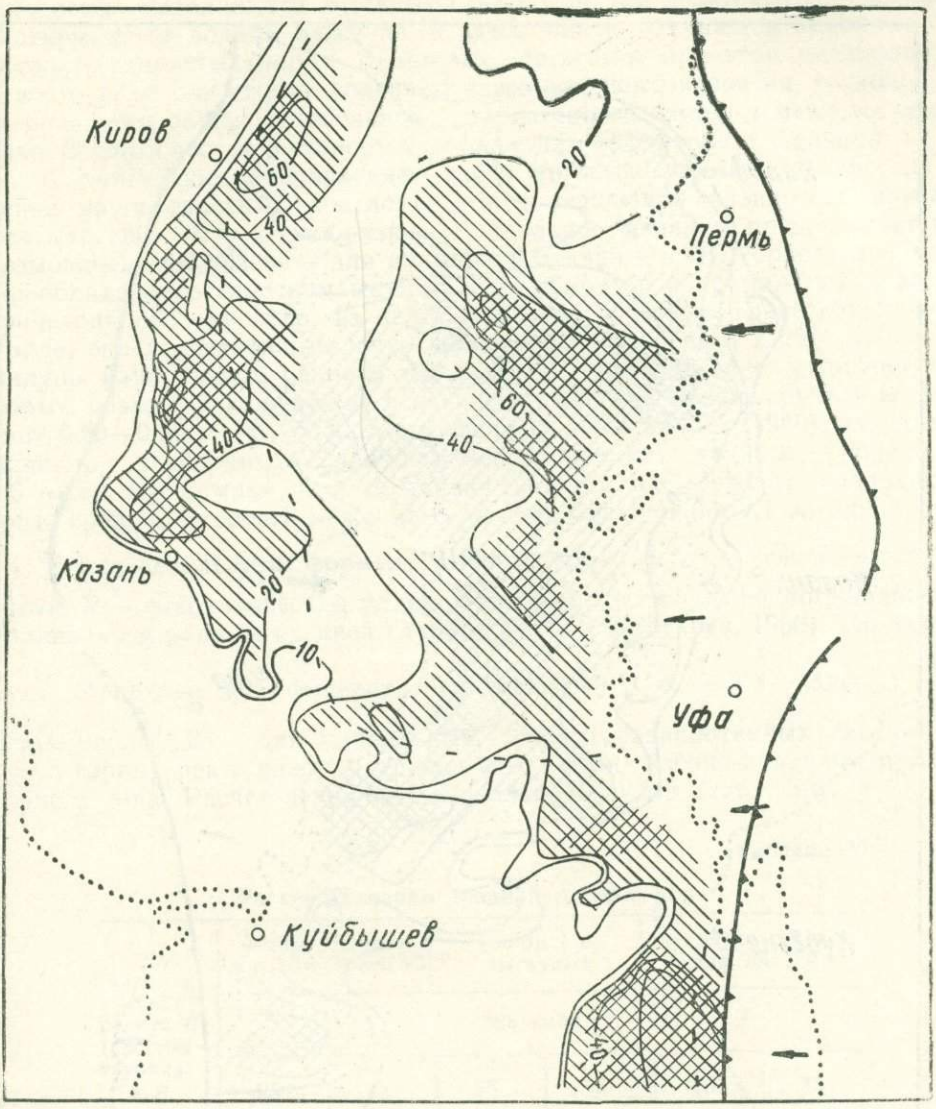


Рис. 34. Распределение суммарных мощностей алеврито-песчаных отложений нижнеказанского подъяруса (изолинии).

Мощности песчаников в том числе: 20—30 *м* — штриховка, более 30 *м* — штриховка в клетку. Жирные штрихи — линия выклинивания красноцветных прослоев.

В результате же поднятия предгорий, вместе с окраинными частями бассейна, береговая линия отступает на запад и осушаются значительные пространства. Здесь, в восточных частях территории, начинается размыв, который уничтожает, прежде всего, ранее отложенные побережные и наземные осадки. При значительной амплитуде поднятий развивается интенсивная глубинная эрозия, и речные потоки узкими долинами прорезают ранее отложенные толщи пород.

Такие эрозионные долины являлись путями, по которым терригенный материал, приносимый вновь в значительных количествах, шел «транзитом» в более удаленные части области осадконакопления. Там он и отлагался в дельтовых выносах, которые при постепенном перемещении перекрывали значительную территорию. В эти дельтовые выносы вклинивались на разных уровнях более тонкие отложения донной части

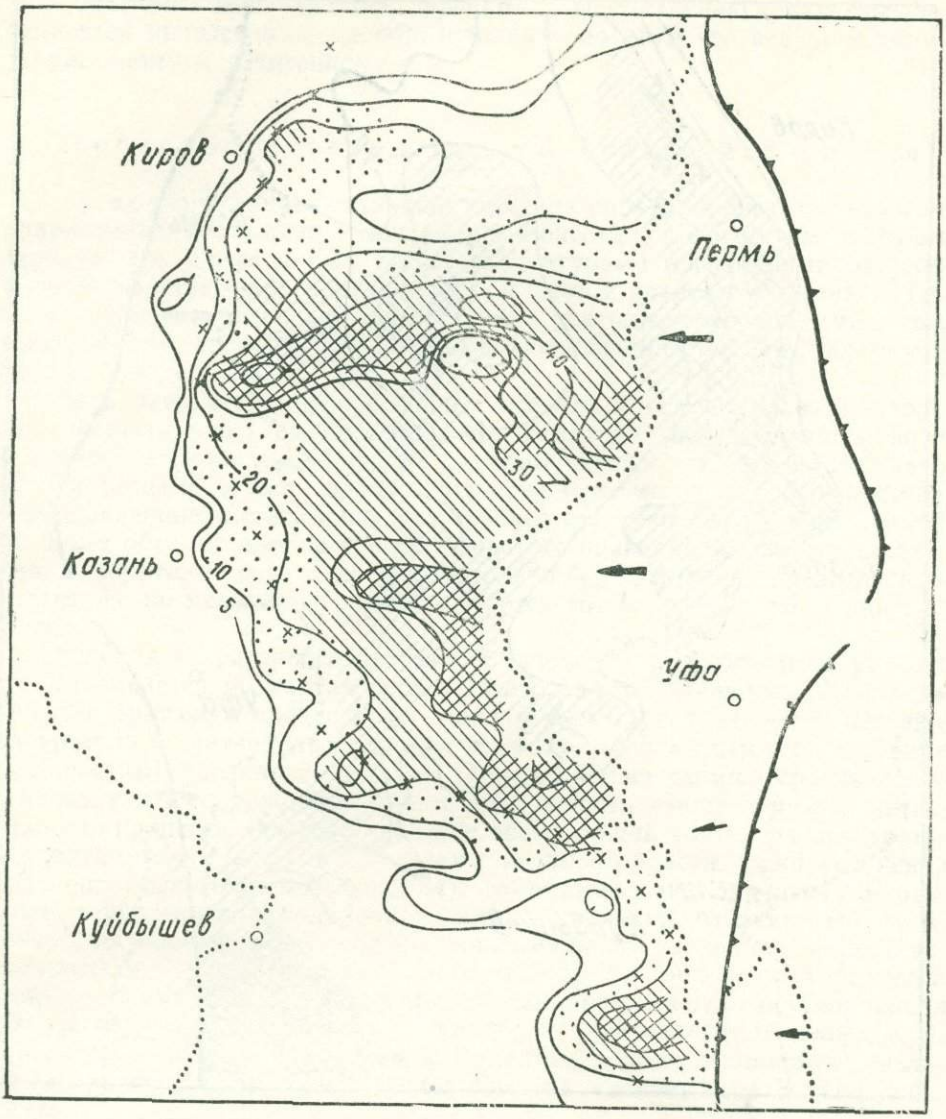


Рис. 35. Распределение суммарных мощностей алеврито-песчаных отложений верхнеказанского подъяруса (изолинии).

Мощности песчаников в том числе: 10 — 20 *м* — точки, 20 — 30 *м* — штриховка, более 30 *м* — штриховка в клетку. Крестики — линия выклинивания красноцветных прослоев.

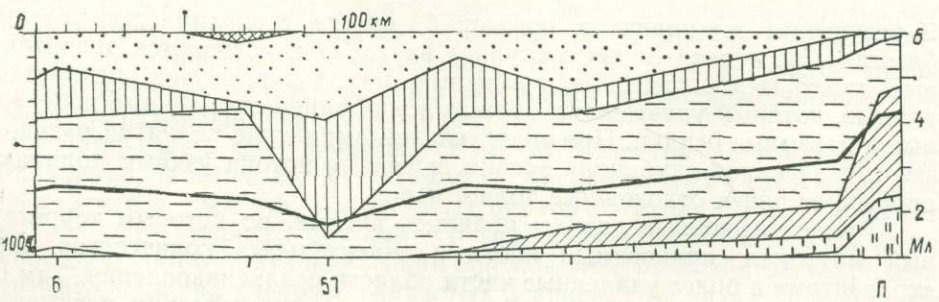


Рис. 36. График литологического состава, секущий Кунгурскую дельтовую зону верхнеказанского подъяруса (Байкузино — Кушья — Петрятская).

Условные обозначения на рис. 37.

дельты. По мере развития последующих прогибаний эрозионные долины постепенно выполняются песчаными осадками, вся дельтовая зона вновь перекрывается водами бассейна и здесь опять начинается накопление алеврито-глинистых пород. Дельтовые отложения при этом смещаются к востоку, но они уже не получают здесь широкого развития, поскольку уменьшается общая интенсивность терригенного сноса и меняется его качественный состав в сторону преобладания более тонких фракций.

С Кунгурским направлением сноса отчетливо связано распространение крупногалечных конгломератов в основании казанского яруса (см. стр. 80). Это своеобразное, уникальное явление представляется возможным использовать для примерной оценки высоты горного хребта. Преобладание в галечном материале порфиритов и кремнистых пород, происходящих, вероятно, из зеленокаменной и метаморфической толщ Урала, определяет минимальную дальность его переноса в 250—300 *км*. Валуны наибольшего размера (до 0,35 *м*) имеют обычно удлиненную форму, поэтому в качестве эффективного диаметра можно принять величину 0,20—0,25 *м*. По У. Х. Твенхофелу (у Пустовалова, 1940), находим скорость, необходимую для перемещения таких валунов,— порядка 2,6 *м/сек*. Принимаем, что это донная скорость (0,8 средней) в паводок; тогда средняя скорость меженного режима будет около 2,1 *м/сек*.

Далее используем формулу Шези: $v_{ср} = C\sqrt{Ri}$, где i — уклон русла, R — гидравлический радиус, который без большой погрешности принимается равным средней глубине русла (Чеботарев, 1960). По формуле Маннинга коэффициент шероховатости $C = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{6}}$. Здесь $\frac{1}{n}$ берем равным 25 — для правильных, хорошо разработанных галечных русел горных рек в нижнем течении и 15 — для галечно-валунных русел горного типа. Расчет ведем для нескольких глубин (табл. 30).

Таблица 30

Расчет размеров позднепермских рек

Гидравлический радиус R (средняя глубина) в *м*	Коэффициент шероховатости C		Уклон i в тысячных		Падение русла *м* на 100 *км*	
	Значения $\frac{1}{n}$					
	25	15	25	15	25	15
0,5	22,3	13,4	17,3	49,1		4910
1	25,0	15,0	7,1	19,6	710	1960
2	28,1	16,8	2,8	7,8	280	780
4	31,5	18,9	1,1	3,1	110	

Если принять среднюю глубину русла в низовьях в 2 *м*, при постепенном уменьшении ее к истокам, то получим превышение порядка 5—6 *км*. К этому нужно добавить 1,5—2 *км* на превышение скальных хребтов над истоками рек. Общую высоту горной цепи получаем таким образом порядка 7—8 *км*, т. е. предельную для горных сооружений. В современности высота снеговой линии в субтропической полосе 5—6 *км* (Гималаи). Эти, разумеется, весьма ориентировочные расчеты все же дают основание предполагать наличие, по крайней мере в начале казанского века, на Урале заснеженных вершин, ледников, обеспечивавших дополнительно постоянное и мощное питание речных потоков в высотной гумидной зоне.

Все вышеизложенное относилось в основном к области накопления красноцветных пород. В позднеказанское время распространение песчаных осадков чаще всего и ограничивается этой зоной.

В раннеказанское время накопления песчаного материала были широко развиты также в морских фациях. Одна из таких зон, связанная со Стерлитамакским и Сакмарским направлениями сноса, располагается в юго-восточной части территории. Здесь развиты толщи, мощностью до 40—50 *м*, сероцветных разнозернистых, нередко косослоистых песчаников. В них часто наблюдается растительный обугленный детрит, галечный материал, а преимущественно в верхней части также линзы мелкогалечного конгломерата из кремневой гальки, обломки древесины и стволы деревьев. В отдельных прослоях отмечается обилие раковин брахиопод, встречаются и спириферицы, а также криноидеи, мшанки и др. Ширина полосы распространения песчаников (в современности) до 80 *км*, на восточных участках их стратиграфический объем возрастает за счет замещения верхов нижележащей глинистой пачки и низов перекрывающей карбонатной пачки; появляются крупнопесчаные и мелкогалечниковые прослои и в основании казанского яруса.

Толщи этих песчаников сравнительно неширокой полосой вытянуты вдоль береговой линии на 250 *км* и более. В главной массе они представляют собою мелководно-побережные отложения. В их состав, разумеется, входят и дельтовые накопления, но последние не имеют большого развития, нехарактерны и не выделяются из общей массы. В условиях ограниченного приноса терригенного материала, перераспределение его в мелководной зоне происходило под воздействием преимущественно волновой деятельности. При неоднократных перемещениях береговой линии песчаный материал распределялся на значительной площади, а глинистый подвергался отмучиванию и выносился в более удаленные участки. Здесь, в Юго-Западной Башкирии, отсутствовала опресненная зона развития красноцветных осадков и сушу непосредственно омывали морские воды нормальной солености.

Второй район концентрированного развития песчаного осадконакопления в морских фациях раннеказанского времени приурочен к Вятской тектонической зоне (см. стр. 156). С запада эта полоса ограничивается областью сплошного распространения карбонатных пород; переход здесь происходит весьма быстро, на протяжении первых десятков километров. На востоке она смыкается с полем развития алеврито-глинистых, часто красноцветных отложений, среди которых песчаники имеют подчиненное значение.

Песчаники рассматриваемой полосы в основном мелкозернистые, но нередко встречаются средне- и крупнозернистые разности. Иногда к песчаному материалу терригенного происхождения примешивается карбонатный органогенный детрит, а местами последний преобладает. В нем определяются остатки брахиопод, пелеципод, мшанок, криноидей. В базальных горизонтах встречаются линзы автохтонных конгломератов. Наряду с этим в песчаниках, а иногда и в смежных прослоях карбонатных пород, начиная от низовьев р. Немды и севернее, наблюдаются галечки цветных кремней, размером до 6—10 *мм*.

Наиболее мощное развитие имеют песчаники второго горизонта. При выклинивании карбонатных пачек с ними нередко объединяются песчаники третьего, а иногда и первого горизонта. При этом возникает сплошная песчаная толща, представляющая почти весь разрез подъяруса.

Сопоставление литологических спектров в виде графиков литологического состава по профилям, секущим Вятскую зону (рис. 37, *А—В*), показывает четкое обособление полосы алеврито-песчаных накоплений. Особенно ясно это проявляется при сопоставлении с камским профилем,

где осуществлялось фронтальное питание терригенным материалом (рис. 37, *Г*).

Все приведенные материалы показывают, что непосредственно к востоку от полосы развития алеврито-песчаных отложений отсутствуют признаки постоянной седиментационной связи их с восточными направлениями сноса. Накопление этих песчаных осадков происходило в пределах мелководной зоны, которая разграничивала области различных условий седиментации. К западу от этой зоны простирались центральные пространства бассейна с преобладающим накоплением известняков. К востоку была расположена опресненная, сравнительно мелководная зона, где шло отложение алеврито-глинистых красноцветных осадков. Южная часть мелководной полосы вклинивалась глубоко в зону морской седиментации. Непосредственно к востоку от нее здесь располагалась зона накопления сероцветных терригенно-карбонатных пород, где фиксировалось некоторое повышение солености.

Поскольку существенного поступления песчаного материала с востока происходить не могло, остается предположить, в качестве рабочей гипотезы, что терригенное питание Вятской зоны осуществлялось с северо-востока. «Истоки» этого потока наносов следует искать за пределами рассматриваемой территории, на месте примыкания к Уралу Тиманской зоны. Реки, питавшие этот поток, пересекали Предуральский прогиб по перемычке между Соликамской и Печорской депрессиями (в зоне Ксенофонтовско-Колвинского вала). Далее эти реки огибали с севера Камский свод и отлагали терригенный материал в дельтовых выносах. Продвигаясь в глубь бассейна, дельтовые выносы достигали полосы поднятий Вятской тектонической зоны. Последняя же простиралась значительно севернее установленного в современности ее положения, на что указывает, в частности, В. Д. Наливкин (1963). Поднятия в Вятской зоне, оказывавшие свое влияние на седиментацию уже в уфимский век, в раннеказанское время были еще более активны и, на фоне общих прогибаний, создали полосу уменьшенных глубин, отмелей, островов. Эта полоса, протяженностью в 500—600 *км*, и являлась своеобразной «направляющей» для дальнейшего продвижения терригенного материала. Перемещение наносов происходило в основном под воздействием прибоя волн и возникающих при этом волновых, а также дрейфовых, ветровых течений.

Волны и волновые течения представляют мощные факторы седиментогенеза, роль которых в специальной литологической литературе освещается большей частью совершенно недостаточно. Только Л. Б. Рухин (1961) отметил самостоятельное значение этого фактора. Механизм вдольберегового волнового перемещения наносов впервые вскрыл В. А. Обручев (1909). Наиболее полно и детально этот процесс изучен В. П. Зенковичем (1946 и др.) и коллективом его сотрудников.

Вдольбереговой поток наносов возникает при подходе волн под косым углом к берегу. Возвратно-поступательное перемещение частиц наносов происходит попеременно под воздействием набегающей волны и силы тяжести при ее откате. Результирующая этих перемещений и создает продольное перемещение наносов. Наиболее интенсивна береговая его часть в пределах пляжа. Продольное донное перемещение наносов осуществляется вдольбереговыми (волновыми и дрейфовыми) течениями. Роль последних также значительна и составляет до половины общей мощности волнового потока наносов.

Скорость перемещения прибрежных аккумулятивных форм (валов) на побережье Черного моря при умеренном волнении оценивается в 15—30 *м* в сутки, а самих наносов в 1,5—3 *км* в сутки (Егоров, 1951). При штормовых ветрах скорость движения наносов возрастает до 15—20 *км* в сутки (Медведев, Айбулатов, 1956). Для водоемов меньшего размера и глубины скорости значительно уменьшаются. Так, О. Ф. Иванс (Evans,

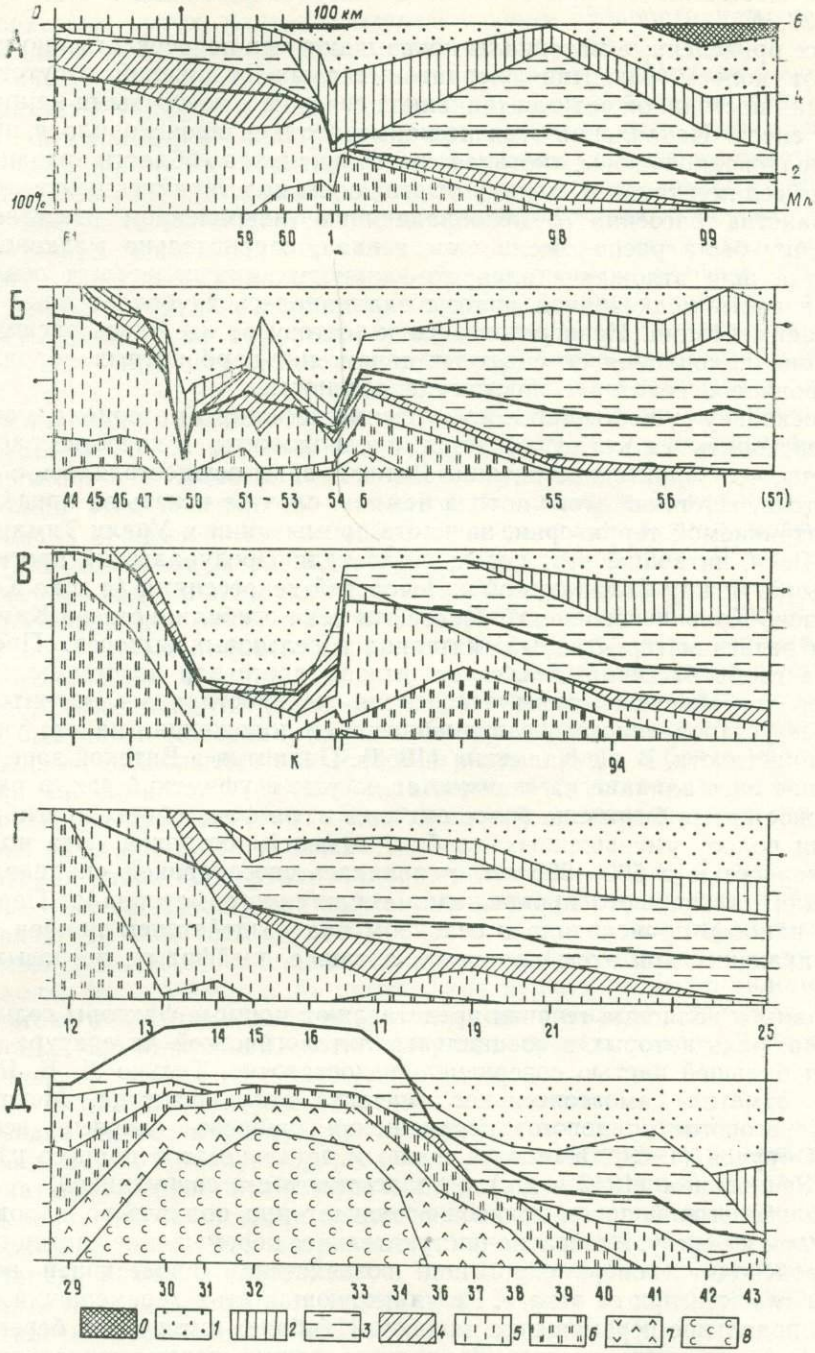


Рис. 37. Графики литологического состава, секущие переходную полосу нижнеказанского подъяруса по профилям:

А — Котельнич—Глазов; Б — Ронга—Селты; В — Мар. Посад—Пычас; (С — Сотниково, К — Казаклар); Г — Порфировка — Красный Бор; Д — Языково — Як Тау. Номера пунктов указаны в таблицах 6—10.

Литология: *0* — конгломераты; *1* — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — глины; *4* — мергели; *5* — известняки; 6 — доломиты; *7* — гипсы и ангидриты; *8* — галит; жирные линии — значения литомодулей ($М_л$).

1939) установил скорость движения подводных поперечных валов на прибрежных террасах озера Мичиган в 1,2 *м* в сутки. Тем не менее и в мелководных бассейнах описанный процесс, безусловно, имеет место и дает ощутимые геологические результаты. Заметим, что на побережье Балтийского моря песчаный поток от Куршской косы до Риги простирается на 600 *км* и имеет мощность до 1 млн. куб. *м* в год.

Волновой поток наносов перемещался вдоль полосы отмелей и островов, существовавшей в раннеказанское время на всем протяжении Вятской зоны. Непрерывное движение терригенного материала было осуществимо в течение всего времени, пока глубины на отмелых участках не превышали глубины взмучивания при данной силе ветра. При возрастании глубины межостровных пространств поток наносов разобщался. Отсюда вытекает, что наиболее интенсивное движение наносов происходило при низком стоянии вод или, точнее, при положительных тектонических движениях в Вятской зоне или ее стабильности. Это движение прерывалось при быстрых ее погружениях.

Постепенное перемывание терригенного материала в процессе переноса приводило к хорошей его рассортировке. Песчаный материал отлагался в пределах полосы активного воздействия волн, несколько спускаясь за ее пределы, алевритовый распределялся на смежных донных участках, а глинистый выносился на бóльшие глубины. Обогащение песчаников карбонатным материалом происходило, в основном, за счет дробления и перетирания скелетных остатков фауны литоральной зоны. Растительные остатки в процессе переноса также постепенно измельчались и удалялись. Поэтому в южных частях потока песчаных наносов, в наиболее мелководных участках, возникал дефицит органического вещества, что и явилось непосредственной причиной появления здесь красноцветных песчаников.

Наибольшая концентрация песчаного материала наблюдается в южной части Вятского потока наносов (зона *3г*), на окончании Вятской тектонической зоны. Это — «концевые» накопления, возникавшие там, где исчезали условия для дальнейшего движения наносов, при возрастании глубин за пределы активного воздействия волн.

О некоторых деталях активности волновых движений дают представление своеобразные формы аккумуляции в литоральной зоне, выходящие в низовьях р. Немды (Зараменье). Здесь имеются уникальные возможности наблюдать во всех деталях морфологию седиментационных чешуй (см. стр. 60). Сами эти чешуи, в текстурном отношении представляющие большей частью рифоподобные, лишенные слоистости массивы, являются образованиями, переходными к нормально слоистым породам. Они возникли на склоне рифа, в полосе перехода от мелководного участка к относительно более глубоким пространствам бассейна. Многочисленные поверхности размыва свидетельствуют о многократных тектонических колебаниях в Вятской зоне, совершавшихся в течение относительно короткого времени (ритм). Подобные образования являются миниатюрным аналогом тех форм, которые были описаны У. Э. Джексоном (Jackson, 1964), а ранее схематизированы И. Л. Ричем (Rich, 1951).

Общий объем алеврито-песчаных накоплений Вятской зоны в 2,5 раза превосходит объем морских песчаников юго-восточного побережья и составляет около 20% от объема всех песчаников нижнеказанского подъяруса. По этим сопоставлениям можно судить об интенсивности Вятского потока наносов.

Поток наносов мог «работать» только тогда, когда имелись ветры соответствующих направлений. В современной географической ориентировке это ветры от северных до восточных румбов. Ветры противоположных направлений двигали материал в обратную сторону. Но интенсивность этого встречного потока, даже при равной силе и частоте ветров, была гораздо меньше основного, так как он был направлен навстречу

питанию. К тому же значительная часть материала, поглощенная различными ловушками, углубленными участками, уже не могла быть приведена в движение.

В перми, как указывает А. А. Борисов (1965), произошло формирование принципиальной схемы циркуляции воздушных масс. Это обстоятельство облегчает оценку палеоклиматической обстановки по аналогии с современной. В древней географической ориентировке Вятская зона имела субмеридиональное простирание, располагаясь в пределах палеоширот 30—35° (рис. 38). На широтах же 30—40° в современности рас-

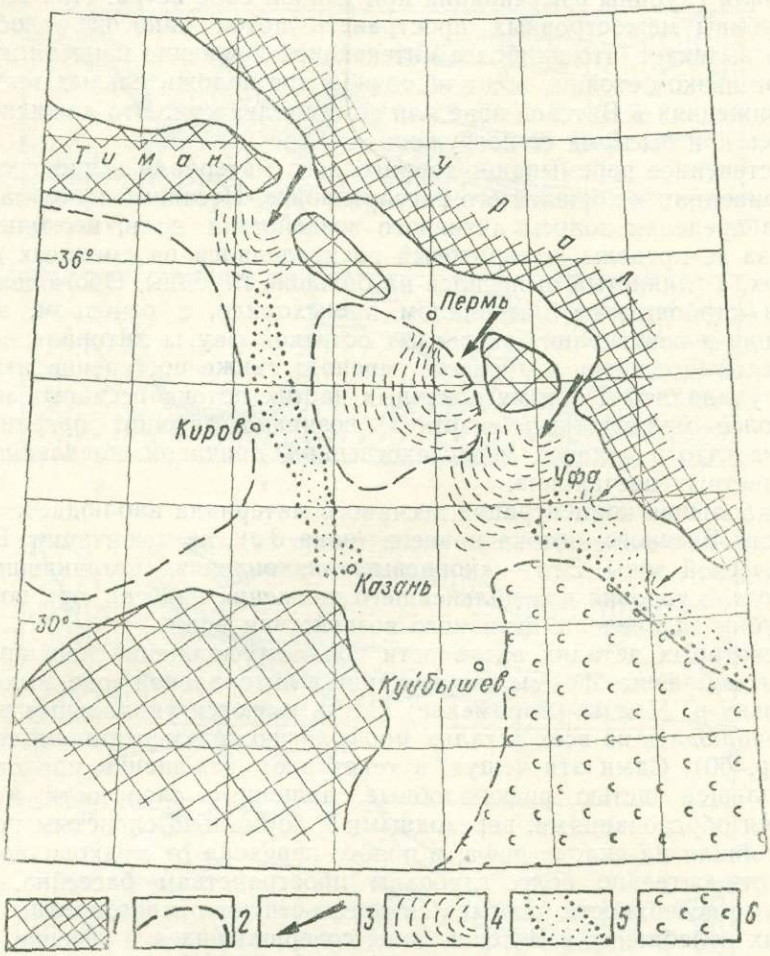


Рис. 38. Древняя географическая ориентировка геоморфологических элементов в раннеказанское время:

1 — структурно-приподнятые зоны; 2 — границы депрессионных зон; 3 — направления главных речных систем; 4 — дельтовые выносы; 5 — зоны морского мелководья; 6 — соленосная зона.

полагается область повышенных давлений субтропического антициклона. В южных частях этой области преобладают обычно ветры северных и северо-восточных румбов, которые и были наиболее благоприятны для обеспечения движения Вятского потока наносов.

Полоса накопления сероцветных морских песчаных отложений раннеказанского времени протягивается также от бассейна р. Казанки, через Чистопольское Прикамье, в верховья р. Шешмы и далее на юго-восток. Таким образом, эта полоса связывает два основных района развития

морских песчаников. Однако содержание песчаников в ней сравнительно невелико, лишь немногим превышает 20% и только на участках Елабуга — Вандовка и Шугурово — Байтуган содержание их доходит до 30—35%. Они приурочены в основном к третьему горизонту (5-я пачка), а у Шугурово также к первому. Возникновение этих накоплений следует связывать с Бирским направлением сноса. Пространственная их локализация контролировалась мелководной зоной, расположенной в пределах Татарского свода.

В позднеказанское время морские песчаники имеют ограниченное распространение. Они узкой, прерывистой полосой окаймляют область развития красноцветных пород. При этом отмечаются отдельные участки повышенного содержания песчаников в Вятской зоне. Верхневятский участок, возможно, был связан еще в какой-то степени с Вятским направлением сноса, Советский же — с Кунгурским. Как и последний, наблюдающиеся южнее отдельные клинья песчаников приурочены преимущественно к пачке «подбоя» (пятый горизонт).

Более четко здесь обособляется Шенталинский клин, связанный с южной ветвью Бирского направления сноса. Проходя через южную вершину Татарского свода, он затухал на юго-западном склоне. Поскольку в нижележащих горизонтах в этом районе также развиты концевые песчаные накопления, сопоставлявшиеся Н. Н. Форшем с исаклинскими слоями, это привело Ф. З. Ягофарову (1967) к ложному утверждению о непостоянстве их возраста. В пределах Оренбургского свода фиксируются также небольшие Абдулино-Пилюгинский и Каргалинский клинья, обусловленные влиянием Стерлитамакского и Сакмарского направлений сноса.

Рассмотрим теперь кратко распределение второго компонента терригенного сноса — глинистого материала. По своему поведению в области осадконакопления он, безусловно, связан с распределением песчано-алевритового материала, поскольку выносится в бассейн теми же речными системами. В то же время, представляя более подвижный компонент, он в некоторой степени является антагоничным первому, имея тенденцию концентрироваться в участках застойных, с пониженной гидродинамической активностью. В количественных подсчетах нами было учтено только содержание самих глинистых пород, в сумме с глинистой частью мергелей (0,5 их количества). Нет возможности учесть глинистый материал, входящий в состав песчано-алевритовых и карбонатных осадков.

В раннеказанское время ареал распространения глинистого материала (по изолинии 10 *м*) в общих чертах достаточно близко совпадает с таковым же для алеврито-песчаного материала, лишь несколько выходя за его пределы (рис. 39). Основная масса глинистого материала в своем распределении явно связана с Кунгурским и Бирским направлениями сноса. Можно полагать, что влияние первого было настолько значительным, что глинистый материал достигал даже Вятской зоны, что нами исключается в отношении песчаного материала. Характерно, что максимумы накопления глинистого материала смещены в сторону от осевых направлений потоков и участков наибольшей концентрации песчаных осадков. Оба наиболее крупных максимума, располагающиеся в северной и южной частях Верхнекамской впадины, приурочены, помимо этого, к участкам повышенных мощностей нижнеказанского подъяруса.

Если в дельтовых зонах песчаные осадки перемежались с глинистыми, то в пределах Вятской мелководной зоны глинистые осадки развиты незначительно, а местами совершенно отсутствуют. Только в средней части Вятской зоны (в левобережье Средней Вятки), где волновой транспорт прерывался наиболее часто, наблюдается повышенное содержание глинистых осадков.

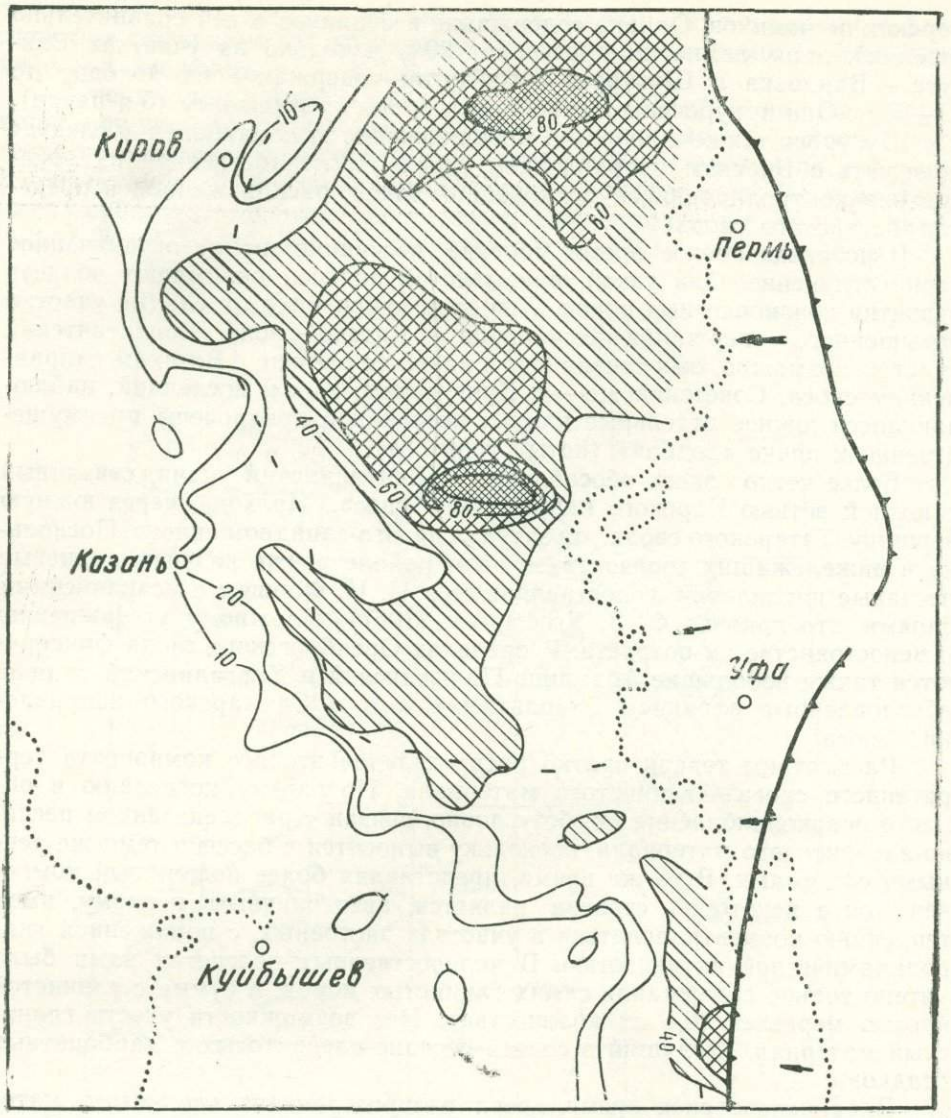


Рис. 39. Распределение мощностей глинистых отложений нижнеказанского подъяруса.

В позднеказанское время ареал распространения глинистого материала (по изолинии 5 *м*) в южной части территории значительно выходит за пределы распространения алеврито-песчаного материала (рис. 40). Наибольшие массы глинистого материала также сосредоточены в Верхнекамской впадине. Здесь еще более отчетливо, чем в раннеказанское время, наблюдается смещение максимальных его накоплений к северу и югу от осевой полосы Кунгурского направления сноса. Равным образом и Бирскую дельтовую зону с юга, вдоль склона Татарского свода, окаймляет полоса повышенных концентраций глинистого материала. Она частично совмещается с песчано-алевритовыми накоплениями южной ветви Бирской дельты.

Все отмеченные зависимости вполне объясняются спецификой седиментации глинистого материала. Глинистые частицы, обладающие большей миграционной способностью, чем более крупный материал, не могут накапливаться в зоне интенсивного волнового воздействия и постепенно

выносятся с мелководий. При осаждении на дно частицы флоккулируют, собираются в агрегаты и скапливаются в придонном слое воды в виде легко подвижной суспензии. По наблюдениям Г. Ф. Уль (1926), в Азовском море илы на дне находятся в постоянном движении, причем они «больше текут и переползают, чем взмучиваются». Такая илистая суспензия слабыми течениями может перемещаться на значительные расстояния, концентрируясь в пониженных участках дна. При дальнейшей коагуляции глинистой взвеси она становится мало подвижной и ниже зоны взмучивания постепенно входит в состав осадка. В застойных участках, отдельных плесах бассейна глинистый материал может накапливаться и на малых глубинах. «...В условиях бассейнов минувшего... во многих случаях иловые отложения начинались с совершенно ничтожных глубин» (Архангельский, 1934, 478).

Рассмотренные выше особенности терригенного осадкообразования в казанском бассейне лишний раз подтверждают, что основной чертой механической сортировки в море является «...теснейшая связь грануло-

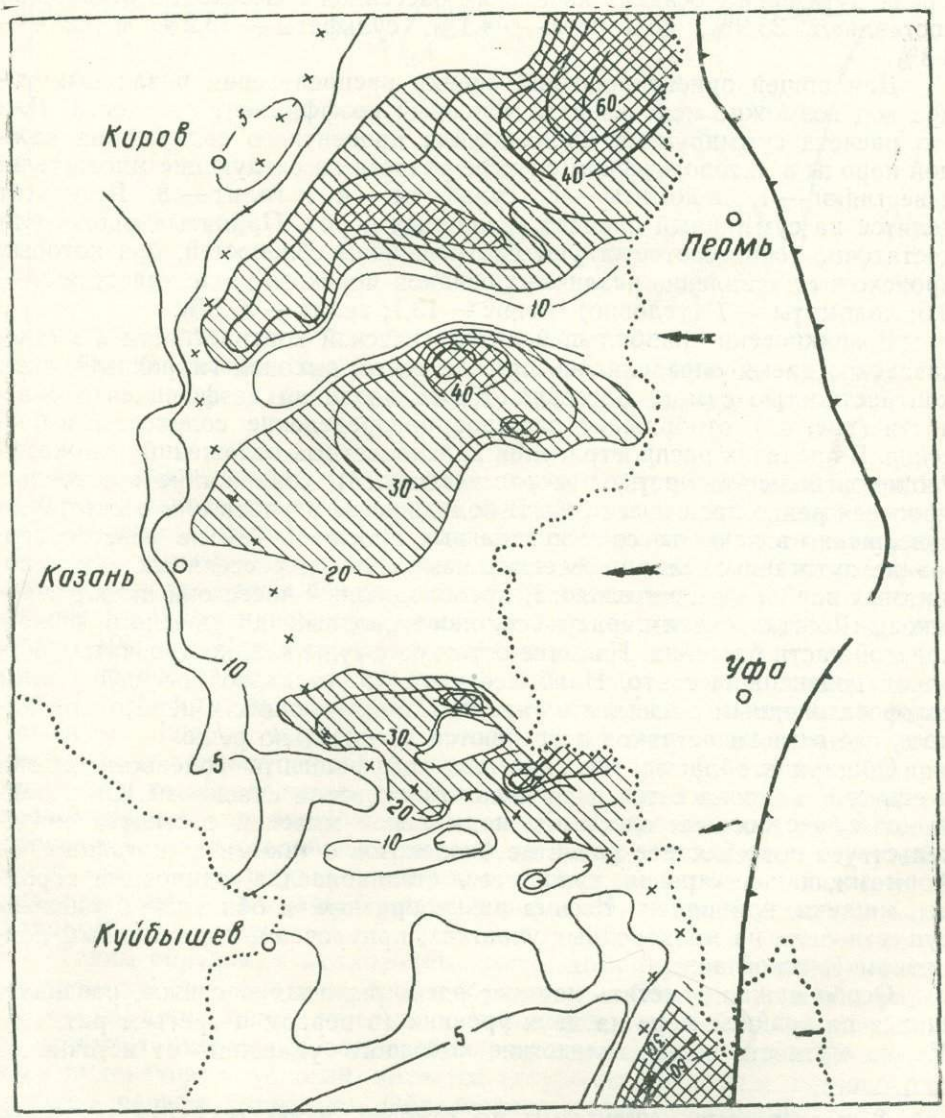


Рис. 40. Распределение мощностей глинистых отложений верхнеказанского подъяруса.

метрического состава осадка с геоморфологией дна и с гидродинамическим режимом бассейна, при гораздо меньшем влиянии на гранулометрию отложений расстояния от береговой линии» (Страхов, 1960, т. II, 12).

Особенности аутигенного осадкообразования

Под аутигенным осадкообразованием мы понимаем все процессы, связанные с накоплением составных частей осадка (породы) химическим или биохимическим путем.

Аутигенное осадкообразование в казанский век отличалось большим многообразием, в соответствии с различными гидрохимическими типами вод. Зоны пресных вод, солоноватоводные участки, морские воды нормальной солености, зоны повышенной солености, лагунные обстановки, все они существовали в единой области осадконакопления, в различных ее частях одновременно или сменяя одна другую во времени. Среди аутигенных осадков казанских бассейнов известковые отложения составляют 35,9%, доломиты — 44,1%, сульфаты — 13,2% и соли — 6,8%.

Для общей ориентировочной оценки распределения различных типов вод возможно использовать условный коэффициент солености. Для его расчета суммируются произведения процентного содержания каждой породы в литологическом спектре разреза на следующие множители: известняки — 1, доломиты — 2, сульфаты — 4 и галит — 8. Результат делится на суммарный процент названных пород. Принятые множители достаточно точно соответствуют соотношениям соленостей, при которых происходит накопление различных осадков морского ряда: известняки — 3,5; доломиты — 7 (условно) [1]; гипс — 13,1; галит — 27,5%.

Возникновение наибольшей литологической контрастности в раннеказанское время определялось прежде всего высокой гидрохимической контрастностью самого бассейна. Карта изолиний коэффициента солености (рис. 41) отображает сложное распределение соленостей в бассейне. В пределах распространения красноцветных отложений (где коэффициент большей частью не рассчитывался) содержание аутигенных прослоев редко превышает 5%. В большинстве случаев они отсутствуют совершенно в качестве самостоятельных прослоев. Тем не менее содержание аутигенных сингенетических компонентов, рассеянных в красноцветных породах, значительно. В преобладающей части они имеют известковый состав, характеризуя солоноватоводный до пресного режим краевой части бассейна. Наличие остатков фауны гладкостворчатых остракод подтверждает это. Наиболее часто и устойчиво пресный режим солоноватоводным сменялся в участках, прилегающих к переходной полосе, где остатки остракод встречаются значительно реже.

Обширная область, где значения коэффициента солености близки к единице, располагается в пределах Московской синеклизы. Об устойчивом существовании здесь вод нормальной морской солености свидетельствует повсеместное развитие биоценозов с такими стеногалинными формами, как лихаревия, аулостегес, степановиелла, одиночные кораллы, мшанки, криноидеи. Весьма разнообразные и обильные биоценозы существовали на мелководных участках, приуроченных к западным поднятиям Вятской зоны.

Особо важно отметить наличие здесь рифовых массивов, развивавшихся по крайней мере на двух уровнях (в первом и третьем ритмах). Малая мутность воды, вследствие большого удаления от источников

[1] В краевых частях доломитовых зон соленость может снижаться до 3,5—4% (см. стр. 178), что, однако, в расчетах не учитывается.

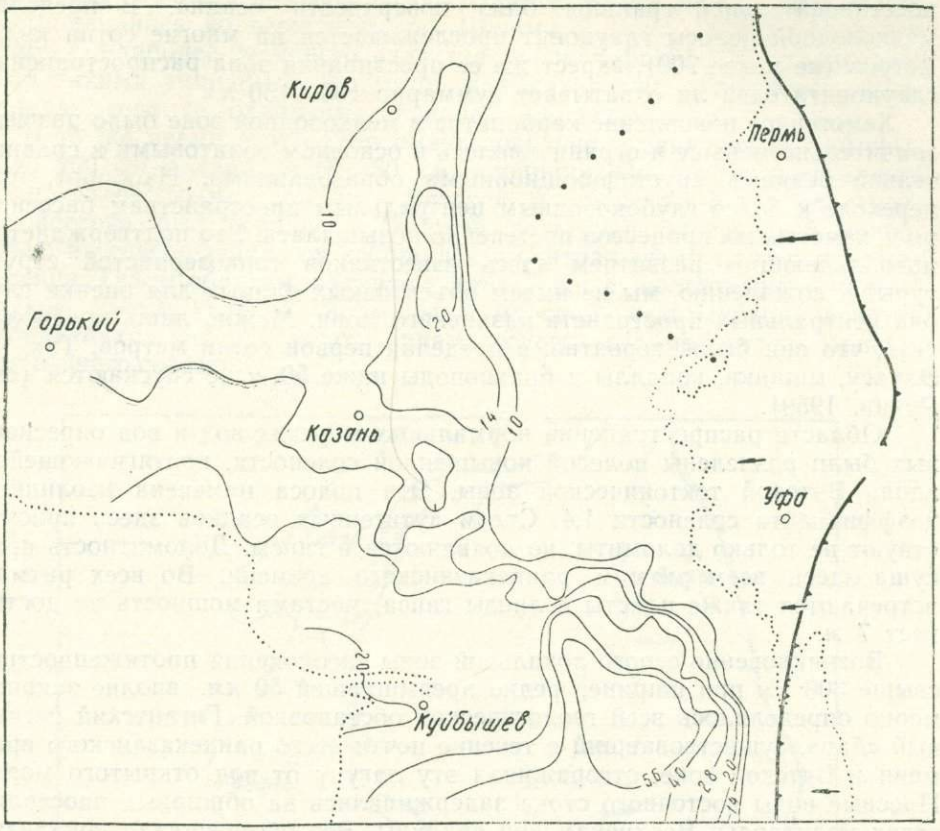


Рис. 41. Изолинии коэффициентов солености нижнеказанского подъяруса.

Черные кружки — линия выклинивания сероцветных прослоев.

сноса, дополнительное отмучивание тонкого материала в волноприбойной зоне создавали благоприятные условия для пышного развития рифообразующих организмов. Эти условия сочетались с соответствующим режимом тектонических движений, обеспечивавшим создание и сохранение мелководной зоны. Не случайно второй из известных сейчас участков развития нижнеказанских рифовых образований приурочен, по Я. Д. Зеккелю (1956), к Пинежско-Совскому поднятию.

В периферических частях рифовых массивов, расположенных в низовьях р. Немды, развивались биоценозы относительно «грубых» форм: ветвистых мшанок, криноидей, брахиопод. Остатки организмов в этой части обычно сильно перебиты, перетерты, окатаны. К этой же зоне приурочены и те образования, которые описаны у д. Зараменье в качестве «седиментационных чешуй». Под защитой периферических рифовых образований, представлявших, видимо, подобие атолла, во внутренней части рифа — в «лагуне» — шло интенсивное развитие мелких пелеципод, гастропод и, в главной массе, водорослей, которые являются здесь породообразующими.

Таким образом, в мелководных зонах доминирующее значение имели процессы биогенного карбонатообразования. Они определялись рядом факторов: нормальным солевым составом вод, хорошей их аэрацией, повышенной температурой вод, свободно прогреваемых солнцем. Характерным индикатором условий является глауконит, наиболее широко развитый в первом горизонте. Образование глауконита происходит, как известно, в типичных морских условиях, при положении окислительно-

восстановительной границы близ поверхности осадка. В пределах мелководной полосы глауконит прослеживается на многие сотни километров (не менее 700), вкрест же ее простирания зона распространения глауконита едва ли охватывает суммарно 100—150 *км*.

Хемогенное накопление карбонатов в мелководной зоне было развито значительно меньше и ограничивалось в основном оолитовыми и сравнительно редкими крустификационными образованиями. Наоборот, при переходе к более глубоководным центральным пространствам бассейна роль хемогенных процессов постепенно повышалась. Это подтверждается преобладающим развитием здесь известняков тонкозернистой структуры. К сожалению, мы не имеем объективных данных для оценки глубин центральных пространств казанского моря. Можно лишь предполагать, что они были, вероятно, в пределах первой сотни метров. Так, по Элиасу, мшанки, кораллы и брахиоподы ниже 50 *м* не спускаются (см. Рухин, 1959).

Области распространения нормальных морских вод и вод опресненных были разделены полосой повышенной солености, протягивающейся вдоль Вятской тектонической зоны. Эта полоса намечена изолинией коэффициента солености 1,4. Среди аутигенных осадков здесь присутствуют не только доломиты, но появляются и гипсы. Доломитность присуща здесь всем ритмам раннеказанского времени. Во всех ритмах встречаются также пласты и линзы гипса, местами мощность их достигает 7 *м*.

Возникновение строго локальной зоны засолонения протяженностью свыше 300 *км* при ширине, редко превышавшей 50 *км*, вполне закономерно определялось всей геологической обстановкой. Гигантский песчаный «бар», существовавший в течение почти всего раннеказанского времени в Вятской зоне, отгораживал эту лагуну от вод открытого моря. Пресные воды восточного стока задерживались на обширных пространствах мелководья Верхнекамской впадины. Это обеспечивало локализацию осолоненных вод лагуны и с востока. Сама лагуна занимала несколько углубленную часть относительно окружавших ее мелководий. Данное обстоятельство служило дополнительным фактором сосредоточения в ее пределах рассолов повышенной плотности, возникавших при выпаривании вод бассейна на более значительной его площади. Вероятно, моменты, когда осуществлялась садка сульфатов, соответствовали наибольшей изоляции лагуны при общих тектонических поднятиях. Повышенная концентрация солей возникала кратковременно, но неоднократно, чередуясь с относительно пониженной и иногда почти нормальной морской соленостью в моменты погружений. Определенное влияние тектонического фактора на локализацию лагуны проявляется в том, что ее осевая зона располагается в пределах Шурминско-Холуницкой депрессии, непосредственно восточнее Уржумско-Вожгальского вала, следуя ему почти на всем его протяжении.

В южной части рассматриваемой территории, охватывая Бузулукскую и Мелекесскую впадины, а также протягиваясь вдоль юго-западной границы бассейна по северному склону Токмовского свода, располагалась основная область осолонения. В ее пределах соленость возрастала постепенно с северо-запада на юго-восток. Вместе с исчезновением фаунистических остатков коэффициент солености постепенно поднимается до 3-х и в центральной части лагуны достигает 7,2. Изолиния коэффициента солености 4 примерно оконтуривает зону садки галита. Морские отложения в зоне осолонения развиты только в низах подъяруса. Стратиграфически они ограничиваются объемом нижних одного — двух ритмов, а в Бузулукской впадине, где мощность морских слоев (калиновской свиты) местами снижается до 5—8 *м*, представлены, видимо, только нижние слои первого ритма.

Особо интересен нижнекамский район развития морских отложений

в пределах значений коэффициента солености от 1,0 до 1,5. Этот район, простирающийся до верховьев рр. Шешмы и Сока, всегда считался областью наиболее типичного развития морских фаций. Он охарактеризован такими типичными формами, как лихаревия, аулостегес, степановиелла, мшанки, одиночные кораллы, криноидеи и др.

В то же время этот район имеет довольно ограниченные размеры: около 200 *км* в длину и 60—80 *км* в ширину. Он расположен между двумя соленосными зонами — Вятской и Мелекесс-Бугурусланской, а с востока был ограничен Бирской дельтовой опресненной зоной. Только на северо-западе он сообщался с центральными пространствами бассейна. Таким образом, наличие и длительное существование в нижнекамском районе условий нормальной морской седиментации следует рассматривать как результат динамического взаимодействия водных масс разного состава.

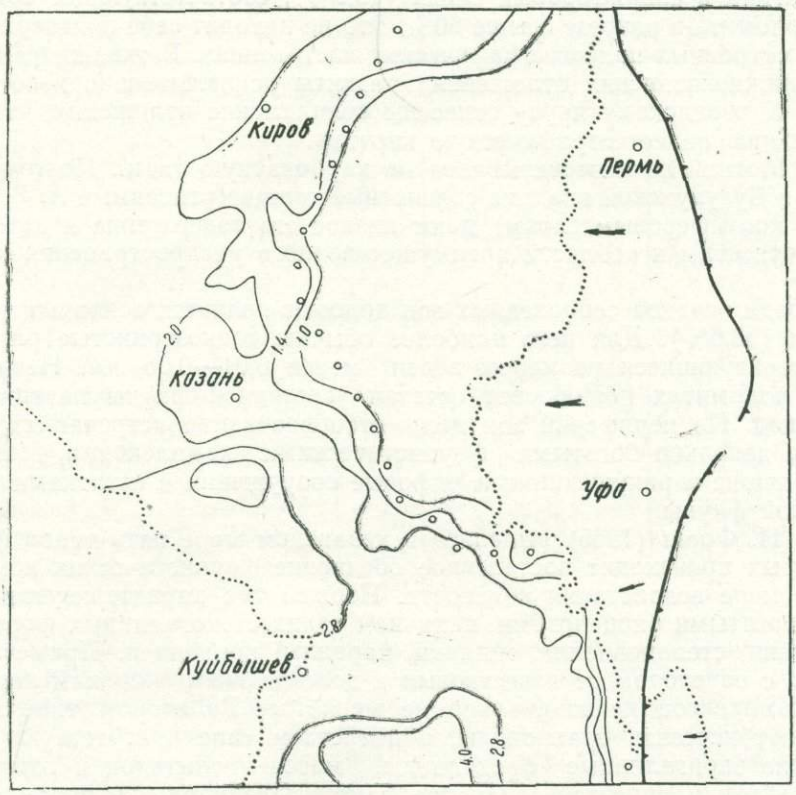


Рис. 42. Изолинии коэффициентов солености верхнеказанского подъяруса.

Светлые кружки — линия выклинивания сероцветных прослоев.

В позднеказанское время столь сложной дифференциации гидрохимического режима уже не наблюдается. Обширные пространства бассейна в пределах Московской синеклизы характеризуются повышенной соленостью, при коэффициенте солености выше 2-х (рис. 42). Здесь преобладало накопление доломитовых осадков. О повышенной солености свидетельствует существование весьма бедных биоценозов, в основном пелецинод и гастропод, преобладание немых, тонкозернистых доломитов, парагенезы их с гипсами. В отдельных участках, особенно на северо-западе, временами соленость приближалась к нормальной. Об этом же свидетельствует появление местами мшанок и криноидей. Переход к

дельтовой опресненной области происходит довольно равномерно, хотя и отмечаются значительные изгибы изолиний низких значений в сторону открытых пространств бассейна на участках, противостоящих осевым частям потоков дельтовой зоны. Участки наибольшего осолонения (коэффициент солености 2,8—4,0 и выше) приурочены к Мелекесской и Бузулукской впадинам.

В самых общих чертах рассмотренное распределение солености ранее было намечено литолого-геохимическими картами А. Б. Ронова (1956). Для их построения использовано около 1400 анализов. Однако вследствие того, что точные количественные данные относятся к очень малому числу точек, распределенных весьма неравномерно, полученные построения крайне схематичны. К тому же в них имеются фактические и методические погрешности:

1. Для разреза близ г. Котласа неправдоподобно велико содержание магния в спириферовых слоях (10,9%), соответствующее содержанию доломита в разрезе свыше 80%. Это не находит себе подтверждения в рассмотренных палеогеографических построениях. В скважине Коряжма в нижнеказанских отложениях развиты исключительно известняки.

2. К казанскому ярусу отнесены соликамские отложения, что дает нереальную палеогеографическую картину.

3. Магний не пересчитывался на карбонатную часть. Поэтому развитые в Бузулукской впадине соленосные толщи (относимые А. Б. Роновым к конхиферовым слоям) дают низкое его содержание и автоматически отнесены к «области преимущественного распространения известняков».

Среди осадков осолоненных зон доломит является основным компонентом (58,6%). Для него наиболее обычны тонкозернистые разности, характеризующиеся размером зерен менее 0,01—0,05 *мм*. Нередко в таких доломитах появляются остатки угнетенной фауны пелеципод и гастропод. По периферии зон доломитообразования встречаются доломиты с довольно богатыми фаунистическими комплексами, местами переходящие в ракушечники и рифовые сооружения с остатками стеногалинной фауны.

Н. Н. Форш (1955) выделяет в казанском море пять типов фаций, в которых происходит постепенное обеднение фаунистических комплексов по мере возрастания солености. Первый тип характеризуется наиболее богатыми биоценозами, наличием таких стеногалинных форм, как лихаревия, степановиелла, мшанки, кораллы, криноидеи. Примечательно, что с переходом от известковых к доломитовым осадкам характер этих комплексов первоначально не меняется. Во втором типе фаций начинают исчезать брахиоподы, а в третьем типе присутствуют лишь немногие эвригалинные брахиоподы, масса пелеципод и гастропод. В четвертом начинается обеднение фауны пелеципод и в пятом сохраняются лишь наиболее эвригалинные их виды. Вероятно, целесообразно дополнительно наметить еще шестую зону, где выживают лишь единичные представители животного мира, седьмую, совершенно лишенную их, и наконец, восьмую, характеризующуюся парагенезами доломит — гипс.

Н. М. Страхов (1962) указывает, что в современных морях повышение солености на $^1/_5$ еще не вызывает угнетения фауны. Следовательно, можно принять, что переход от первой ко второй зоне происходит при солености 4—4,5%. В пределах же первой зоны доломитовые накопления возникают практически при нормальной морской солености.

Таким образом, традиционные представления, согласно которым доломит считается верным показателем осолонения, в некоторых случаях должны быть ограничены. Однако в основной массе морские доломиты возникают при повышенной солености, которая при парагенезах доломита с гипсом возрастает четырехкратно.

Казанские доломитовые комплексы по их химико-минералогиче-

скому составу обладают рядом следующих характерных признаков: 1) преобладание мономинеральных разностей (рис. 23); 2) однородность состава по разрезу отдельных горизонтов; 3) постоянство состава по простиранию и постепенность его изменения (табл. 31); 4) сходство состава ракушняковых и тонкозернистых разностей.

Таблица 31

Характеристика пространственной изменчивости карбонатных (доломитовых) горизонтов казанского яруса

Пункт	Мощность, *м*	Содержание к породе в %				Пересчет		
		нераств. остаток + R_2O_3	CaO	MgO	SO_3	кальцит	доломит	гипс
Верхнеказанский подъярус («подлужник»)								
Курочкино	8	1,10	30,76	20,82	—	3,2	95,2	—
Тенишево	9	1,48	30,57	17,92	6,85	1,2	82,0	14,7
Камское Устье	6	2,41	31,77	19,65	—	7,9	89,9	—
Лаишево	9	1,82	31,34	20,17	—	5,8	92,3	—
Шуран	7	2,46	31,83	19,17	—	9,2	87,7	—
Березовка	5	6,83	29,77	18,72	—	6,6	85,6	—
Нижнеказанский подъярус								
Анненково:								
Зернистая порода		1,33	31,60	19,65	0,90	6,5	89,9	1,9
Ракушечник		2,24	31,53	19,72	1,28	5,7	90,2	2,8
Каменищи:								
Зернистая порода		2,52	33,25	17,47	—	16,0	79,9	—
Ракушечник		2,65	31,93	18,77	—	10,4	85,8	—
Серноводск	17	3,18	30,08	20,47	—	2,8	93,7	—
Боровка	21	1,72	30,38	20,99	—	2,1	96,0	—
Лбище	22	1,63	29,98	21,34	—	0,6	97,6	—

Все перечисленные особенности свидетельствуют о большой интенсивности процессов доломитообразования, которая могла быть обеспечена только в первичном седиментационном процессе. Именно этому процессу Н. М. Страхов (1938) отводит главную роль в формировании палеозойских доломитов. Диагенетические превращения, имевшие наибольшее развитие в органогенных разностях, вели только к перераспределению уже осажденного материала и они полностью контролировались седиментацией.

Условия осаждения карбонатных минералов определяются многими факторами. Понижению растворимости доломита и, следовательно, выпадению его из раствора способствуют: более высокое парциальное давление углекислоты, повышение щелочного резерва (т. е. оснований, связанных с углекислотой), общее возрастание солености. Соответствующее сочетание этих факторов и определяет большой диапазон доломитообразования.

Повышенное (вдвое) содержание углекислоты в атмосфере перми способствовало заметному увеличению щелочного резерва. В том же направлении действовал приток гидрокарбонатных вод с юго-западной низменной суши, в значительной степени обогащенных магнием. Наконец, в мелководных, в том числе рифогенных участках растворимость доломита еще более снижалась за счет прогрева вод, а также повышения

pH при интенсивном фотосинтезе фитопланктона или фитобентоса (Страхов, 1962). Все эти обстоятельства способствовали тому, что садка доломитов начиналась при солености, близкой к нормальной.

Распределение галогенных отложений в пределах казанских бассейнов большей частью подчиняется расположению доломитовых зон. Объем галогенных формирований казанского века на рассматриваемой территории составляет 10% к общему объему осадков этого века и 20% относительно их аутигенной части. Среди самих галогенных отложений большая часть (66%) приходится на сульфаты (гипс и ангидрит) и меньшая — на галит (34%). Более велик объем нижнеказанской галогенной формации (67,5%), в составе которой повышено содержание галита (44%). В верхнеказанских же галогенах роль последнего значительно снижена, составляя лишь 12%.

Общая характеристика пространственного размещения галогенных формаций была дана в соответствующем разделе (рис. 12, 13). Почти вся нижнеказанская галогенная формация (96%) и большая часть верхнеказанской (82%) располагаются в районе, тяготеющем к Бузулукской (основной объем) и Мелекесской впадинам. Севернее, по окраинам Московской синеклизы и вдоль Вятской зоны располагаются отдельные гипсоносные участки, главным образом позднеказанского возраста. На участке Котельнич — Опарино сульфаты представлены ангидритами. Относительно общего объема казанских галогенных формаций все эти участки вмещают около 5% солей (сульфатов).

Характер взаимоотношения галогенных формаций с карбонатными иллюстрируется субмеридиональным схематическим профилем (рис. 43). Из приведенных сопоставлений выясняются следующие особенности.

1. При продвижении от замкнутой, «кутовой» части казанского бассейна к северу происходит последовательное смещение максимума соленакопления из нижних горизонтов в верхние. Соответственно нижняя граница галогенных формаций скользит вверх по разрезу, смещаясь на протяжении тысячи километров почти от основания яруса до верхних его горизонтов.

2. В том же направлении происходит смещение границы известнякового и доломитового комплексов яруса. Эти оба обстоятельства объясняют причину смещения подъярусной границы, принимаемой в ряде местных схем.

3. Максимум соленакопления, с отложением основных масс галита, приходится на раннеказанское время.

Последний вывод противоречит традиционным представлениям о приуроченности максимума осолонения ко второй половине казанского века, когда резко усилилась изоляция бассейна. Тем не менее этот вывод неизбежно вытекает как из реальных взаимоотношений разрезов, так и из палеогеографических предпосылок. Как известно, Н. Н. Форш гидрохимическую свиту относит полностью к верхнеказанскому подъярусу, считая, что она выполняет эрозионную долину, врезанную в нижнеказанские отложения. Возникновение этой долины предполагается в конце раннеказанского времени, когда поднятия на территории Заволжья отчленили и оттеснили на юг часть вод бассейна. В начале позднеказанского времени эти воды, уже значительно осолонившиеся, проникли в эрозионные депрессии, отложив в них галогенные толщи (Форш, 1951).

Такая интерпретация геологической истории, на первый взгляд, хорошо согласуется с фактами нахождения в параллельных разрезах, на близких батрологических уровнях, слоев с морской фауной и соленосных отложений. Однако одновременно эта гипотеза вызывает ряд новых вопросов, которые не находят в ней должного разрешения. Прежде всего, совершенно не ясно, когда, в какое время происходил упомянутый размыв. Эрозионная долина, по концепции Н. Н. Форша, прорезает почти всю толщу нижнеказанских отложений, начиная от верхов «бар-

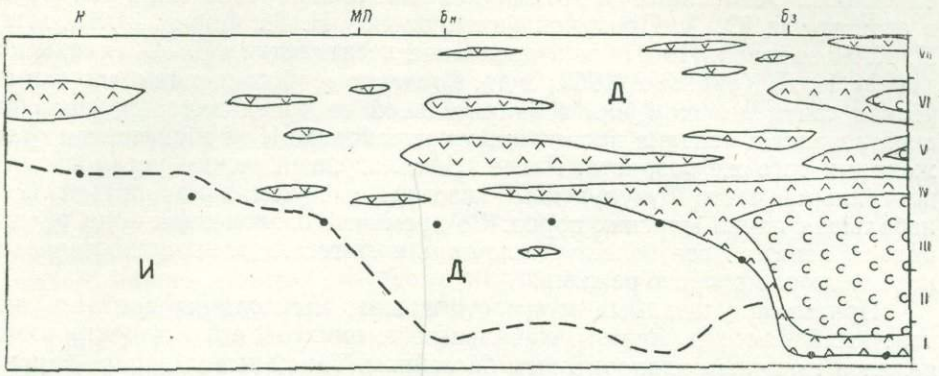


Рис. 43. Схема взаимоотношения карбонатных и галогенных формаций казанского яруса.

Формации: *И* — известковая; *Д* — доломитовая; значки — галогенные. Пункты: *К* — Котельнич; *МП* — Мар. Посад; *Бн* — Буинск; *Бз* — Бузулук. I—VII — горизонты. Крупными точками показаны отбивки подъярусной границы по местным схемам.

башинских» слоев (в верхосокском варианте) и кончая низами байтуганских. Для того, чтобы мог осуществиться такой глубокий эрозионный врез (до 80—100 *м*), необходимо было значительное время и интенсивная деятельность текучих вод, кстати совершенно немыслимая в условиях аридной равнины. Но требуемого времени не было, поскольку гидрохимические осадки, выполняющие эрозионную долину, за ее пределами переходят в исаклинские слои, которые нормально лежат на барбашинских (в варианте стратотипа).

Размыв, очевидно, не должен был ограничиваться одной эрозионной долиной, но охватывал бы и всю площадь существовавшей тогда суши. Но где же тогда его проявления? Где и какие части разрезов казанского яруса отсутствуют за пределами гипотетической долины? Куда девались воды, осуществлявшие размыв, и где находятся отложенные ими осадки? Ответа на все подобные вопросы мы не находим.

Гипотеза Н. Н. Форша противоречит и палеотектоническим закономерностям. Зона предположительного размыва находится в области депрессии, которая в течение всего пермского периода испытывала постоянные погружения. Общая амплитуда этих дифференцированных погружений составляет примерно 300 *м*. Инверсия же тектонических сооружений происходит медленно, охватывая целые геологические эпохи. Поэтому допустить временные инверсионные движения с амплитудой порядка 150 *м*, движения по сути дела катастрофические, означает встать на позицию отрицания реальности геологических процессов.

Наконец, рассматриваемая гипотеза не оправдывается с точки зрения гидрохимических расчетов. Если все же допустить существование гипотетического изолированного бассейна на юго-востоке, то при расчете от океанической воды, на стадии садки сульфатов, его рассолы должны были содержать 5,5 *г/л* сульфата кальция, или 1,84 *см*^{3} ангидрита на литр. Следовательно, для высадки 10-метрового пласта ангидрита нужно иметь толщу воды в 5436 *м* (5,5 километра!). Примерно половина ее должна быть испарена в процессе осаждения ангидрита. Эту величину необходимо утроить, поскольку средняя мощность ангидритов в проблематичной долине размыва — Бузулукской впадине — около 30 *м*. Получается фантастическая величина, еще раз подтверждающая неприемлемость рассматриваемой гипотезы.

Галогенный процесс может осуществляться в сколько-нибудь значительных размерах только при наличии постоянной связи с питающим

бассейном. Основанная на этом положении точка зрения была высказана в свое время Ю. А. Притулой (цитировано Н. Н. Форш, 1955), затем И. К. Чепиковой (1954) и в последнее десятилетие Е. И. Тихвинской (1962), Н. Д. Кованько (1962) и др. Согласно этой концепции гидрохимическая свита целиком или в значительной ее части имеет раннеказанский возраст и связана постепенными переходами с карбонатными отложениями того же возраста. Ранее всего лагунный режим установился в центральной части Бузулукской впадины, где успела накопиться лишь небольшая пачка морских пород. Со временем осолоненная зона расширялась, занимая все большую площадь и вытесняя зоны существования нормального морского режима.

Принимая указанные взаимоотношения, мы должны признать, что казанский бассейн почти с начальных моментов его существования являлся типичным эвапоритовым бассейном. Такой вывод вполне закономерен, он обусловлен всей геологической обстановкой. При крайней мелководности верхнепермских бассейнов, в том числе и казанского, возникновение в кутовой его части зоны высокой солености было предопределено наличием аридного климата.

Возможность возникновения зон осолонения в эвапоритовом бассейне, согласно Н. А. Архангельской и В. Н. Григорьеву (1960), определяется основными параметрами бассейна: его размерами и глубиной. Возрастание солености лагунной части происходит вследствие приноса солей компенсационным подтоком, который восстанавливает убыль воды в результате испарения. Ему противодействует турбулентная диффузия, которая в малых бассейнах может воспрепятствовать дифференциации солености. Аналогично влияет и градиентный отток, который, впрочем, в мелководных бассейнах проявляется слабо. Согласно расчетам Н. А. Архангельской и В. Н. Григорьева, при глубине бассейна около 50 *м* гидрохимическая дифференциация ощутимый эффект дает на расстояниях в несколько сотен километров. При уменьшении глубины, наличии подводных порогов, отмелей, баров, это «критическое» расстояние соответственно уменьшается. Оно также уменьшается при низких степенях осолонения и возрастает при уменьшении испарения. Взаимоотношения всех этих величин показаны на рис. 44. Из него, в частности, видно, что при низких степенях осолонения и малой глубине критические расстояния измеряются единицами километров. Поэтому малые гипсовые залежи могли возникнуть только на мелководьях, в условиях некоторой изоляции и относительного углубления.

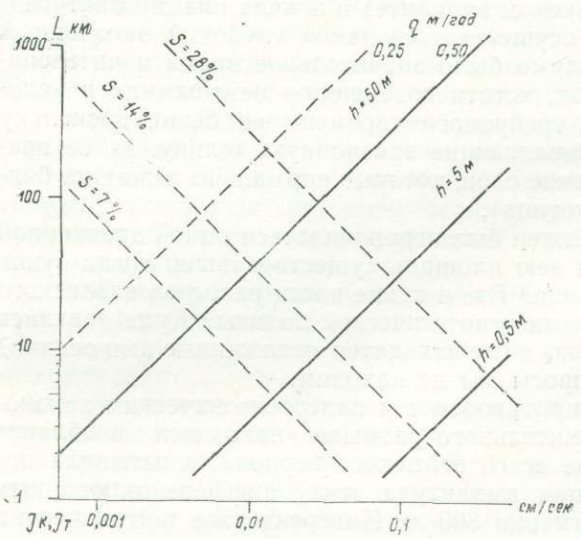


Рис. 44. Зависимость «критического расстояния» (L) от компенсационного подтока $J_к$ (при разной глубине h и величине испарения q) и турбулентной диффузии $J_т$ (при разных степенях осолонения S) по данным Н. А. Архангельской и В. Н. Григорьева.

Общим для большинства соленосных накоплений казанского яруса

является преимущественная приуроченность их к депрессионным участкам. Садка солей в них, формирование мощности отложений в условиях платформенных и, следовательно, заведомо компенсированных прогибов регулируются темпом их погружения. Относительно малые скорости и амплитуды прогибаний в платформенных структурах, естественно, явились причиной крайней незавершенности галогенеза, остановившегося на начальных моментах ангидритовой стадии. И только в Бузулукской впадине процесс пошел несколько дальше. Но если средняя мощность галитовых формаций обычно лежит в пределах 300—600 *м*, то в Бузулукской впадине едва достигает 100 *м*. Эти обстоятельства и сделали невозможным возникновение здесь каких-либо проявлений калийной минерализации. Далее, можно думать, что время активного галогенеза в Бузулукской лагуне составляло лишь очень небольшую часть (3—5%) общего срока ее существования. Это обстоятельство и объясняет, между прочим, наличие остатков стеногалинной фауны в ряде разрезов, значительно приближенных к соленосной зоне. Условия для существования такой фауны создавались там на стадиях некоторого рассолонения, когда садки солей не происходило. Сравнительно коротким моментам максимального осолонения в этих разрезах отвечают, вероятно, прослои, лишенные фауны, но они не выделяются ясно на общем фоне разреза.

Ограничение Бузулукской лагуны с востока и частично с северо-востока определялось наличием здесь мелководно-баровых песчаных отложений (рис. 34). В ряде случаев они были отделены от самой соленосной зоны глинистыми накоплениями (рис. 11). К северо-западу на 400—500 *км* простиралась обширная подготовительная зона промежуточных соленостей, где шло накопление главным образом доломитов.

По поводу минералогической формы первичных эвапоритовых сульфатов до сего времени не имеется единого мнения. Н. М. Страхов вообще не допускает первичной садки ангидрита, относя его возникновение исключительно к стадии катагенеза. Это подтверждается данными Вант-Гоффа, согласно которым ангидрит считался устойчивым только при температуре выше 63° С. Однако рядом исследований выявлены значительно более низкие температуры устойчивости ангидрита. Так, для точки насыщения сульфатом кальция Е. Позняк указывает температуру 42° С (Posnjak, 1940), а Г. И. Макдональд 34° С. В растворах же, насыщенных NaCl, эта температура снижается даже до 14° С (Macdonald, 1953). Заметим, что температура кристаллизации галита силурийских соленосных залежей определена (путем гомогенизации включений) в 32—48° С (Dellwig, 1955).

Приведенные данные показывают принципиальную возможность первичной садки ангидрита. Большое влияние оказывает повышение солености, которое снижает критическую температуру. С этой точки зрения показательно, что в казанском ярусе ангидриты приурочены к наиболее мощным и монолитным сульфатным залежам. При образовании же более мелких залежей относительно пониженная соленость не обеспечивала достижения критической температуры выделения безводного сульфата.

Эпигенетические изменения сульфатов (этапов ката- и гипергенеза) не имели большого развития и решающего значения. Так, в Мелекесской впадине сульфаты четвертого горизонта представлены исключительно гипсами. В то же время расположенная выше залежь пятого горизонта в своей центральной части сложена ангидритами. Видимо, не всегда обеспечивалась критическая глубина захоронения (500—600 *м*), необходимая для дегидратации гипса. Все вышеизложенное дает основания полагать, что ангидриты казанского яруса в своей основной массе сингенетичны.

Татарский век

Длительность одного татарского века была примерно равна продолжительности уфимского и казанского, вместе взятых. С этой точки зрения вполне оправданы попытки подразделить всю толщу татарских отложений на 2—3 самостоятельных яруса (Тихвинская, 1946; Игнатьев, in litt.).

Общая обстановка формирования татарских отложений представляется относительно более спокойной и однообразной. Прилегающие горные сооружения не претерпевают больших поднятий, а в пределах самой области осадконакопления абсолютным преобладанием почти повсюду пользуются терригенные осадки. Литологическая контрастность становится заметно меньше, чем в казанский век. К концу татарского века, когда из комплекса отложений выпадают не только сульфатные, но почти полностью и карбонатные породы, она еще более снижается.

Уменьшению контрастности благоприятствует три основных фактора: а) более спокойный — «умеренный» тектонический режим; б) отсутствие солевого питания за счет морских вод; в) некоторое смягчение аридности климата. Сравнительно с уфимским зеком смещение географической ориентировки по палеомагнитным данным А. Н. Храмова (Атлас..., 1961) происходит на 7—10°. Северные части рассматриваемой территории вступают уже в субаридную зону.

Татарский век начался в обстановке значительного осушения Русской платформы. Реликтовые казанские бассейны локализовались, вероятно, в депрессионных зонах восточнее Вятских поднятий и Токмовского свода. Остальная территория представляла континентальную равнину, поверхность которой подвергалась эрозионной обработке. Длительность этой обработки все более возрастала по мере удаления от полосы реликтовых бассейнов к западу. Неровности эрозионного рельефа измерялись десятками метров. Особенно интересна описанная В. И. Игнатьевым (1952) погребенная эрозионная долина в низовьях р. Оки. Эта долина прорезает казанские отложения, нижнепермские и врезается в верхнекаменноугольные. Глубина вреза здесь порядка сотни метров. Отсюда надо полагать, что эта территория освободилась из-под вод казанского моря не непосредственно в предтатарское время, а вероятно еще в начале позднеказанского. Видимо, весьма существенную роль в формировании дотатарского рельефа в ряде случаев играли и карстовые процессы.

С началом татарского века было связано быстрое увеличение размеров реликтовых бассейнов, слияние их в единый бассейн и распространение его на значительные пространства Русской платформы. Этот процесс, с легкой руки А. Н. Мазаровича, получил наименование уржумской «озерной трансгрессии». Однако такое определение не является точным и его едва ли можно рекомендовать к употреблению, хотя в данном процессе и возникает трансгрессивное налегание.

Трансгрессия — это наступание моря на сушу, происходящее в результате тектонических опусканий. Воды, которые при этом заполняют образующиеся депрессии, уже имелись во всем своем объеме в составе мирового океана. Таким образом, понятие трансгрессии включает в себя, в качестве основного элемента, тектонический фактор и ни в какой степени не связано с климатическими явлениями.

Что же фактически происходило в начале татарского века? Прежде всего необходимо заметить, что локализация реликтовых дотатарских бассейнов определялась, безусловно, тектоническими факторами. Они-то и обусловили формирование обширной бессточной депрессии, к наиболее низким частям которой стянулись усыхающие бассейны. Однако, сколько бы ни продолжались погружения, внутриматериковая депрессия водами не заполнится, пока не произойдут существенные изменения физико-гео-

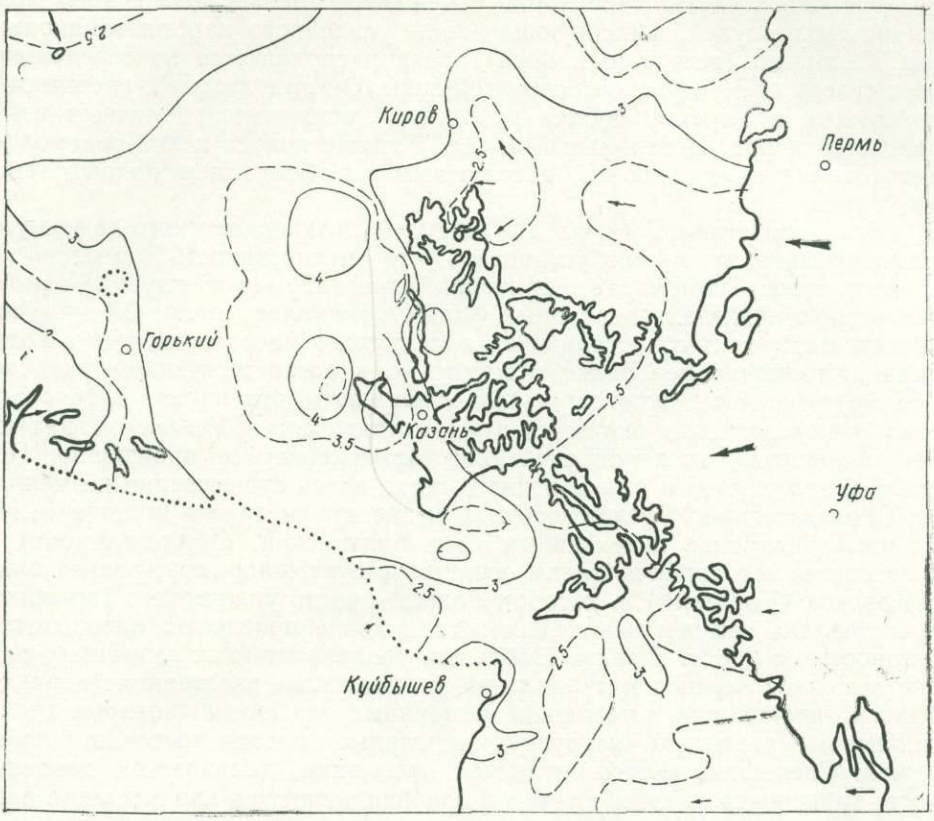


Рис. 45. Карта литомодулей уржумского горизонта.

графической обстановки в ближайшем ее окружении. Эти изменения заключались в значительном возрастании поступления пресных вод, превышающем их расход на испарение. Следовательно, расширение пределов уржумского бассейна происходило исключительно в силу поступления избыточных водных масс. Сами эти водные массы не были подготовлены заранее в каком-то особом водоеме, а они генерировались из метеорных осадков на территориях, окружающих уржумский бассейн. К подобному явлению правильнее применить выражение «р а з л и в», которое наиболее точно передает его сущность.

Вопрос об источниках водных масс, пополнявших раннетатарский (уржумский) бассейн, имеет первостепенное значение для детализации палеогеографии этого времени. Чтобы найти какие-то критерии для решения поставленного вопроса, рассмотрим вначале карту литомодулей уржумского горизонта (рис. 45). Эта карта показывает среднюю степень дифференциации фациальной обстановки. Диапазон изменения литомодулей лежит в пределах от 1,98 до 4,80, что примерно в два раза меньше, чем для нижнеказанского подъяруса. В восточной полосе пониженных значений литомодулей наиболее резко выражено Кунгурское направление сноса. Довольно заметно проявляется Сакмарское направление и слабо — Стерлитамакское. Новое заключается в появлении участков пониженных литомодулей в западной части территории. Ими фиксируются Кузнецкое (малой интенсивности) и Муромское направления сноса. На северо-западе намечается влияние еще одного, Балтийского направления. По общим данным оно имело наивысшую интенсивность, но основная область его влияния находилась за пределами изученной территории.

В средних частях территории отмечаются ареалы повышенных значений литомодулей, фиксирующие зоны усиленного карбонатонакопления. Северный (северо-восточный) ареал располагается непосредственно к северу от Кунгурской дельтовой зоны. Он приближен к восточному побережью и характеризуется развитием исключительно известковых разностей пород. Центральный ареал, а также полоса к юго-востоку от него отличаются, наоборот, абсолютным преобладанием доломитовых разностей.

Если сопоставить карты литомодулей позднеказанского и уржумского времени, то можно установить, что интенсивность терригенного питания в восточной части территории, определяемая по глубине изгиба изолиний в пределах однотипных фаций, изменилась мало. Об этом же свидетельствует и сопоставление абсолютных масс осадочного материала, что подробнее будет рассмотрено в соответствующем разделе. Эти материалы не дают оснований утверждать, что начало татарского века ознаменовалось значительными поднятиями в Уральской питающей провинции, хотя определенное омоложение ее произошло. Поскольку это так, то и объем речного стока здесь существенно не менялся. Следовательно, определяющее значение имели другие источники. Из их числа наиболее интенсивным был Балтийский. О длительности и постоянстве его существования свидетельствует, например, разрез близ г. Котласа (Коряжма), в котором большая часть уржумского горизонта представлена толщей кварцевых песчаников с прослоями алевролитов мощностью в 226 *м*. В связи с большой удаленностью от вероятных горных массивов перенос материала на значительные расстояния (порядка 500 *км*) происходил в условиях равнинных рек, воды которых несли значительно меньшую нагрузку, чем горные потоки восточного побережья. Специфика новой питающей провинции, дальность и длительность транспорта явились причиной преобладающего и характерного развития в нижнетатарских отложениях толщ кварцевых песчаников и алевролитов. Причиной «прорыва» вод с Балтийского щита на платформу явились, вероятно, погружения в Московской синеклизе, в которые были вовлечены и периферические ее части.

Площадь уржумского бассейна, при его наибольшем распространении, приближалась к миллиону квадратных километров, в 2,5 раза превышая площадь современного Каспийского моря. Эта его особенность была понята давно. Еще в работах конца прошлого столетия татарский бассейн рассматривается в качестве внутреннего мелководного моря (Никитин, 1883; Нечаев, 1894). В последующем это мнение разделяется большинством исследователей. Только в отдельных работах проскальзывают представления о континентально-пустынной, преобладающе субаэральной обстановке накопления толщ татарского яруса (Кром, 1936; Рачитский, 1957). В работах последней четверти века часто встречаются выражения: «море-озеро», «озеро-море», которыми их авторы (Тихвинская, 1949; Игнатьев, 1963) пытаются передать двойственный характер татарского бассейна. Известно образное выражение Л. М. Мирополького (1944 а) — «каспий», которое наиболее кратко и в то же время точно характеризует этот бассейн. Поскольку отсутствуют какие-либо фактические данные, свидетельствующие о наличии достаточно постоянной связи уржумского бассейна с морем, его нужно рассматривать как внутриконтинентальный бессточный водоем. Отсюда вытекает то важное положение, что колебания уровня этого бассейна в весьма большой степени зависели от климатических факторов, были эвстатическими. Тектонические движения имели меньшее значение, хотя, разумеется, они по-прежнему определяли развитие отдельных структур в сочетании с седиментогенезом.

Уржумский бассейн был в общем-то мелководным. Но глубины его измерялись все же десятками метров и на значительных пространствах

превосходили ту критическую глубину, в пределах которой еще происходит волновое перемещение песчаного материала. Распределение последнего (рис. 46) показывает на преимущественную его локализацию в окраинных частях бассейна и четкую дифференциацию по основным направлениям сноса. Из них особо выделяются Кунгурское, Сакмарское и Балтийское.

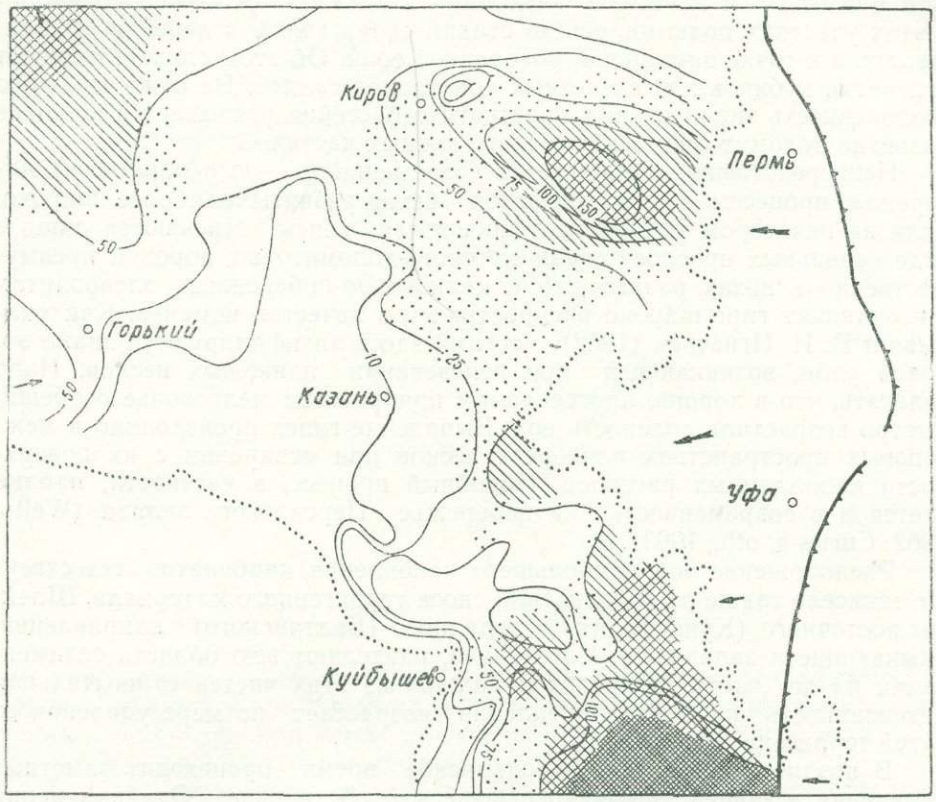


Рис. 46. Распределение суммарных мощностей алеврито-песчаных отложений уржумского горизонта (изолинии).

Мощности песчаников: 10—25 *м* — точки; 25—30 *м* — штриховка; 50—100 *м* — штриховка в клетку, более 100 *м* — мелкая клетка.

Несмотря на поступление громадных количеств речных вод, которые по сути дела и создали татарский бассейн, отдельные его участки тем не менее подвергались засолонению. Солевой баланс раннетатарского бассейна формировался за счет следующих компонентов:

1. Соли реликтовых казанских бассейнов — их роль в связи с относительно небольшими размерами была невелика.

2. Соли речного стока играли главную роль. Если принять те же величины для показателей стока, что были использованы для шешминского времени (стр. 151), то при объеме терригенного сноса уржумского времени в 82% и поправке на различие объемных весов (1,75 : 2,32) получаем объем сульфатов (82 · 0,14 · 0,17 · 0,75) около 1,5%. Эта величина минимальна, так как при существенном значении Балтийского источника доля солей в нем будет выше. Фактически имеем сульфатов в уржумской толще 0,7% только в виде самостоятельных прослоев, значительная же их часть рассеяна в толще пород в виде цемента и включений.

3. Солевые массы, поступавшие с юго-западного побережья с грунтовыми водами или временными потоками. Именно этот источник способствовал осолонению юго-западной части уржумского бассейна с первых стадий его существования.

Локализация засолоненных участков вполне закономерно определялась тремя факторами: а) наибольшим удалением от крупных дельтовых зон; б) интенсивным испарением в южных частях бассейна; в) наибольшей близостью к источнику хемогенного питания. Величина солености в этих участках поднималась до стадии садки гипса, а нередко приближалась и к точке насыщения поваренной соли. Об этом свидетельствуют отпечатки кубиков или скелетных кристаллов галита. На относительную осолоненность значительных пространств бассейна указывает и широкое развитие доломитовых осадков в его южных частях.

Непосредственно у южного (в современности — юго-западного) побережья процессы садки сульфатов были развиты наиболее широко. Если на некотором удалении от побережья гипсы встречаются лишь в виде отдельных прослоев среди глинисто-доломитовых пород и преимущественно в низах разреза, то в мелководно-побережных алевролитах и песчаниках гипс широко распространен в качестве цемента. Как указывает В. И. Игнатьев (1962), местами здесь литифицируются знаки эоловой ряби, возникающей при перевевании пляжевых песков. Надо полагать, что в хорошо прогреваемом прибрежном мелководье особенно быстро возрастала соленость вод. Выпадение гипса происходило в межпоровых пространствах пляжевых песков при испарении с их поверхности капиллярных рассолов. Подобный процесс, в частности, наблюдается и в современности на побережье Персидского залива (Wells, 1962; Curtis a. oth., 1963).

Расположение зон наибольшего накопления карбонатов, естественно, зависело также от направлений сноса терригенного материала. Шлейфы восточного (Кунгурского) и западного (Балтийского) направлений, смыкающиеся западнее г. Котельнича, разделяют всю область седиментации на две части. В пределах каждой из этих частей относительная интенсивность карбонатонакопления возрастает по мере удаления от путей терригенного питания.

В позднетатарское — северодвинское время происходят заметные изменения в общей палеогеографической обстановке. Эти изменения выражаются в значительном возрастании содержания в разрезах терригенных пород, в резком уменьшении количества карбонатных пород вообще и в особенности доломитов, почти полном исчезновении сульфатов. На карте литомодулей (рис. 47) отчетливо выражено продвижение изолиний низких значений в глубь области седиментации под влиянием главным образом Кунгурского направления сноса. Остальные направления проявляются в малой степени. Сравнительно с уржумским временем заметно уменьшилась дифференциация фациальной обстановки. Амплитуда изменения литомодулей составляет всего лишь 1,74 (от 1,76 до 3,50). Центральная зона карбонатонакопления, фиксированная несколько повышенными значениями литомодулей, в значительной степени вырождается, распадается на отдельные участки. Содержание карбонатных пород здесь редко достигает 20%, доломиты среди них имеют уже подчиненное значение. Контуры северной зоны повышенного карбонатонакопления изменяются мало, но наибольшее содержание известняков здесь не превышает 15%. Изменяется характер карбонатных пород — в большинстве случаев это конкреционные известняки. Широко также развиты карбонатные конкреции в глинах.

В северодвинское время значительные пространства подвергались осушению и становились ареной деятельности текучих вод, непостоянных водоемов. Тем не менее и бассейновая седиментация временами получает значительное развитие. Северодвинский бассейн был меньше и мельче,

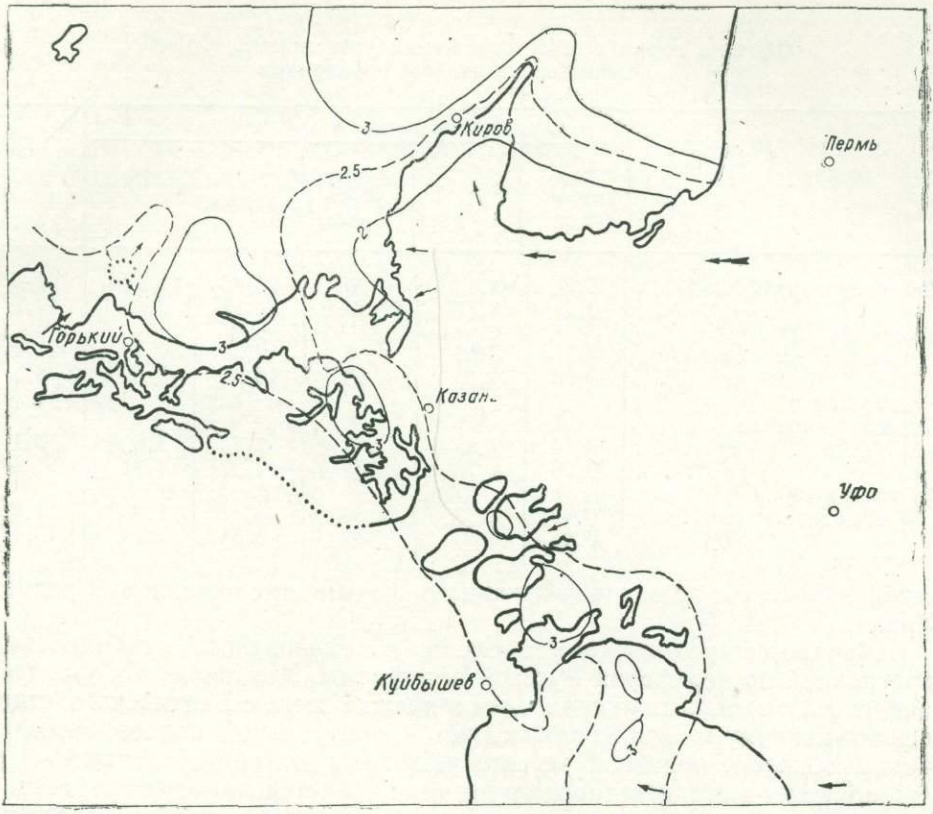


Рис. 47. Карта литомодулей северодвинского горизонта.

чем уржумский, но все же имел солидные размеры, измерявшиеся в моменты его наиболее широкого разлива многими сотнями километров, особенно в центральном плесе. Воды его были пресными или слегка солоноватыми, несколько более осолоняясь в южных частях.

В целом северодвинское (и вообще позднетатарское) время отличалось широким развитием терригенного осадконакопления. Это нередко дает повод утверждать, что основной причиной существенного изменения условий седиментации явились значительные поднятия Урала. Они вызвали обновление рельефа и «небывалое до того времени скачкообразное увеличение твердого стока с Урала и связанную с ним перестройку палеогеографических условий на Русской платформе» (Игнатьев, 1963, 227). Безусловно, Урал, равно как и платформа, претерпели определенные тектонические преобразования, послужившие причиной и палеогеографических изменений. Однако интенсивность этих преобразований не была особенно значительной.

Попытаемся оценить значение и характер произошедших преобразований с помощью количественных показателей (табл. 32). Абсолютный объем терригенных отложений уржумского времени на рассматриваемой территории в два раза больше, нежели северодвинского, поскольку и длительность первого была больше. Если же эти объемы отнести к единице средней мощности (1,77 и 1,17) как условному эквиваленту времени, то получим близкие величины. Если подсчитать объемы терригенных отложений только для Кунгурского и Бирского направлений, к которым, собственно, и относится приведенное выше утверждение, то и они оказываются практически равными. Поэтому можно говорить лишь о временном и относительном возрастании терригенного сноса в начале

Таблица 32

Объемы терригенных отложений уржумского (ур) и северодвинского (св) горизонтов

	Содержание пород в тыс. куб. *км*					Сумма терригенных отложений
	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	
Вся территория: св . . .	0,24	4,12	4,79	14,45	2,88	25,0
ур . . .	0,11	8,77	11,74	24,17	9,85	49,7
То же, на 100 *м* мощности: св . . .	0,20	3,52	4,08	12,35	2,45	21,4
ур . . .	0,06	4,95	6,63	13,66	5,57	28,1
Кунгурское и Бирское направления сноса: св . . .	0,12	1,85	2,80	7,53	1,60	13,1
ур . . .	0,09	2,78	6,52	11,21	4,94	23,1
То же, на 100 *м* мощности: св . . .	0,12	1,58	3,39	6,42	1,36	11,2
ур . . .	0,05	1,57	2,69	6,34	2,79	13,1

северодвинского времени, вызванного новым омоложением Среднего Урала.

Начало северодвинского времени ознаменовалось стабилизацией прогибаний по периферии Русской платформы. Это привело к уменьшению сноса с западных направлений и прежде всего с Балтийского, стягиванию максимума осадконакопления к центральной полосе бассейна. Таким образом, причиной резкого изменения комплекса отложений на грани ранне- и позднетатарского времени является не общее возрастание терригенного сноса, а миграция фаций, смещение их к центральным пространствам бассейна, при некотором относительном увеличении сноса. В этом татарский век повторяет казанский.

В вятское время отмеченные изменения прогрессируют. Шлейф терригенных аллювиально-континентальных отложений захватывает значительные пространства платформы. Ведущее значение при этом имеет по-прежнему Кунгурское направление. Озерно-бассейновые отложения локализуются главным образом в основных депрессионных участках: в Московской и Прикаспийской синеклизах.

Татарский ярус охарактеризован фациальными картами, пожалуй, в наименьшей степени. Первые мелкомасштабные схемы (масштаба почти 1 : 50 000 000), охватывающие всю территорию востока Русской платформы, раздельно для горьковского и северодвинского времени, приводит Е. И. Тихвинская (1949). Для центральных районов Русской платформы предварительную схему масштаба (в подлиннике) 1 : 2 000 000 дает Т. В. Макарова (1957). В последующем эта карта была значительно уточнена и дополнена. Наконец, в составе карт атласа (1961) опубликована и литолого-палеогеографическая карта татарского века в целом, масштаба 1 : 5 000 000.

Для южной части территории В. И. Рачитским (1959) даны палеогеографические схемы, на которых показаны границы татарских бассейнов, однако без дифференциации фациальной обстановки в их пределах. Для северной части территории весьма интересны и показательны фациальные карты В. И. Игнатьева (1963). К сожалению, они опубликованы в мелком масштабе (1 : 10 000 000) и являются схематичными. Основным преимуществом этих карт является значительное сужение стратиграфических интервалов, отображаемых на каждой карте, до частей ритма. Всего таких карт 15, они позволяют в большой степени конкретизировать историю татарского века.

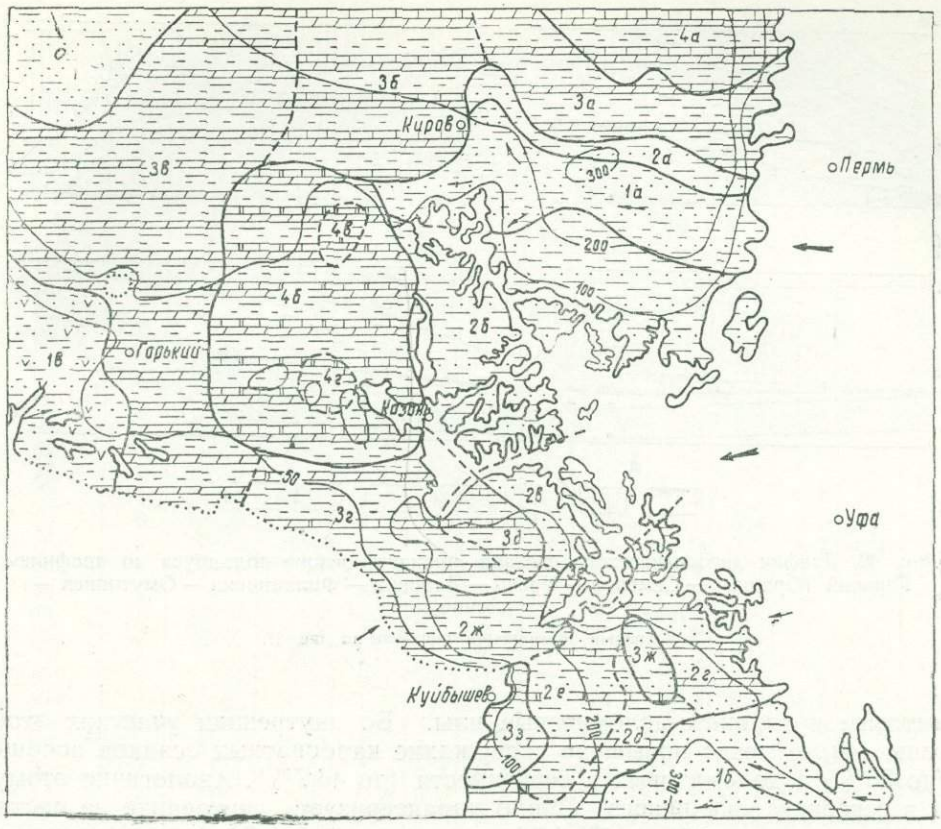


Рис. 48. Литолого-фациальная карта уржумского горизонта.
Условные обозначения приведены на рис. 28.

Литолого-фациальные зоны: *1* — аллювиально-дельтовые и побережные алеврито-песчаные отложения: *1а* — *алевролиты, глины и песчаники с прослоями мергелей и известняков*; *1б* — глины и песчаники; *1в* — загипсованные алевролиты и песчаники, глины с прослоями мергелей; *1г* — глины и песчаники, прослои мергелей.

2 — мелководно-бассейновые подводно-дельтовые, песчано-алеврито-глинистые отложения: *2а, 2б* — глины с песчаниками и алевролитами, *2в* — глины, алевролиты и песчаники; *2г* — глины, песчаники и мергели; *2д* — глины и алевролиты; *2е* — глины, песчаники и алевролиты; **2ж** — алевролиты и глины. Все зоны с прослоями мергелей и карбонатных пород.

3 — бассейновые алеврито-мергельно-глинистые отложения. В *3г, 3з* — высокое содержание глин; *3ж* — доломитов. В *3б, 3в*, в низах разреза — широкое развитие песчано-алевритовых мелководно побережных отложений.

4 — бассейновые карбонатно-мергельные отложения: *4а* — пресноводные: *4б, 4в, 4г* — значительно засолоненные.

При составлении литолого-фациальной карты уржумского времени (рис. 48) зоны развития аллювиально-дельтовых алеврито-песчаных отложений (1*а, б*) оконтуриваем, примерно, по изолинии литомодуля 2,5—2,6. Составляя около 20% объема толщи (табл. 33), эти зоны характеризуются суммарным содержанием песчано-алевритовых отложений большей частью свыше 50%. Для западных зон (1*в, г*) в первой половине уржумского времени характерно широкое развитие кварцевых мелководно-побережных песчаных и алевритовых осадков. В зоне 1*в* они обильно гипсированы. К концу времени были широко распространены карбонатно-глинистые бассейновые осадки, в западной части несколько осолоненные.

Бассейновые глинисто-карбонатные отложения *(4)* занимают участки бассейна, *наиболее удаленные от источников сноса. Они оконтуриваются* по изолиниям 3,3—3,4. Суммарное содержание карбонатных осадков (включая мергели) большей частью более 50%. Для северной зоны (4*а*) было характерно преобладание известковых илов. В центральной зоне (*4б*) существенным развитием пользовались также доло-

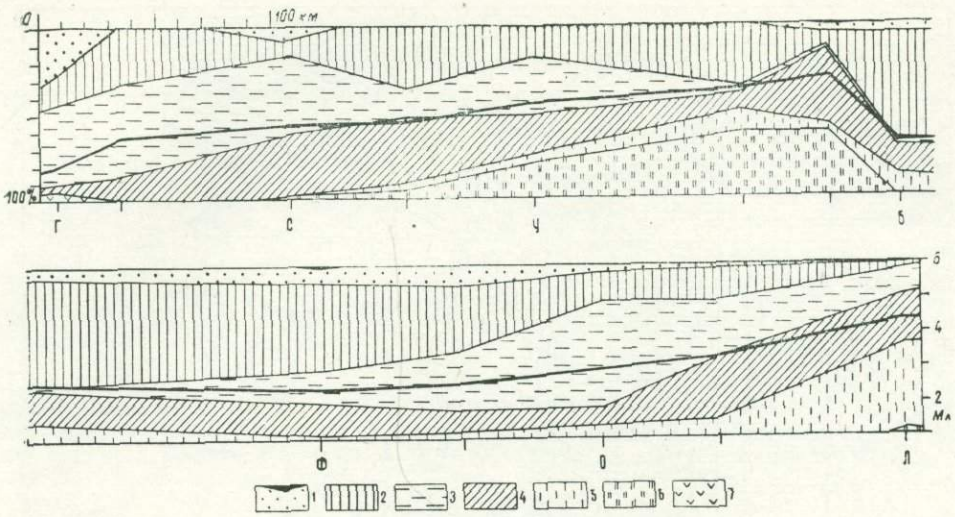


Рис. 49. График литологического состава нижнетатарского подъяруса по профилю: Горький (Оранки) — Семенов — Урень — Боровка — Филипповка — Омутнинск — Лойно.

Условные обозначения приведены на рис. 37.

митовые и глинисто-доломитовые илы. Во внутренних участках этой зоны (4*в*, *г*) резко повышено содержание карбонатных осадков вообще (до 85%) и доломитовых в особенности (до 46,7%). Аналогично этому и в северной зоне разрез Лойно характеризует внутренние ее части, отличаясь повышенным (81,4%) накоплением карбонатных (известковых) илов.

На остальной площади бассейна, составляющей около 70% (зоны *2, 3*), чередовалось накопление бассейновых алеврито-карбонатно-глинистых и мелководно-бассейновых, в том числе подводно-дельтовых песчано-алеврито-глинистых отложений. Зоны *2а, б,* расположенные латерально относительно Кунгурской дельтовой зоны, отличаются высоким, большей частью свыше 60 и до 86% содержанием глин. В зонах 2*г, е,* тяготеющих к Стерлитамакскому направлению сноса, заметно повышено содержание песчаного материала. В сумме с алевритовыми осадками он составляет 26—55%. Относительно преобладают алевритовые осадки в зонах 2*в, д* и особенно 2*ж*, где достигают 50—62%. Карбонатные прослои обычно отлагались в начале и во второй половине уржумского времени. На севере они представлены почти исключительно известковыми осадками, на юге больше были развиты доломитовые (рис. 49). Наличие здесь также и гипса подтверждает то, что вся южная и юго-западная часть уржумского бассейна, особенно в начале его существования, отличалась повышенной соленостью. Наиболее же опресненные участки располагались в северо-восточной части и были связаны с Кунгурской речной системой.

В начале уржумского времени в зонах 3*б, в* широкое распространение имели также мелководные кварцевые алевритовые осадки (ср. зоны *1 в, г*), чередующиеся с карбонатными. Позднее всюду в зоне *3* преимущественное развитие получает бассейновая седиментация, характеризующаяся накоплением карбонатно-глинистых осадков. Их суммарное содержание во всем разрезе большей частью свыше 50%, а в отдельных пунктах поднимается до 59%. Нередко среди них обособляются и существенно карбонатные прослои. Отграничивается 3-я зона от смежных: 2-й по значениям литомодулей 2,7—3,0 и 4-й — 3,3—3,4.

Таблица 33

Литологический состав фациальных зон уржумского горизонта

Зона	Число точек	Площадь, $км^2$	Объем		Содержание пород в %								Литомодули
			$км^3$	%	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	
1а	7	28340	5704	9,4	0,2	15,5	47,2	22,7	9,9	4,4	0,1	—	2,40
1б	8	23843	5461	9,0	—	41,6	1,3	48,6	3,0	1,9	2,2	1,4	2,35
1в	2	19748	718	1,2	—	28,0	45,6	17,2	4,3	—	—	4,9	2,22
1г	1	3600	600	0,9	—	45,8	3,5	26,8	14,5	—	9,4	—	2,48
2а	2	7935	2098	3,5	—	16,8	11,5	61,7	5,9	4,1	—	—	2,69
2б	7	48478	4276	7,0	1,2	15,9	11,5	61,9	5,6	3,6	0,3	—	2,67
2в	3	6519	554	0,9	—	19,1	21,1	45,9	5,5	4,5	3,9	—	2,67
2г	7	15683	2410	4,0	0,1	38,9	1,7	32,0	19,7	2,7	4,4	0,5	2,61
2д	11	13124	2204	3,6	—	8,0	28,2	52,5	5,9	2,2	1,7	1,5	2,77
2е	6	14037	2565	4,2	—	29,7	13,2	44,6	6,1	3,4	2,2	0,8	2,50
2ж	9	15472	1686	2,8	—	2,1	48,3	33,5	9,8	3,2	1,7	1,4	2,74
3а	4	24403	5458	9,0	0,1	6,9	20,5	47,9	18,0	6,2	0,4	—	2,97
3б	4	24104	4541	7,5	0,3	4,6	27,2	38,7	16,4	9,4	3,2	0,2	3,06
3в	17	90396	10933	18,0	0,1	8,0	23,2	32,9	26,9	4,0	3,7	1,2	3,11
3г	13	22029	1500	2,4	—	2,4	5,5	72,1	11,3	2,4	5,9	0,4	3,25
3д	9	6413	679	1,1	—	7,0	12,3	37,1	28,0	9,2	5,5	0,9	3,42
3е	3	1475	228	0,4	—	9,8	9,3	54,1	13,9	5,0	4,6	3,3	3,22
3ж	2	2846	655	1,1	—	20,4	—	41,0	12,2	3,7	20,9	1,8	3,49
3з	5	7260	730	1,2	—	8,5	4,9	73,8	8,4	1,3	2,0	1,1	3,00
4а	7	13404	2795	4,6	0,1	1,9	11,3	34,5	29,6	21,1	1,5	—	3,61
4б	32	51124	4487	7,4	0,4	3,3	13,7	24,2	33,2	15,9	8,7	0,6	3,72
4в	2	2488	187	0,3	0,6	2,8	8,0	10,4	32,8	14,4	31,0	—	4,39
4г	5	3026	279	0,5	—	3,4	4,4	14,0	29,2	8,8	39,8	0,4	4,57
1	18	74551	12483	20,5	0,1	28,8	25,3	34,0	6,7	2,9	1,3	0,9	2,37
2	45	121248	15793	26,0	0,3	19,3	16,9	49,7	8,2	3,3	1,7	0,6	2,66
3	58	179926	24524	40,7	0,1	7,3	21,2	40,1	21,1	5,7	3,7	0,8	3,11
4	46	70042	7748	12,8	0,2	2,8	12,4	27,2	32,7	17,5	7,8	0,4	3,73
Всего: .	167	445747	60748	28,1*)	0,2	14,1	19,6	40,2	16,2	5,9	3,1	0,7	2,92

*) В % к отделу.

В северодвинское время аллювиально-дельтовые фации (зоны *1, 2*), связанные с Кунгурской речной системой, протягиваются далеко на запад, достигая бассейнов рр. Пижмы и Кокшаги в пределах Московской синеклизы (рис. 50). Существенное развитие в этих зонах имеют песчано-алевритовые отложения (табл. 34). Песчаниковые линзы мощностью до 25—30 *м* выполняют здесь (зона *1*) русловые палеоэрозионные врезы. Для восточных частей зоны характерно наличие аллохтонных конгломератов и гальки изверженных и метаморфических пород. Общее содержание песчано-алевритовых осадков достигает почти 90%. Зона *2* отграничивается по значениям литомодулей от 2,0 до 2,7—3,0. Она характеризуется суммарным содержанием песчано-алевритовых осадков выше 45 и до 60—70%.

Озерные фации, чередующиеся с озерно-дельтовыми, распространены на большей части территории (зона *3*). Они представлены алеврито-песчано-глинистыми отложениями, среди которых незначительное развитие имеют карбонатные прослои. Содержание песчано-алевритовых осадков большей частью от 20 до 42%, в отдельных разрезах достигает 52%. В восточной части зоны *3в* их содержание местами поднимается до 60%. Здесь, видимо, была близка уже дельтовая зона. Существенное

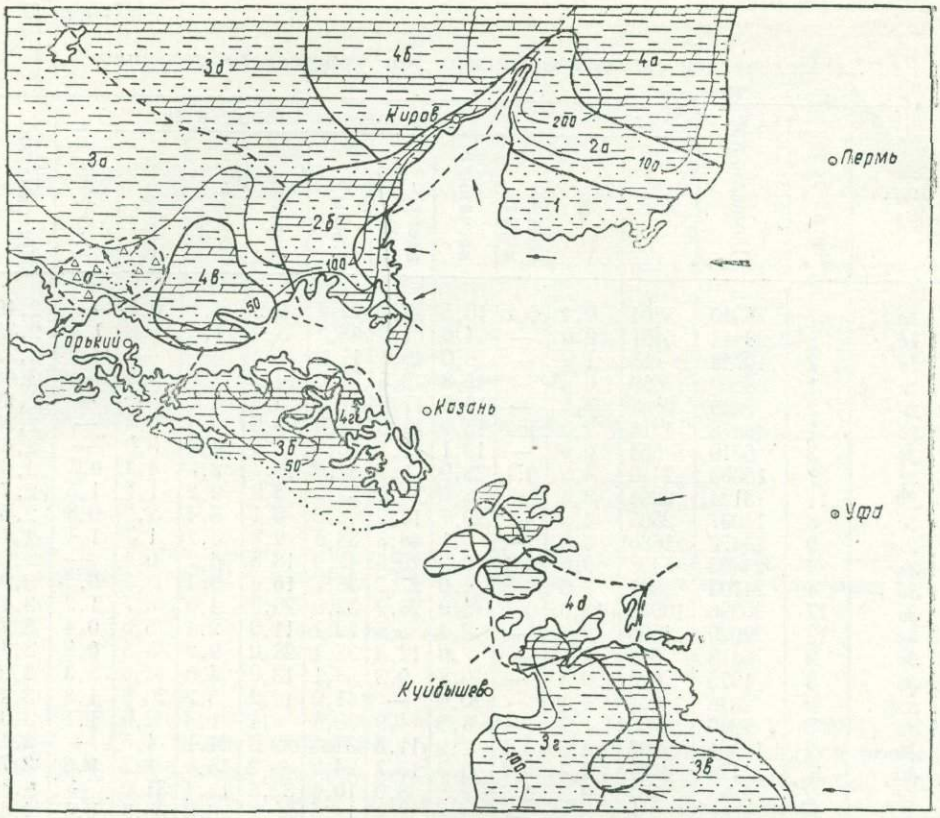


Рис. 50. Литолого-фациальная карта северодвинского горизонта.
Условные обозначения приведены на рис. 28.

Литолого-фациальные зоны: *0* — пролювиальные отложения Ковернинской зоны.
1 — аллювиальные песчано-алевритовые отложения;
2 — аллювиально-дельтовые глинисто-алеврито-песчаные отложения; *2а* — песчаники, алевролиты, глины; *2б* — алевролиты, песчаники и глины с мергелями.
3 — озерные, частично озерно-дельтовые, алеврито-песчано-глинистые отложения: *3а, 3г* — глины с песчаниками и алевролитами и прослоями известняков и мергелей; *3д* — глины и алевролиты с мергелями и песчаниками.
4 — озерные мергельно-глинистые отложения: *4а, 4б* — глины с мергелями, известняками и прослоями песчаников и алевролитов; *4д* — глины с мергелями, алевролитами и прослоями известняков и песчаников; *4в, 4г* — глины с мергелями, алевролитами, песчаниками и прослоями известняков и доломитов.

развитие имеют глинистые осадки. Содержание глин обычно более 40%, в большинстве разрезов достигает 65%, а в отдельных случаях и 86%.

Озерные фации преобладающего развития карбонатно-глинистых илов (зоны *4*) занимают отдельные участки, в общем совпадающие с таковыми же уржумского бассейна. Эти участки оконтуриваем по значениям литомодулей 2,7—3,0. Центральные участки (*4в, г*) были еще несколько осолонены.

Своеобразная обстановка существовала в районе ковернинских дислокаций. На склонах Воротиловского выступа развиты пролювиальные (Блом, 1960; Игнатьев, 1963) фации, представленные конгломерато-брекчиями и глинисто-конгломератовыми отложениями.

Для вятского времени более или менее достоверные данные имеются только по северной части территории (рис. 51). Здесь еще более далеко на запад протягиваются аллювиальные накопления Кунгурской речной системы (*1а*). Изолинии мощностей песчаников весьма четко оконтуривают эту аллювиальную зону на северном склоне Токмовского свода (рис. 52). Севернее располагаются зоны (*2а, б*) озерно-дельтовых, суще-

Таблица 34

Литологический состав фациальных зон северодвинского горизонта

Зона	Число точек	Площадь, км²	Объем		Содержание пород в %								Литомодули
			км³	%	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	
1	2	11853	366	1,3	0,8	32,6	53,3	4,7	8,6	—	—	—	1,88
2а	2	16168	1981	7,1	2,4	24,0	27,4	42,1	2,2	1,9	—	—	2,23
2б	8	15645	1655	5,9	0,5	20,3	45,1	17,4	12,1	4,4	0,2	—	2,33
3а	10	50987	4694	16,7	1,2	14,4	10,0	64,1	6,7	3,4	0,2	—	2,72
3б	11	37036	1552	5,5	0,8	22,3	15,0	44,6	9,7	5,4	2,2	—	2,65
3в	6	15153	1581	5,7	0,1	29,9	6,0	59,3	2,2	2,5	—	—	2,41
3г	13	19823	2064	7,4	—	19,0	12,4	65,3	1,8	1,4	0,1	—	2,54
3д	1	36492	4976	17,7	2,1	14,8	30,4	30,5	19,1	3,1	—	—	2,59
4а	10	22120	2934	10,4	0,1	3,6	7,7	67,6	13,5	7,5	—	—	3,13
4б	3	22454	3739	13,3	0,1	4.7	7,5	64,9	11,9	10,8	0,1	—	3,17
4в	6	12656	816	2,9	0,6	11,9	11,5	47,5	17,4	7,1	4,0	—	3,06
4г	4	2841	169	0,6	0,2	13,4	11,4	44,1	14,3	13,8	2,8	—	3,12
4д	12	17646	1535	5,5	—	7,3	13,9	57,0	12,1	9,1	0,6	—	3,20
2	10	31813	3636	13,0	1,5	22,3	35,5	30,7	6,7	3,2	0,1	—	2,29
3	41	159491	14867	53,0	1,2	17,7	17,2	50,4	10,1	3,1	0,3	—	2,61
4	35	77717	9193	32,7	0,1	5,6	9,1	62,5	13.0	9,2	0,5	—	3,12
Всего: .	88	280874	28062	13,0*	0,9	14,5	17,4	51,2	10,5	5,1	0,4	—	2,73

*) В % к отделу.

ственно глинистых отложений, в которых сравнительно малое развитие имеют алеврито-песчаные осадки и почти полностью отсутствуют карбонатные (табл. 35).

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ТЕКТОНИКА

Мы уже неоднократно отмечали примеры того, как в течение всей позднепермской эпохи осуществлялся тектонический контроль седиментогенеза. Наряду с климатом, это один из основных факторов,

Таблица 35

Литологический состав фациальных зон вятского горизонта

Зона	Число точек	Площадь, км²	Объем		Содержание пород в %								Литомодули
			км³	%	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	
1а	14	22360	723	6,6	2,0	37,6	26,8	31,4	2,1	—	0,1	—	1,94
1б	6	14409	715	6,5	1,9	47,7	29,6	20,7	0,1	—	—	—	1,69
2а	4	27899	2764	25,0	1,0	13,5	18,4	63,5	2,2	1,4	—	—	2,57
2б	10	83988	6092	55,1	0,7	12,7	8,7	76,0	1,5	0,4	—	—	2,66
2в	1	223	6	0,1	—	3,4	13,8	82,8	—	—	—	—	2,79
2г	4	11715	742	6,7	0,5	22,4	2,5	72,9	1,7	—	—	—	2,53
1	20	36769	1438	13,1	1,9	42,7	28,2	26,1	1,1	—	сл.	—	1,82
2	19	123925	9604	86,9	0,8	13,7	11,0	72,1	1,7	0,7	—	—	2,62
Всего	39	160594	11042	5,1*	0,9	17,4	13,3	66,2	1,6	0,6	сл.	—	2,42

*) В % к отделу.

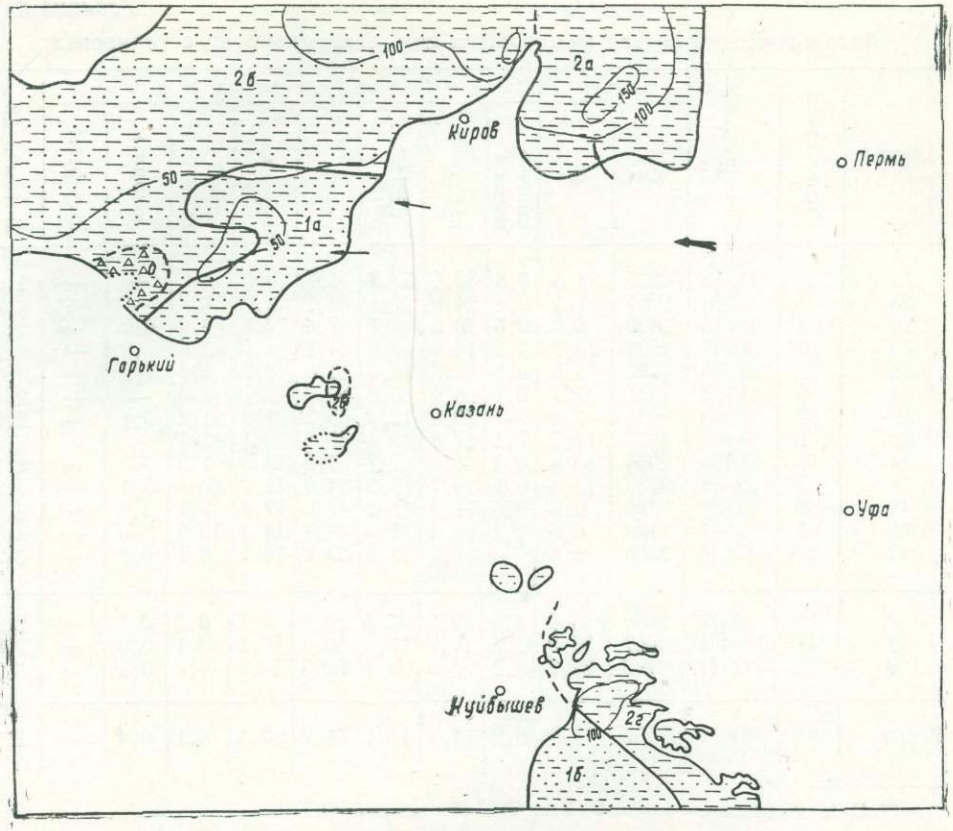


Рис. 51. Литолого-фациальная карта вятского горизонта.

Условные обозначения см. на рис. 28.

Литолого-фациальные зоны: *0* — пролювиальные отложения Ковернинской зоны; *1* — аллювиальные песчано-алевритовые отложения: *1а* — алевролиты, песчаники, глины; *1б* — песчаники, алевролиты, глины; *1в* — песчаники, алевролиты с прослоями глин. *2* — озерно-дельтовые песчано-глинистые отложения: *2а, 2б* — глины с алевролитами (и песчаниками — *2а*); *2в, 2г* — глины с песчаниками.

управляющих процессами осадконакопления. Но климат, воздействие которого было равномерным в пределах обширных климатических поясов, сам по себе не мог определить наблюдаемого разнообразия условий осадконакопления и их быстрой, часто обратимой изменчивости во времени. Это могут осуществить тектонические движения. Именно они формируют основу, на которой реализуются конкретные обстановки осадконакопления, происходит дифференциация самого климата, возникают новые климатические пояса. Основные транспортирующие агенты среды осадконакопления обязаны своей деятельностью именно этим двум факторам: тектонике и климату. Климат обеспечивает перемещение транспортирующей среды, а тектоника создает разность высот, необходимую для переноса и отложения материала. Развитие седиментационного процесса совершается в результате взаимодействия климатического и тектонического факторов, или, обобщая, при взаимодействии эндогенной и экзогенной энергии.

Здесь мы подходим к вопросу о движущих силах осадочного породообразования, вопросу, который был поставлен еще в дни известной дискуссии — Совещания по осадочным породам 1952 года. Основные его положения наиболее полно тогда были изложены М. В. Кленовой (1951) на примере морского осадкообразования. Последнее же рассматривается ею как частный случай и составная часть геологического раз-

вития поверхностных оболочек Земли, развития, обусловленного борьбой противоположно действующих эндогенных и экзогенных сил. На ведущее значение тектонического фактора указывали многие видные литологи и тектонисты (Н. М. Страхов, Л. В. Пустовалов, Л. Б. Рухин, В. Е. Хаин и др.). В настоящее время представления об определяющем значении тектоники для осадочного породообразования в той или иной форме разделяются абсолютным большинством исследователей. В то же время нужно согласиться с Д. В. Наливкиным в том, что «проблема взаимоотношений осадконакопления и тектонических движений... далеко не может считаться разрешенной» (1956, 27). Нам кажется, что вопрос о движущих силах осадочного породообразования не является «внутренним делом» одной только *науки об осадочных породах*. Его следует рассматривать более широко, с точки зрения общих закономерностей развития Земли как материальной системы.

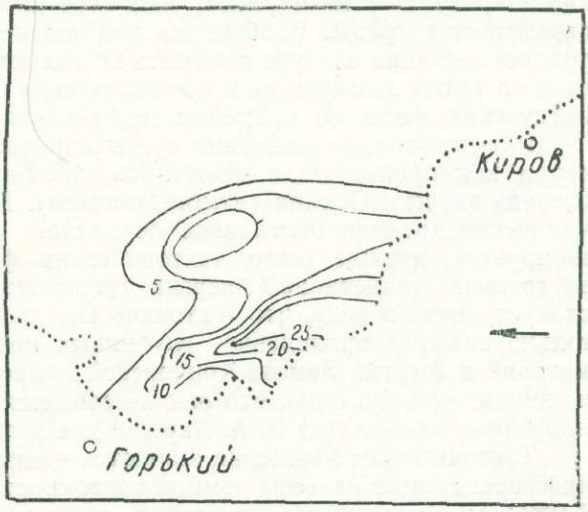


Рис. 52 Мощности песчаников вятского горизонта.

Возникновение и развитие Земли на догеологической стадии ее существования определялось законами развития космической материи. Таким путем произошло обособление вещества планеты и *противопоставление* его и заключенной в нем энергии, *материи и энергии* космического пространства. Следовательно, уже на ранней стадии существования Земли определяется наличие двух антагонистических сил: энергии космоса и обособившейся от нее энергии планетарной (тепловая, радиоактивного распада, гравитационная, геохимических реакций и др.).

Взаимодействие этих двух видов энергии является вообще первопричиной и движущей силой всех процессов геологического развития Земли (геогенеза). Специфика их взаимодействия в масштабах планеты оправдывает выделение геологической (в значении планетной по Г. П. Горшкову, 1967) формы движения материи. Соглашаясь с В. А. Апродовым (1967) в том, что последняя включает в себя такие конкретные проявления (виды), как магмагенез, атмогидрогенез и седиментогенез, мы считаем совершенно необходимым добавить в их число *также тектогенез*.

Внешние геосферы, и прежде всего литосфера, являются областью, где *осуществляется единство и борьба противоречивых сил геогенеза*. Существенной составной частью геологического развития Земли и является осадочное породообразование — седиментогенез. Под процессом осадочного породообразования (седиментогенезом) мы понимаем поверхностное изменение и перераспределение вещества внешних геосфер, совершающееся в результате взаимодействия его с движущейся средой при ведущем значении тектонического фактора[1]. Именно движущаяся (и движущая!) среда: вода, воздух, а также биос, объеди-

[1] Основные положения этого раздела излагаются по тексту выступления, подготовленного для Совещания по осадочным породам (Совещание..., в. 2, 1955, 5).

ненные в понятии атмогидрогенез, производит всю работу по изменению и перераспределению вещества, начиная от его разрушения, дезагрегации и кончая захоронением в осадок и литификацией материала, существенно отличающегося от исходного.

Наиболее характерной особенностью этого процесса является непрерывное взаимодействие среды, разнообразной по своим качественным и количественным показателям, претерпевающей направленные изменения во времени, и самого вещества, многообразного по составу и свойствам. Весьма существенное значение в этом процессе имеет движение среды. Введенное М. В. Кленовой (1945) понятие о гидродинамической активности, т. е. суммарной функции всех движений воды, характеризует лишь частный, наиболее простой случай механического перемещения среды. Вообще же под движением среды осадочного породообразования следует понимать не только механические ее перемещения, но также химические и биохимические формы движения. Роль биологических форм со временем прогрессивно нарастает.

Разносторонние движения среды определяются климатическим фактором как производным экзогенной, космической энергии и в первую очередь энергии Солнца (атмогидрогенез). В то же время на фоне климатических поясов обстановка осадочного породообразования конкретизируется, прежде всего, тектоническим фактором, как производным внутренней, планетарной энергии (тектогенез). При этом, разумеется, следует иметь в виду, что тектонические движения представляют собою только внешнее проявление глубинных процессов перераспределения материи и энергии Земли. Конкретной природы этих процессов мы пока не знаем, но ясно одно, что они не сводятся к механическим перемещениям (как утверждает В. А. Апродов), а значительно более сложны.

Тектонические движения являются единственной причиной активной дифференциации рельефа земной поверхности и, следовательно, могучим фактором постоянного оживления, омоложения процесса седиментогенеза. Зоны поднятий и погружений определяют распределение областей разрушения (питания) и накопления. Превышения и расстояния между этими областями определяют длину транспортирующих путей и, применительно к определенным климатическим условиям, длительность переноса и те изменения, которым подвергается материал на путях переноса и при отложении. В известных случаях тектоника влияет и на распределение климатических поясов (высотная гумидная зона в аридной области).

Размер депрессионных зон, к которым приурочено наиболее интенсивное накопление осадков, их положение относительно путей транспорта материала, тектонический режим этих зон определяют и характер возникающих здесь отложений. Тектонический фактор оказывает руководящее влияние на весь ход осадконакопления, его эволюцию. Он определяет ритмичность, периодичность более широкого порядка, распределение формаций и другие особенности строения осадочных толщ. Но говоря о ведущем, определяющем значении тектонического фактора, необходимо всегда помнить, что действует он на фоне климатических условий и в сочетании с ними. Совершенно правильно указывал Г. И. Бушинский (1951), что во влажных тропиках или на севере никакая тектоника не создаст соленосных накоплений. Впрочем, при этом полезно помнить и обратное: никакая аридность не обеспечит возникновения тех же соляных накоплений без интенсивных тектонических прогибаний.

Значение тектонического фактора вполне отчетливо выступает, например, при рассмотрении путей терригенного питания позднепермских бассейнов. На картах литомодулей (25, 27, 30, 31, 45, 47), в соответствии с конфигурацией изолиний, изгибами их в глубь области осадконакопления намечены основные направления сноса и пути перераспределения терригенного материала в пределах бассейнов. Несмотря

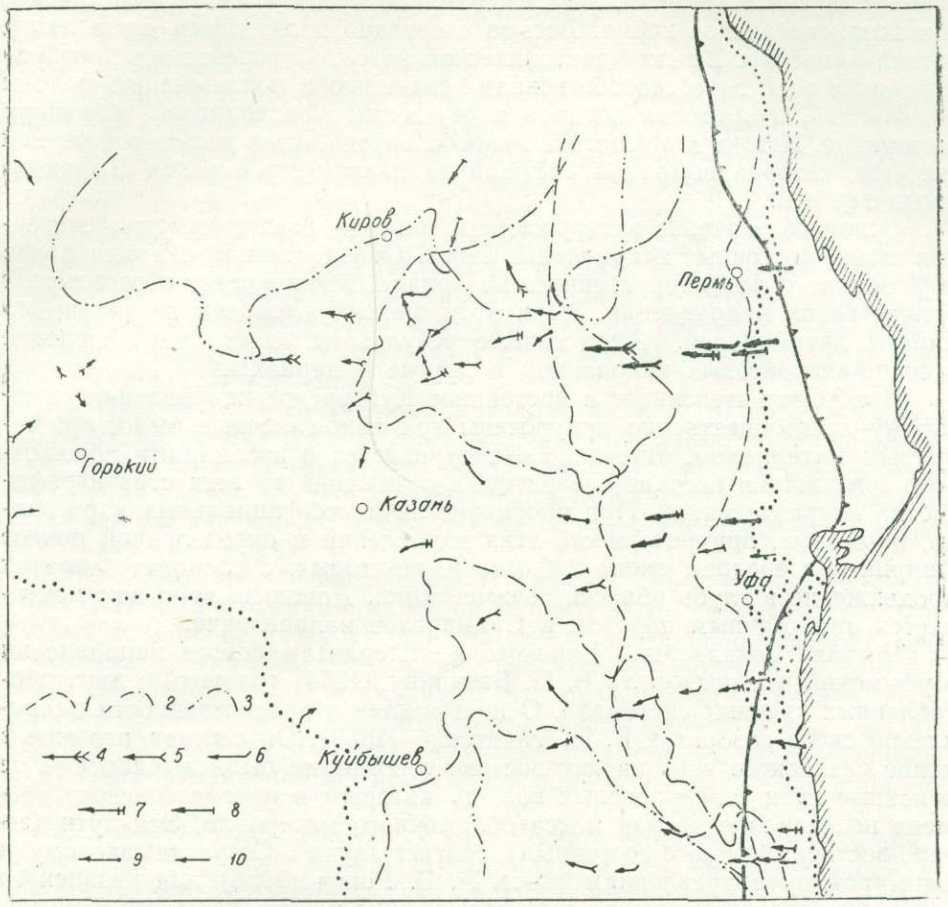


Рис. 53. Контуры максимальных прогибаний и основные направления сноса и транспорта терригенного материала в позднепермскую эпоху.

Контуры прогибаний: *1* — уфимского; *2* — казанского; *3* — татарского века. Направления сноса и транспорта для времени: *4* — вятского; *5* — северодвинского; *6* — уржумского; *7* — позднеказанского; *8* — раннеказанского; *9* — шешминского; *10* — соликамского.

на специфичность динамики седиментационного процесса каждого из рассмотренных бассейнов, выявляется значительное постоянство путей их терригенного питания. Это постоянство становится вполне отчетливым и принимает характер определенной закономерности при сведении всех направлений сноса в единую схему (рис. 53).

В течение позднепермской эпохи действовало с разной интенсивностью и продолжительностью восемь направлений сноса. С юго-запада действовали эфемерное Кузнецкое направление и Муромская речная система, существовавшая в течение всего татарского века. Зародившись еще в позднеказанское время, до начала татарского она успела проработать нижележащие отложения, местами врезавшись в верхний карбон. Положение этой реки контролировалось с юго-востока Алатырско-Горьковским поднятием, с севера — приподнятой областью Окско-Волжского водораздела (Игнатьев, 1952). Северо-западное, Балтийское направление сноса наиболее активно действовало в течение уржумского времени, постепенно затухая к его концу. В пределах рассматриваемой территории наблюдаются только концевые выносы Балтийской речной системы, переработанные в условиях озерного мелководья. Северо-восточное, Вятское, направление действовало главным образом в течение

раннеказанского времени, хотя его влияние чувствуется и в шешминское и в позднеказанское время. Весьма отчетливо проявляется связь этого потока наносов с Вятской тектонической зоной. Инверсионные преобразования в этой зоне способствовали созданию и поддержанию полосы мелководий, в пределах которой и осуществлялся волновой транспорт материала. Истоки этого потока наносов находились в дельте той речной системы, которая выходила с Урала на платформу в обход Камского свода с севера.

Основное значение в терригенном питании позднепермских бассейнов имели восточные направления сноса. Они доставили с Урала более 80% общего объема терригенного материала. Вполне четко обособляется четыре таких направления. При этом фиксируются они не только по картам литомодулей. Аналогичные результаты дает распределение песчано-алевритовых накоплений и другие материалы.

Наиболее интенсивное и постоянное Кунгурское направление, к которому преимущественно приурочены гравийно-галечные выносы с валунным материалом, отчетливо оконтуривается и изолиниями абсолютного содержания песчано-алевритовых отложений во всех стратиграфических подразделениях. При просмотре литолого-фациальных карт видна, во-первых, приуроченность этих накоплений к определенной полосе (шириной в среднем около 200 *км*) и, во-вторых, последовательное их продвижение в глубь области седиментации. Довольно ясно документируется аналогичным образом и Сакмарское направление.

Четкая локализация Бирского и Стерлитамакского направления в уфимский век позволила В. П. Батурину (1954) говорить о двух обособленных «речных системах». О постоянстве и преемственности направлений сноса говорит и В. И. Рачитский (1959). Он считает, что еще в конце казанского века на юго-востоке территории были выработаны те основные пути стока пресных вод, по которым в начале сокского времени поступала основная масса обломочного материала. Эти пути (северо-восточный и юго-восточный) соответствуют Стерлитамакскому и Сакмарскому направлениям сноса. А. Б. Ронов (1956) для казанского века намечает направления, соответствующие нашим Вятскому, Кунгурскому, Бирскому и Стерлитамакскому.

Весь рассмотренный материал позволяет утверждать, что дренаж Уральской горной системы уже в пермское время осуществлялся не посредством временных плащевых потоков, как полагает Д. В. Наливкин (1962, 338), а постоянными и мощными реками. В полосе предгорий, в Юрюзано-Сылвинской и Бельской депрессиях, эти реки принимали в себя все воды, стекавшие с Урала, и выходили на платформу на нескольких постоянных участках. Особо важно подчеркнуть стабильность этих участков. Так, осевые линии Кунгурского направления, намеченные независимо для каждой стратиграфической единицы по соответствующим картам литомодулей (исключая соликамскую свиту), занимают полосу шириной не более 30 *км*. Для других направлений ширина соответствующей полосы большей частью не превышает 40—50 *км*. Вполне очевидно, что подобная стабильность направлений сноса обусловлена влиянием длительно и постоянно действующих факторов, к каковым относится палеотектоническая обстановка (Сементовский, 1964).

Башкирский и Камский своды в течение всей позднепермской эпохи представляли собою структуры с замедленным темпом прогибаний. Именно поэтому основные речные системы и были приурочены к геоморфологическим понижениям, возникавшим по окраинам этих сводов. Наличие Камского свода определило также пассивный характер пересекающего его участка побережья и устойчивое существование здесь в течение всей поздней перми зоны повышенного карбонатонакопления. Подобной зоны под прикрытием Башкирского свода не образовалось только вследствие его меньших размеров и высокой интенсивности тер-

ригенного сноса на прилегающих направлениях. Тем не менее именно под его прикрытием осуществлялось преимущественное накопление глинистых отложений и в уфимский и в казанский век.

Имеющийся в настоящее время материал позволяет восстановить общий ход развития основных тектонических структур региона.

В течение всей позднепермской эпохи относительно стабильной была центральная субширотная полоса по линии Палеозойского вала (Волго-Уральской антеклизы). При этом Токмовский свод испытывает устойчивые поднятия, с северодвинского времени начинается поднятие Татарского свода. По обе стороны Палеозойского вала располагались обширные области устойчивых прогибаний. В северной из этих областей прослеживается последовательная миграция волны прогибаний на запад в пределах Верхнекамской впадины, с распространением ее в татарский век на Московскую синеклизу.

В южной области прогибаний миграции их на запад после казанского века не отмечается, видимо, потому, что этому препятствовал массив Жигулевско-Пугачевского свода. Бузулукская впадина, расположенная на склоне Русской платформы, непосредственно смыкалась с Прикаспийской синеклизой. Некоторое ее обособление отмечается лишь в раннеказанское время.

Общий результат позднепермской седиментации, направлявшейся тектоническими движениями, виден на сводной карте мощностей верхнепермских отложений (рис. 2). На ней резко обособлены две области интенсивных прогибаний, разделенные субширотной полосой умеренных прогибаний, переходящих в поднятия. Это разграничение, правда, еще усиливается послепермскими движениями, действующими в том же направлении. Однако и для стратиграфически достаточно полных разрезов эффект дифференцированных прогибаний дает четырехкратную разницу мощностей.

При сопоставлении поярусных карт мощностей (рис. 3, 4, 17) обращает на себя внимание, наряду с отмеченными явлениями миграции и дифференциации прогибаний, также и постоянство плана распределения мощностей. При этом важно подчеркнуть, что такое постоянство не зависит от фаций. Так, в казанский век формировались примерно равные мощности и в красноцветных — терригенных фациях (Верхнекамская впадина) и в лагунных — соленосных (Бузулукская впадина). Это обстоятельство является лишним доказательством того, что ведущим здесь является тектонический фактор. Именно амплитуды конседиментационных прогибаний определяют мощности накапливающихся толщ, а не наоборот. В этой связи нельзя согласиться с утверждением В. И. Игнатьева, что «амплитуда и скорости прогибаний... находились в некоторой зависимости от количества приносимого обломочного материала» (1963, II, 219).

Наряду с постоянством распределения мощностей, в сходных геогенерациях имеет место и некоторое постоянство распределения фаций. Например, в течение всего казанского века остается постоянным общий план распределения как красноцветных, так и соленосных фаций. В течение татарского века участки максимального карбонатонакопления, переменные по размерам и насыщенности карбонатами, приурочены к одним и тем же районам и т. п. Во всем этом проявляется принцип унаследованности истории геологического развития.

Принцип унаследованности иной раз понимается упрощенно, как прямое наследование самой среды осадконакопления через остаточные бассейны. Именно так трактовалось иногда наличие некоторого сходства литологии нижнетатарских и казанских отложений в Казанском Поволжье. В. И. Данчев, например, в свое время писал: «...татарские пестроцветные образования... являются осадками эволюционирующего пермского (конхиферового) бассейна» (1947, 40). Однако наличие длитель-

ного перерыва, разделяющего названные этапы, исключает всякую возможность говорить о прямом наследовании. Тем не менее повторяемость сходных фациальных обстановок является фактом, который нужно рассматривать с позиций тектонической унаследованности. Именно постоянство общего плана тектонического развития в сочетании с климатом и определяет воссоздание в новых условиях тех обстановок седиментации, которые в большей или меньшей степени осуществлялись на пройденных этапах.

Принцип унаследованности в тектонике (Пейве, 1956) и определяет такие известные явления, как постоянство плана распределения мощностей и повторяемость однотипных фаций. Это постоянство следует понимать как сохранение общей тенденции развития данной структуры по результирующим ее колебаний. В то же время отнюдь не исключаются моменты замедления (или ускорения) развития отдельных структур на тех или иных этапах. Тектонические движения не совершались однонаправленно, они слагались из мелких движений разных знаков, которые суммировались в ритмы различного порядка.

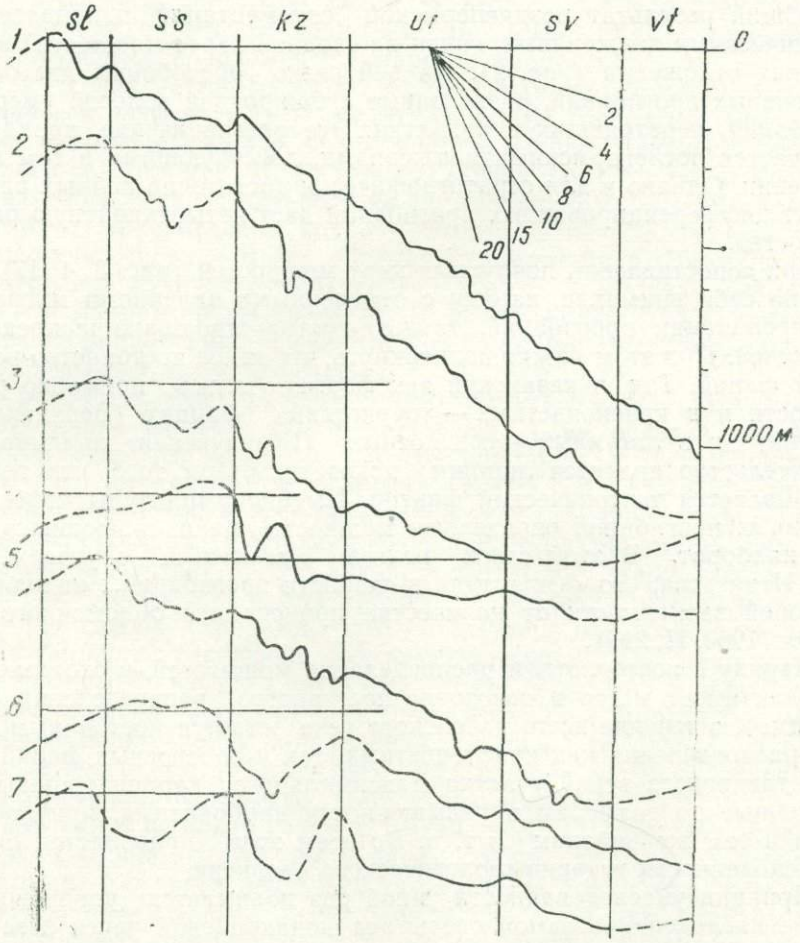


Рис. 54. График тектонических прогибаний:

1 — Верхнекамская впадина (Глазов—Кирья); *2* — Бузулукская впадина (Ново-Сергиевка); *3* — Татарский свод (Лениногорск—Фоминовка); *4* — Вятская зона, юг (Курочкино), *5* — Вятская зона, север (Болотово); *6* — Московская синеклиза (Варнавино); *7* — то же (Шарья). На векторном масштабе показаны скорости прогибаний в сантиметрах за тысячу лет.

Для того, чтобы показать относительную скорость развития структур в сочетании с ритмичными колебаниями, мы приводим графики тектонических прогибаний (рис. 54). Эти графики построены путем наложения на оси «время» — «мощность» как мощностей разрезов, так и их эпейрограмм. Эпейрограммы получены посредством математического усреднения реальных разрезов (по Вистелиусу, 1961). При этом нужно иметь в виду, что колебания, показываемые эпейрограммами, в известной степени условны, поскольку изменение типа осадка происходит под влиянием не только (и часто не столько) глубины бассейна, но и расстояния от источника сноса. Масштаб эпейрограмм для наглядности преувеличен относительно мощностей. Полученные графики подтверждают сделанные ранее выводы относительно темпов и направления развития основных тектонических элементов региона. Скорости прогибаний в депрессионных зонах довольно постоянны и составляют 40—50 *мм* в 1000 лет (результативные). Л. А. Варданянц (1963) указывает для платформенных прогибов близкие скорости: 55—83 *мм*. К западу они постепенно уменьшаются и в Московской синеклизе примерно в два раза меньше, чем в Верхнекамской впадине. Еще более замедлены скорости прогибаний на Татарском своде, в Вятской зоне, особенно на южной ее оконечности. К концу позднепермской эпохи они сменяются поднятиями.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В предшествующем изложении мы неоднократно использовали различные приемы количественной обработки литологических данных для получения тех или иных выводов по истории геологического развития. Совокупность подобных приемов составляет определенную методику исследования, которую целесообразно выделить в самостоятельный раздел литологии — **литологический анализ** и рассматривать его в качестве составной части фациального анализа. В задачи литологического анализа должно входить изучение особенностей геологического развития на основе количественной оценки соотношений пород в разрезах осадочных комплексов.

В основе литологического анализа лежат общие закономерности осадочного процесса, существенной составной частью которого является осадочная дифференциация (перераспределение) вещества. Последняя и обусловливает определенную последовательность отложения осадков при направленном изменении условий седиментации. Естественный генетический ряд (обобщенный идеальный профиль — по Н. М. Страхову) как производное процесса осадочного перераспределения вещества и используется в литологическом анализе для количественных сопоставлений путем сравнения реального распределения осадков с идеальным. Поэтому тип осадка характеризует в то же время эффективное, т. е. зависящее от направления и активности транспортирующих агентов, удаление от области питания. При статистической обработке материала влияние переменных факторов локального значения в значительной степени или полностью элиминируется и в количественных показателях находят отображение преимущественно основные, руководящие факторы. Подробно эти вопросы были рассмотрены в соответствующем разделе (стр. 136 и след.)

Исходным количественным материалом в литологическом анализе является подсчет суммарной мощности пород в каждом конкретном разрезе осадочного комплекса. Эти мощности пересчитываются на процентные соотношения — «литологические спектры» разрезов.

Можно наметить следующие конкретные формы литологического анализа в соответствии с широтой охвата используемого материала по схеме точка — линия — площадь — объем:

1. Расчет литологических спектров по разрезам и сравнение усредненных литологических спектров по участкам, зонам, горизонтам, формациям.

2. Сопоставление литологических спектров и литомодулей по профилям, в увязке с тектоническими элементами, фациальными зонами.

3. Картирование литологических показателей: содержания отдельных пород, отношения их групп, специальных коэффициентов (например, коэффициентов солености), литомодулей в целях выяснения динамики осадочного процесса, составления фациальных карт и т. п.

4. Дифференцированный подсчет масс осадочного материала в пределах фациальных зон, областей осадконакопления, тектонических регионов и др.

Большинство из этих приемов, в основном по пунктам 1—3, были использованы в изложении выше. Однако этим еще не исчерпана вся информация, содержащаяся в исходном материале. Здесь мы рассмотрим главным образом результаты подсчетов абсолютных масс осадочного материала.

Подсчет объемов осадков довольно широко используется в тектонике для детализации истории тектонического развития регионов. Эти подсчеты основываются на положениях В. В. Белоусова (1944) о соответствии мощности осадка величине погружения. Соответствующие подсчеты выполнены также А. Б. Роновым (1949а). Он предпринимает попытку и дифференцированного подсчета объемов, с подразделением осадков по типам формаций (1949б), а также подсчета компонентного состава по всей осадочной толще Русской платформы (Ронов и др., 1969). В. В. Белоусов подчеркивал необходимость для геологов «постоянно расширять область использования количественных методов», выражая сожаление о малом еще развитии подсчетов объемов горных пород в различных геологических провинциях (Белоусов, 1964). Все подобные исследования позволяют получить важные выводы по истории тектонического развития больших территорий за длительные промежутки времени.

В настоящем разделе мы подходим к задаче с несколько иных позиций, с позиций конкретизации палеогеографической обстановки, детализации седиментационного процесса, количественной оценки его интенсивности. Для подсчета использовались рассмотренные выше литолого-фациальные карты по подразделениям верхней перми, совмещенные с картами изопахит [1]. Подсчет производился весовым способом для площадей, заключенных между смежными изопахитами (сечением в 25 *м*), в пределах каждой фациальной зоны (подзоны) раздельно. Далее, по литологическим спектрам разрезов определялся среднеарифметический литологический состав зоны (подзоны) и объемы пород. Таким образом, мы использовали комбинацию способов изолиний и среднеарифметического, практикуемых при подсчете запасов. Относительному уменьшению погрешностей в принятой методике способствует то, что в пределах фациальных зон колебания и литологического состава и мощности ограничены некоторыми, обычно довольно узкими пределами. В необходимых случаях производилось подразделение отдельных зон на части и раздельный их обмер.

При достаточной простоте принятой схемы количественных обмеров она обеспечивает вполне приемлемые результаты. Погрешности самих обмеров большей частью заведомо меньше тех неточностей, которые заключены в исходном материале. Разнородный характер описания разрезов, различная их полнота, неравномерность распределения по площади, недостаточное количество разрезов и другие обстоятельства име-

---

[1] Границы подсчета: 52—59,5° северной широты и восточнее 42° восточной долготы, масштаб подсчета 1 : 1 500 000.

ют немалое влияние на точность количественных подсчетов. Поэтому их результаты нужно рассматривать в качестве первого приближения к решению поставленной задачи, считая, что порядок величин они определяют более или менее правильно.

Объемы пород, найденные описанным способом, далее суммируются как в целом по стратиграфическим единицам, так и по районам, тяготеющим к отдельным направлениям сноса. Основные показатели по объемам пород уже были приведены ранее (табл. 26—29, 33—35). В таблице 36 дано сопоставление литологических спектров и объемов по стратиграфическим единицам и в целом по верхней перми. Эти величины, обобщающие весь использованный количественный материал, характеризуют основные данные по литологической характеристике верхнепермских отложений.

На втором этапе количественных пересчетов производим определение компонентного состава толщ с целью выявления общего соотношения породообразующих компонентов, распределения терригенного сноса, его эволюции и абсолютной интенсивности.

При пересчете на породообразующие компоненты используем данные о среднем компонентном составе пород, определенном приближенно по 1360 анализам (табл. 37). Полученные значения приведены в таблице 38, а на рис. 55 они же показаны в графической форме. Штриховкой выделены массы осадочного материала, входящие в состав соответствующих терригенных (красноцветных) формаций.

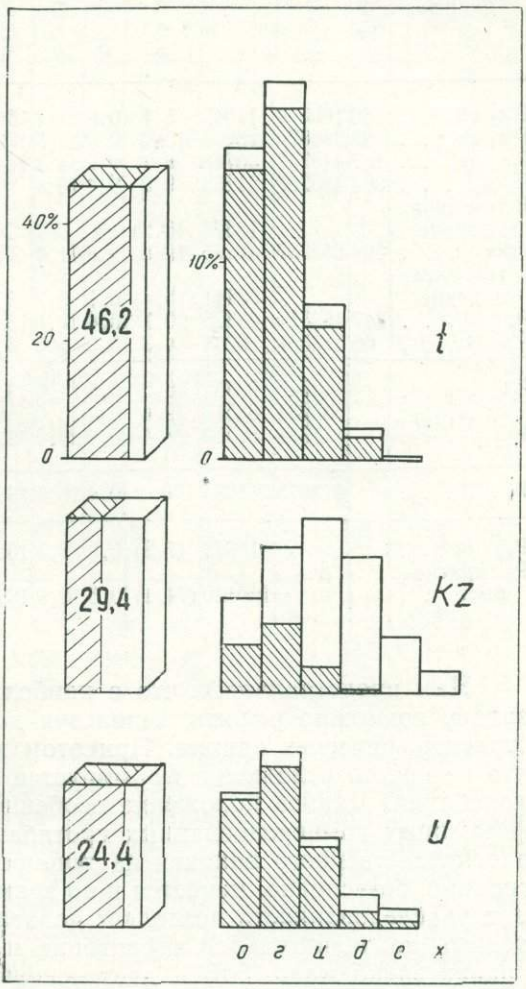


Рис. 55. Компонентный состав (по весу) верхнепермских отложений по Волго-Камскому региону

Породообразующие компоненты: *о* — песчано-алевритовый материал; *г* — глинистый материал; *и* — известковый; *д* — доломитовый; *с* — ангидрит; *х* — галит; заштрихован материал терригенных (красноцветных) формаций. Столбики слева — относительные суммарные объемы осадочного материала; заштриховано — терригенные породы.

В отношении сульфатов и галита полученные данные являются, безусловно, заниженными, поскольку лагунные зоны случайными границами изученной территории охвачены лишь частично.

В целях выявления эволюции седиментационного процессса необходимо массы осадочного материала каждой стратиграфической единицы отнести к условной ее продолжительности.

Наиболее сложным и сугубо провизорным в этом расчете является определение относительной длительности хроностратиграфических подразделений.

Таблица 36

Литологический состав стратиграфических единиц верхней перми

Стратиграфическое подразделение	Число точек	Площадь, $км^2$	Объем		Содержание пород в %									Литомодули	Средняя мощность
			$км^3$	% к отделу	конгломераты	песчаники	алевролиты	глины	мергели	известняки	доломиты	сульфаты	галит		
P_2t_2 *vt*	39	160594	11042	5,1	0,9	17,4	13,3	66,2	1,6	0,6	сл.	—	—	2,42	90
P_2t_2 *sv*	88	280874	28062	13,0	0,9	14,5	17,4	51,2	10,5	5,1	0,4	—	—	2,73	117
P_2t_1 *ur*	167	445747	60748	28,1	0,2	14,1	19,6	40,2	16,2	5,9	3,1	0,7	—	2,92	177
P_2kz_2	304	456267	21238	9,8	0,4	16,4	6,7	24,6	7,4	5,8	28,9	8,6	1,2	4,05	49
В том числе морские			13329	(6,2)	сл.	9,7	2.7	11,5	8,5	7,7	44,4	13,6	1,9	4,99	
P_2kz_1	364	555234	42275	19,6	0,3	11,4	6,6	23,7	5,2	24,0	18,6	5,7	4,5	4,24	82
В том числе морские			33241	(15,4)	0,1	9,7	3,0	15,6	5,6	29,6	23,6	7,1	5,7	4,70	
P_2u *ss*	247	432312	43325	20.1	0,4	27.8	13,4	44,4	3,9	3,6	3,6	2,9	—	2,63	107
P_2u *sl*	66	318897	9244	4,3	0,3	6,6	5,6	15.7	13,7	25,1	25,2	7,8	—	4,51	30
P_2t		445747	99852	46,2	0,5	14,6	18,2	46,2	13,0	5,1	2.0	0,4	—	2,82	(384)
P_2kz		555234	63513	29,4	0,3	13,0	6,6	24,1	5,9	18,0	22,1	6,6	3,4	4,18	(131)
P_2u		447744	52569	24,4	0,4	24,0	12,1	39,3	5,6	7,4	7,4	3,8	—	2,96	(137)
P_2		623075	215934	100	0,4	16,4	13.3	38,0	9,1	9,4	9,3	3,1	1,0	3,26	(652)
P_2kz *bb*			16943	(7,8)	0,9	22,1	16,7	50,7	4,4	3,3	1,7	0,2	—	2,53	
P_2 красноцвет			160120	(74,1)	0,5	18,9	16,8	46,2	9,6	4,5	2,4	1,1	—	2,74	

Нам представляется, что с наибольшим приближением указанную задачу возможно решить, используя данные по средней мощности стратиграфических единиц. При этом мы исходим из того положения, что мощность отложений формируется под воздействием тектонических колебаний. Данное положение особенно справедливо в условиях платформенных компенсированных прогибаний, когда тип осадка не оказывает существенного влияния на мощность. Скорость тектонических прогибаний, безусловно, меняется и во времени, и по региону. Однако принцип унаследованности позволяет полагать, что темп прогибаний, усредненный по значительной территории и во времени, будет изменяться сравнительно мало. Это и дает основание принять, что относительная длительность хроностратиграфических подразделений в пределах эпохи близка соотношению их средних мощностей.

Средняя мощность (она указана в табл. 36) определяется делением объема осадков (пород) на площадь их распространения. Последняя уменьшается на половину «открытой» (т. е. не перекрытой более поздними образованиями верхней перми) поверхности. Для вятского горизонта «открытой» принята поверхность за пределами распространения триаса. Если, наконец, принять продолжительность позднепермской эпохи условно в 25 млн. лет, то определится примерная длительность и более мелких ее подразделений.

Интенсивность седиментации определяем в миллионах мегатонн за миллион лет. Расчеты относятся ко всей исследованной территории Волго-Камского региона (табл. 39). Они показывают, что наибольшую интенсивность седиментационный процесс имел в раннеказанское время, постепенно затухая к концу позднепермской эпохи (рис. 56). Это определялось преобладающим развитием в казанский век биохемогенной

Таблица 37

Содержание породообразующих компонентов в породах (в %)

Породы		Песчаники, алевролиты	Глины	Мергели	Известняки	Доломиты	Гипс, ангидрит	Галит
Объемный вес		1,7	1,8	2,0	2,3	2,0	2,3·0,8 3,0	2,1
Породообразующие компоненты	Обломочный	55—65	15—30	10—20				
	Глинистый	20—30	60—75	40—45	до 10	до 10		
	Известковый	10—20	10	до 45	90—100			
	Доломитовый			до 15		90—100		
	Ангидрит						100	
	Галит							100

Таблица 38

Компонентный состав верхнепермских отложений

Геологический возраст	Объем в тыс. км³	Вес		Породообразующие компоненты в %					
		в миллионах мегатонн	в % к отделу	обломочный	глинистый	известковый	доломитовый	сульфатный	галит
P_2t	99,8	181,9	44,8	35,2	43,3	17,6	3,5	0,4	—
P_2kz	63,5	126,7	31,3	15,2	21,9	28,1	22,2	9,0	3,6
P_2u	52,6	97,1	23,9	28,8	37,8	21,5	7,2	4,7	—
P_2	215,9	405,7	100	27,4	35,3	21,9	10,2	4,1	1,1

седиментации. Эволюция же терригенного осадконакопления подразделяется на два цикла, уже намечавшихся ранее (стр. 103). К концу каждого цикла происходило снижение интенсивности. Терригенная седиментация наибольший объем и интенсивность имела в начале первого цикла — в шешминское время и в начале второго — в уржумское.

Перейдем теперь к рассмотрению распределения терригенного сноса по отдельным направлениям. Вполне четкая локализация основных направлений сноса дает возможность с достаточной определенностью оконтурить области их влияния. Условности приходится допускать лишь при подразделении промежуточных или более удаленных зон, где накапливался в основном глинистый или глинисто-карбонатный материал. Объемы терригенного материала пересчитаны на массы (табл. 40), а затем определена и интенсивность сноса (табл. 41).

Основное значение в терригенном питании позднепермских бассейнов имели, безусловно, восточные, уральские направления сноса. На них приходится (вместе с Вятским направлением) пять шестых всей массы терригенного питания. Основную роль играет Кунгурское направление. Вместе со смежной Бирской речной системой оно поставляло свыше половины всего материала. Интенсивность Кунгурского направления сноса последовательно нарастала, несколько снижаясь лишь в позднетатарское время. Деятельность Бирского и Сакмарского направлений, наоборот, постепенно затухала (рис. 56). Выявляется, таким образом, что максимальное развитие терригенного сноса постепенно переходит от южных направлений к северным. Это согласуется с вывода-

Таблица 39

Интенсивность седиментационного процесса

Геологический возраст	Масса осадочного материала в млн. мегатонн		Компонентный состав в %			Интенсивность седиментации в млн. мегатонн за 1 млн. лет				Длительность	
	общая	терригенный	обломочный	глинистый	биохемогенный	общая	биохемогенная	терригенная	песчано-алеврит.	в % к эпохе	в млн. лет
P_2t_2vt . . .	19,6	17,4	38,7	50,2	11,1	5,6	0,6	5,0	2,2	14	3,5
P_2t_2sv . . .	50,9	49,0	36,0	44,4	19,6	11,3	2,2	9,1	4,1	18	4,5
P_2t_1ur . . .	111,4	84,1	34,2	41,3	24,5	17,1	4,2	12,9	5,8	26	6,5
P_2kz_2 . . .	41,5	17,4	17,7	24,3	58,0	20,8	12,1	8,7	3,7	8	2,0
P_2kz_1 . . .	85,2	29,8	13,9	21,0	65,1	28,4	18,6	9,8	4,0	12	3,0
P_2uss . . .	78,7	58,2	32,8	41,2	26,0	19,6	5,1	14,5	6,4	16	4,0
P_2usl . . .	18,4	6,3	10,9	23,5	65,6	12,3	8,1	4,2	2,9	6	1,5

ми Е. И. Тихвинской (1941) о более энергичном проявлении саальской фазы герцинского орогенеза на Южном Урале, а пфальцской — на Северном. Полученные зависимости представляют количественное подтверждение этого вывода.

По массе терригенного сноса возможно оценить роль речного стока в хемогенном питании бассейнов. Для этого принимаем долю хемогенных компонентов относительно терригенных по восточным направлениям 0,14, северо-западному — 0,5 и юго-западным 1,0 (рис. 56—8). Данный расчет, разумеется, имеет скорее иллюстративный характер. Он показывает, что в татарский век хемогенная седиментация обеспечивалась главным образом речным питанием. В первую же половину позднепермской эпохи этот источник имел относительно малое значение. Основной объем биохемогенной седиментации осуществлялся за счет морского питания (казанский век) и высоко минерализованных континентальных вод (уфимский век).

Попытаемся теперь подойти к оценке размеров речных систем, питавших позднепермские бассейны. Наиболее мощной и постоянной была, как неоднократно отмечалось, кунгурская система. Средняя масса го-

Таблица 40

Распределение масс терригенного материала (в миллионах мегатонн)

Геологический возраст	Направления сноса							
	Вятское	Кунгурское	Бирское	Стерлитамакское	Сакмарское	Кузнецкое	Муромское	Балтийское
P_2t_2vt		15,1	?	?	?			
P_2t_2sv		19,4	2,0	1,1	5,8		7,4	5,1
P_2t_1ur	?	34,9	3,9	5,1	12,7	4,6	7,9	14,9
P_2kz_2	?	8,9	5,0	1,0	0,9			?
P_2kz_1	5,7	13 0	5,6	1,8	1,4		?	?
P_2uss	8,6	12,3	19,8	13,3	?			
P_2usl		0,9	1,5		0,3			
P_2	13,3	104,5	37,8	22,3	21,1	4,6	15,3	20,0
%	5,2	41,1	14,9	8,8	8,3	1,8	6,0	7,9

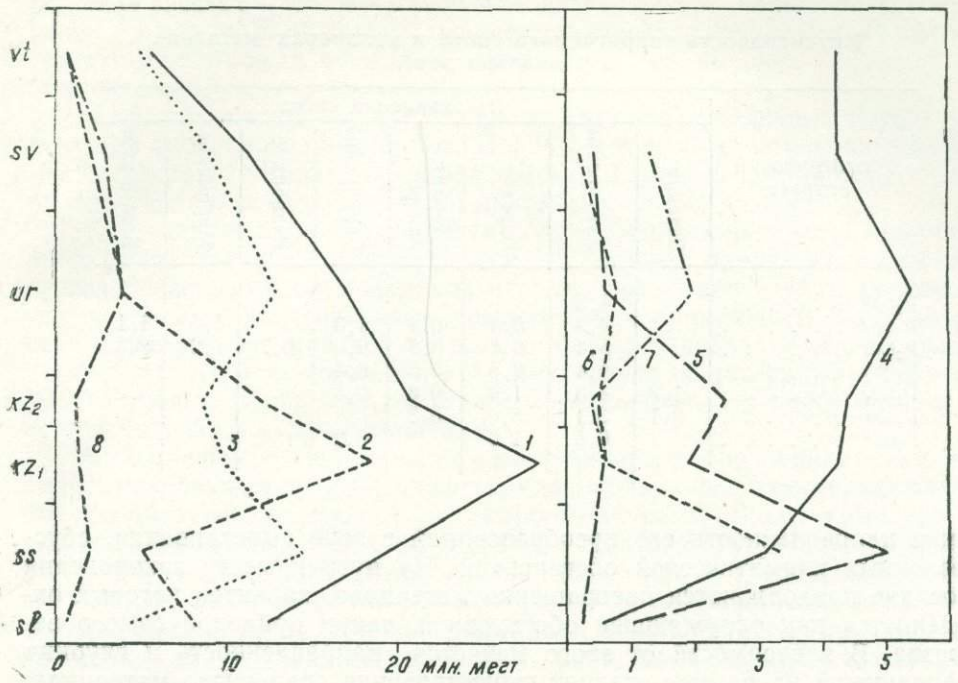


Рис. 56. Интенсивность седиментации и терригенного сноса:

1 — общая; *2* — биохемогенная; *3* — терригенная. Терригенный снос по речным системам: *4* — Кунгурская; *5* — Бирская; *6* — Стерлитамакская. *7* — Сакмарская; *8* — хемогенный снос в реках. Интенсивность рассчитана в миллионах мегатонн за миллион лет.

дового сноса ее в уржумское время составляла 5,4 млн. тонн. Неравномерность стока во времени, возрастание его в начале осадочных ритмов, позволяет увеличить это значение, вероятно, в 3—4 раза. Таким образом, получаем наибольшую величину твердого сноса Кунгурской речной системы в 15—25 млн. тонн в год. Из числа современных рек ближе всего к указанной характеристике река Терек, дренирующая северный склон Большого Кавказа. Площадь бассейна Терека 43,7 тыс. $км^2$, длина его около 600 *км*, годовой сток наносов 25,3 млн. тонн. Аналогия окажется еще более полной, если мы добавим, что низовья р. Терека находятся в аридной области, дренирует же он смежную гумидную, в основном высокогорную область. Эти ориентировочные данные показывают, что масштаб и интенсивность геологических процессов в позднепермскую эпоху не представляли чего-либо исключительного и по основным показателям соизмеримы с рядовыми процессами современности.

ПРОЦЕССЫ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Выше мы рассмотрели динамику осадочного процесса, общие закономерности его развития во взаимодействии тектоно-климатических факторов. При этом недостаточно были охарактеризованы производные детали процесса, особенности минералообразования, создающие специфику осадка, а затем и породы. Поэтому важно рассмотреть также развитие этих процессов во времени, при превращении осадка в породу и дальнейших ее преобразованиях.

В сферу осадконакопления различными путями поступает весьма разнообразный материал, начиная от глыбовых монолитов и кончая аэрируемыми взвесями и истинными растворами. Этот материал существенно различается как в зависимости от состава материнских пород,

Таблица 41

Интенсивность терригенного сноса в миллионах мегатонн за 1 миллион лет

Геологический возраст	Направления сноса							
	Вятское	Кунгурское	Бирское	Стерлитамакское	Сакмарское	Кузнецкое	Муромское	Балтийское
P_2t_2vt		4,3						
P_2t_2sv		4,3	0,4	0,2	1,3		1,6	1,1
P_2t_1ur		5,4	0,6	0,8	2,0	0,7	1,2	2,3
P_2kz_2		4,4	2,5	0,5	0,4			
P_2kz_1	1,9	4,3	1,9	0.6	0,5			
P_2uss	2,1	3,1	5,0	3,3				
P_2usl		0,6	1,0		0,2			

так и направленности его преобразований в зоне выветривания, обусловленных климатической обстановкой. На пути к месту захоронения в осадке продолжаются превращения материала, характер которых определяется как окружающей обстановкой, так и природой самого вещества. В зависимости от этого меняется направленность и глубина превращений на разных стадиях существования осадочного материала. Слагающие его компоненты, в соответствии со схемой Н. М. Страхова (1954), могут быть подразделены на четыре группы.

Первая группа представлена нерастворимыми минералами, минеральными агрегатами, органическими остатками. На всем протяжении своего пути от области питания эти компоненты подчиняются законам механического перераспределения и осаждения в зависимости от размеров частиц. За это время они в основной массе не претерпевают химического разложения, хотя механическое избирательное разрушение происходит.

Во вторую группу входит комплекс трудно растворимых минералов. В области сноса они возникают в результате глубокой химической переработки исходного материала, в то время как механическое воздействие имеет ограниченное значение. Перенос совершается в основном в виде субколлоидных взвесей. Выпадение в осадок происходит большей частью в результате коагуляции взвесей. Дальнейшее их перераспределение осуществляется механическим путем. В сингенезе и диагенезе одни из этих минералов изменяются обычно мало (каолинит), другие претерпевают структурные превращения в направлении к более полно окристаллизованным разностям (гидрослюда, монтмориллонит, гидроокислы железа и кремнезема), третьи возникают заново (палыгорскит, глауконит).

Третья группа объединяет минералы умеренной растворимости. В нее входят карбонаты (кальцит, доломит). Перенос их происходит в форме истинных растворов и частично в виде механических взвесей. Последние могут длительно существовать только в среде, близкой к насыщению этими компонентами. Это, однако, не относится к макрообломочным фракциям, которые принадлежат, собственно, к первой группе. Выпадение указанных компонентов в осадок происходит в результате концентрирования растворов, при значительном влиянии парциального давления углекислоты. Существенное значение имеет также биогенный процесс.

В четвертой группе находятся легко растворимые минералы: сульфаты, хлориды, калийные соли. Для этих минералов характерна наи-

большая подвижность и наибольшая длительность пребывания в процессе миграции. Сам перенос осуществляется исключительно в виде истинных растворов, а осаждение происходит при высоких степенях их концентрации.

В состав осадков входят обычно компоненты различных групп, при ведущем значении одной из них. Породы, сложенные компонентами более высокой растворимости, имеют менее сложный состав, среди них нередко появляются практически мономинеральные разности.

Как следует из приводившихся количественных подсчетов и вообще всего рассмотренного материала, основную роль в процессах седиментогенеза позднепермских бассейнов играли первые две группы осадочного материала, представленные компонентами наименьшей растворимости. Даже в казанский век их роль оставалась довольно значительной (табл. 38). Если компоненты этих двух групп харктеризуют в основном питающие провинции, то остальные определяются непосредственно средой бассейна осадконакопления.

Аутигенное сингенетичное минералообразование осуществлялось различными путями. Основным из них являлась хемогенная садка породообразующих минералов карбонатно-соленосных комплексов: кальцита, доломита, гипса (ангидрита), галита, а также сопутствующих им на стадиях повышенного осолонения целестина и флюорита. Выделение твердой фазы из растворов происходит преимущественно в поверхностных частях воды. Наиболее наглядно такой процесс проявляется при садке галита, когда на поверхности рапы часто образуются плавающие «лодочки» его.

Вероятно, имеет известное значение и другой процесс, связанный с суточными и сезонными колебаниями температуры воды. Правда, в аридной зоне эти колебания сравнительно невелики, но в растворах, близких к насыщению, они оказывают определенное влияние. В этом случае образование твердой фазы должно происходить во всей толще воды, подвергающейся охлаждению или, при садке карбонатов, нагреванию. При изменении температуры на 10° С из 10-метровой толщи насыщенного рассола выпадает осадок: гипса в 0,17 *мм*, кальцита — 0,33 *мм*, галита — 4 *мм*. Высокая карбонатность терригенных пород обязана в основном хемогенной взвеси.

Только карбонатам (в поздней перми) свойствен специфический процесс оолитообразования. Он осуществлялся, как и в современности, в мелководных участках при малом приносе терригенного материала. В отличие же от современного процесса, он не ограничивался только кальцитовыми разностями, но нередко протекал также в условиях доломитообразования.

Развитие биогенного процесса было наиболее значительным в казанское, прежде всего в раннеказанское время. В сложении подавляющей части нижнеказанских известняков участвует органогенный материал. Некоторые разности известняков сложены последним на 90—100%. Иногда встречаются и доломиты со значительным участием в их составе органогенного материала, а также доломитовые рифовые сооружения. Как уже указывалось, такое сочетание было возможным потому, что повышенное парциальное давление углекислоты, повышенный щелочной резерв обеспечивали садку доломита при сравнительно низкой солености, когда еще было возможным существование эвригалинных форм.

За пределами казанского века значение биогенного фактора в процессах осадконакопления резко уменьшается вместе с общим падением интенсивности биохемогенной седиментации (табл. 39). Выделение карбонатных минералов происходит преимущественно хемогенным путем, лишь местами существенную роль играют водоросли. Каких-либо данных относительно развития бактериальных процессов и их участии в

формировании тонкозернистых известняков, преимущественно развитых среди красноцветных терригенных толщ, не имеется.

Роль карбонатной взвеси кластического происхождения относительно невелика. Основным ее поставщиком могло являться лишь юго-западное побережье, сложенное карбонатными породами. Однако ограниченный речной сток в условиях аридного климата не способствовал значительному развитию механической эрозии. Здесь преобладали процессы химического растворения грунтовыми водами.

Комплексное происхождение имеют глинистые минералы второй компонентной группы. Преобладающая их масса представлена аллотигенными монтмориллонитом и гидрослюдой. Аутигенными являются глауконит и палыгорскит. Особенно характерно развитие палыгорскита, происходящее, по М. А. Ратееву (1964), при вступлении карбонатонакопления в фазу доломитообразования. В уржумское время этому, видимо, способствовал принос магнезиальных растворов на Муромском направлении сноса.

Диагенетическое минералообразование, характеризующееся вообще значительным многообразием, в верхнепермских отложениях протекало довольно однообразно, создав ограниченный комплекс минералов.

До сего времени еще нет полного единства в понимании введенного А. Е. Ферсманом термина «диагенез», его границ. Разумеется, в сложном природном процессе, где его составляющие тесно взаимосвязаны, трудно провести вполне четкие границы. Но тем не менее необходимо еще раз рассмотреть принципиальные особенности процесса, выделив основные признаки, характерные для разных его стадий.

К настоящему времени достаточно устойчиво сложилось представление о диагенезе как совокупности процессов превращения осадка в породу. Это понятие, таким образом, не включает в себя представления о «позднем диагенезе» или «диагенезе породы» (Швецов, 1948), которые охватываются терминами катагенез или эпигенез. Н. М. Страхов предлагает выделять четыре этапа диагенеза: окислительного минералообразования, восстановительного минералообразования (ранний диагенез), перераспределения материала (конкреционно-метасоматический) и литификации (1953, 1954).

Сущность седиментационного процесса заключается в разрешении противоречий между транспортирующей энергией среды и ее нагрузкой — взвешенным или растворенным материалом. Уменьшение энергии среды ведет к выпадению излишнего материала в осадок, восстановлению соответствия между ними. В течение всего процесса осуществляется свободное взаимодействие между материалом и средой и, по сути дела, отсутствует химическое взаимодействие осадочных частиц между собою непосредственно.

Материал, перешедший в осадок, оказывается в совершенно иных условиях. Здесь приводятся в тесное соприкосновение разнородные частицы. Резко меняется газовый и солевой режим остаточной, поровой воды. Весьма важное значение имеет быстрое расходование свободного кислорода и последующее развитие восстановительных процессов. Все эти обстоятельства, естественно, порождают множество противоречий в массе осадка. Сущность процесса диагенеза и «сводится к устранению противоречий в неуравновешенной физико-химической системе осадка» (Страхов, 1957).

Отличительными особенностями процессов диагенеза является относительно замкнутый характер реакционной системы, высокая концентрация и активность поровых растворов, вовлечение во взаимодействие всей массы осадка. Указанные особенности дают возможность более точно определить верхнюю границу зоны диагенеза. Она, очевидно, должна проходить там, где существенно сокращается непосредственное влияние

водной массы бассейна. Очевидно, что самые верхние части осадка (*вероятно в пределах нескольких миллиметров*), *достаточно свободно омываемые* наддонной водой, должны быть отнесены еще к зоне седиментогенеза. Несмотря на то, что здесь механическое перемещение материала уже прекратилось, продолжается химическое воздействие донных растворов и может идти процесс хемогенной седиментации. Именно таким путем происходит, например, образование глауконита, а вероятно, и палыгорскита, накопление железо-марганцевых глубоководных руд и др.

Существенное значение в диагенетическом минералообразовании играют процессы восстановления окисных соединений, протекающие *в присутствии органического материала. При значительном превышении* его количества над содержанием окисных, в основном железистых соединений в осадке быстро возникает восстановительная реакция и процесс редукции развивается до образования сульфидных минералов. В некоторых случаях морские мелководные песчаники содержат пониженные количества органического материала, которых недостаточно для полного восстановления всего окисного железа. Тогда осадок приобретает красную *окраску с характерным темно-вишневым оттенком, свидетельствующим* о некоторой восстановленности его. Таковы нижнеказанские песчаники Шургинских поднятий.

Пресно- и солоноватоводные терригенные отложения, накапливавшиеся в условиях интенсивного приноса материала, содержали большие количества коллоидальной гидроокиси железа и малые — органики. Последняя расходовалась на редуцирование некоторого количества железа. Однако основная его масса оставалась в окисной форме и осадок сохранил красноцветную окраску. Только лишь в песчаниках, где были пони*жены количества тех и других компонентов, нередко возникали условия*, близкие к равновесным, и в их окраске появлялись желтовато- и зеленовато-серые («табачные») оттенки.

В целом диагенетические преобразования красноцветных отложений протекают по упрощенной схеме. В ней отсутствует комплекс минералов, характеризующих восстановительную обстановку. Вместе с тем местами здесь завершается образование такого специфического аутигенного минерала, как палыгорскит, широко развиты карбонатные конкреционные выделения.

Относительно несложны диагенетические процессы в алеврито-песчаных породах. Они сводятся к умеренному уплотнению осадка, кристаллизации глинистых цементирующих гелей, перекристаллизации карбонатных компонентов цемента, с их перераспределением. Большинство верхнепермских песчаников и часть алевролитов обладают высокой пористостью, поэтому перераспределение вещества в них совершается вполне свободно. Редукционные процессы, в силу ограниченного количества *органики, развиваются слабо и прекращаются на разных стадиях по* израсходовании всего органического материала или же окисного железа.

Глинистые и глинисто-карбонатные илы в ходе диагенеза подвергаются наибольшему уплотнению. С наличием глинистого материала главным образом связано уплотнение и песчано-алевритовых осадков. В начальной стадии диагенеза наиболее интенсивно идут процессы уплотнения осадка, вытеснения из него воды. При этом количество воды в осадке со 160% и более уменьшается до 40—50%, а в конечном итоге до 15—25%. Иными словами, около 85—90% воды, первоначально заключенной в осадке, из него удаляется. Объем этой воды в 2—3 раза превышает объем породы, возникшей после ее удаления. Насколько можно судить по современным глубоководным осадкам (Горькова, Душкина, Рябичева, 1959), влажность осадка резко снижается на глубине 5—6 дециметров от его поверхности, когда в нем остается лишь третья или четвертая часть первоначального объема воды. Столь интенсивное уплотнение осадка, происходящее на самых первых стадиях его существования,

сопровождается как бы отжиманием кверху значительных количеств поровой воды. Однако темп этого процесса весьма мал, он определяется скоростью накопления осадка и соизмерим со скоростью диффузного перемещения вещества. Поэтому такое выжимание воды практически не влияет на перемещение растворов. Естественно, при этом не происходит выноса вещества в придонную воду, поскольку вся перемещающаяся вода вновь захоронается в новых порциях осадка.

В зоне обезвоживания в то же время интенсивно протекают процессы минералообразования, свойственные окислительному и восстановительному этапам — стадии раннего диагенеза, по Н. М. Страхову (1954). При этом и формируется большинство аутигенных минеральных образований из того материала, который был заложен в осадок при его накоплении. Таким образом, седиментогенез в значительной степени предопределяет характер диагенетических превращений.

В процессах диагенетического перераспределения вещества принимают участие главным образом карбонаты, сульфаты, кремнезем и сульфиды. Наиболее широко в этих процессах участвует кальцит, редко доломит. Впрочем, для последнего не исключены процессы синтеза из основных карбонатов, накопленных в осадке. Известковые конкреции чаще всего возникают в красноцветных глинах. Интенсивность конкреционного перераспределения вещества весьма разнообразна и зависит от количественного соотношения породообразующих компонентов. Конкреции в породе могут быть единичными, в других же случаях они настолько переполняют породу, что «вмещающий» материал прослеживается лишь в виде небольших примазок между конкрециями. Развиваются они премущественно в осадках мелководных, осушающихся бассейнов. Часто отмечается их приуроченность к верхним, завершающим частям ритмов.

В сероцветных морских отложениях конкреции появляются реже, но достигают значительных размеров. Так, в пачках мергелей первого и второго горизонтов казанского яруса встречаются известняковые «караваи» до 1—1,5 метра в поперечнике, но мощностью едва ли более двух дециметров.

В песчаниках конкреционные процессы приводят к возникновению участков породы с обильной кальцитовой цементацией. При выветривании такие участки, благодаря высокой прочности, рельефно выделяются своими округлыми, древовидными или причудливыми формами.

Сульфатные, в основном гипсовые конкреции (называемые чаще «стяжениями», «желваками») развиваются в терригенных, равно как и карбонатных породах. Они также довольно разнообразны по размерам, степени насыщения породы, вплоть до конкреционных гипсов, где глинистый или доломитовый материал присутствует лишь в виде тонких пленок. Наряду с этим встречаются загипсованные пачки, в которых конкреции не развиваются, а сульфаты равномерно импрегнируют породу.

Кремневые конкреции ассоциируют с карбонатными породами, в основном с доломитовыми пачками. Наиболее широкое развитие они имеют в верхнеказанских отложениях Казанского Поволжья. Характерны они также для некоторых известняковых горизонтов нижнеказанских отложений Вятской зоны. Сравнительно мало развиты процессы равномерного окремнения пород.

В процессах диагенетического перераспределения активно участвуют медные соединения. Осаждаясь из сульфатных растворов в виде основных карбонатов, при возникновении восстановительной среды и редукции сульфатов, они немедленно связываются в сульфиды. Естественна при этом роль органических остатков как центров редукции, к которым и стягиваются ионы меди (а затем также свинца и цинка).

По завершении основных конкреционных преобразований вновь приобретают первостепенное значение процессы обезвоживания осадков.

Но в отличие от начального этапа в этом процессе существенное значение имеет, как указывает Н. В. Тагеева (1960), старение коллоидов, дегидратация и кристаллизация самих глинистых мицелл. Происходит постепенная консолидация осадка.

Нижняя граница зоны диагенеза может быть установлена лишь условно, так как и в достаточно консолидированных породах длительное время продолжаются еще процессы обезвоживания, уплотнения и раскристаллизации. Только в этом смысле можно принять указания Н. М. Страхова (1954 б) о мощности зоны литификации в 300 *м* и более. В. Д. Ломтадзе же (1955), например, считает уже породами «глины мягкие» с пористостью 40—80% и влажностью 30—80%. И. М. Горькова, Н. А. Душкина и К. Н. Рябичева полагают, что «...ту стадию диагенеза (структурообразования и старения) осадка, на которой он уже ведет себя как единое структурированное тело, обладающее определенными упругими свойствами, можно условно рассматривать как момент превращения рыхлого осадка в породу» (1959, 135). По их данным такие превращения совершаются в современных мелководных осадках Черного моря на глубине 0,5—1 *м*, в глубоководных — 2 *м* от поверхности осадка.

Все рассмотренные данные показывают, что основной объем диагенетических превращений завершается за относительно короткое время, едва ли превышающее 1—2 десятка тысячелетий. Многочисленные подтверждения этому можно найти и в верхнепермских отложениях. Часто наблюдающиеся здесь поверхности внутриформационных размывов секут разнообразные породы. Среди них отмечаются и глинистые пачки, рассеченные отвесными погребенными обрывами — промоинами. Подобные поверхности размыва наблюдаются не только в красноцветных, но и в морских, казанских отложениях (погребенные скалы, глыбы песчаников и т. п.).

В карбонатных отложениях процессы диагенеза протекают наиболее просто. Они сводятся, прежде всего, к уплотнению осадка, вытеснению избыточной воды. Диагенетическая перекристаллизация карбонатного материала, вероятно, не имела широкого развития. Размер частиц хемогенной садки в современных озерах засушливой зоны порядка 0,001—0,005 *мм*, лишь для частиц механического происхождения размер достигает 0,01 *мм*. Именно в таких пределах — до 0,01 *мм* — лежит размер частиц в тонкозернистых карбонатных породах. А таковых в верхнепермских отложениях много. При некотором развитии первичной диагенетической перекристаллизации возникают характерные гранулярные структуры, с предельным размером зерен порядка 0,02—0,03 *мм*. При дальнейшем уплотнении осадка происходит его цементация в результате частичного растворения и перекристаллизации контактовых зон зерен. Этот процесс очень важен для формирования механических свойств пород. Его особенности определяются многообразными факторами, прежде всего седиментационной и диагенетической стадии. Благодаря наличию у карбонатного материала цементирующей способности литификация карбонатных осадков завершается в короткие сроки.

К а т а г е н е з. Это понятие введено впервые А. Е. Ферсманом (1922). В качестве синонимов его применяются выражения: эпигенез (Швецов, 1948; Рухин, 1961), поздний диагенез (Швецов, 1948; Пустовалов, 1940) или диагенез породы (Швецов, 1948). Последние два выражения в какой-то степени оправданы в том отношении, что в катагенезе продолжаются некоторые из характерных диагенетических процессов: уплотнение и обезвоживание. Однако в катагенезе отсутствуют, или во всяком случае мало характерны, наиболее важные и типичные из них — процессы взаимодействия, превращения и перераспределения компонентов осадка. Противоречия между ними уже были разрешены в диагенезе. Н. Б. Вассоевич (1957, 1962), Н. М. Страхов и Н. В. Логвиненко (1959) поддерживают использование понятия катагенез.

Определяющими для катагенеза являются не постумные процессы диагенеза, а явления химико-минералогического преобразования разнородных пород при их взаимодействии между собою и приспособлении к новым условиям существования. Катагенетические явления весьма разнообразны, они с одной стороны приближаются к метаморфическим, с другой — к гипергенным изменениям. Впрочем, более или менее точно разграничить все эти стадии и сопутствующие им явления возможно далеко не всегда.

В отличие от диагенетических, процессы катагенеза протекают в массе отвердевших пород. Поэтому для них характерны явления метасоматического замещения, растворения одних минералов и выделения в образовавшихся пустотах, поровых пространствах и трещинах других минералов. Основным действующим агентом во всех этих процессах являются *грунтовые растворы, пропитывающие породы, движущиеся в них по* трещинам, пустотам и порам. Если в диагенезе поровые растворы были относительно мало подвижны, но большое значение имела диффузная миграция элементов, то в катагенезе подвижны сами растворы, диффузные же явления проявляются в новом качестве — в виде фильтрационного эффекта. Имея общую гидродинамическую связь, растворы перемещаются в зависимости от изменения всей геологической обстановки под влиянием тектонических движений и возникающих при этом зон разгрузки. Естественно, что растворы, метастабильные в одних условиях, в одних породах, при перемещении в другие породы начинают взаимодействовать с ними, растворяя их или, наоборот, выделяя те или иные минералы в зависимости от степени их несоответствия. Наиболее сильное воздействие оказывают воды, насыщенные углеводородами.

За длительное время существования той или иной породы, безусловно, неоднократно менялась как общая геологическая ситуация, так и определяемое ею направление, скорость движения, состав растворов, характер их взаимодействия с породой. Поэтому, наблюдая в настоящий момент суммарный эффект всех этих воздействий, мы далеко не всегда можем восстановить в деталях их последовательность и роль каждого этапа. Некоторую стадийность в этих процессах можно установить, учитывая, что на ранних этапах преобладали метасоматические явления, выделения в поровых пространствах. На более поздних стадиях развивались выделения в пустотах и трещинах пород. Само возникновение открытых трещин является неизбежным следствием наиболее резких структурно-тектонических преобразований и поэтому, в принципе, может быть достаточно точно датировано.

При катагенезе верхнепермских отложений преимущественное развитие имеют следующие процессы.

1. Продолжающаяся кристаллизация глинистых минералов с образованием характерных скелетных, параллельных и других агрегатов в глинах, петельчатых — в алевролитах.

2. Перекристаллизация известняков. Развита она довольно широко, но проявляется избирательно, преимущественно в органогенно-обломочных и оолитовых разностях. Перекристаллизации в той или иной степени подвергаются или органические остатки (либо оолиты) или цементирующая их масса.

3. Метасоматическая кальцитизация доломита проявляется в разнообразных формах. Для тонкозернистых пород наиболее характерно развитие «узловатой» кальцитизации; при максимальном ее развитии в пачках доломитов возникают прослои и линзы вторичных известняков. Они отличаются темной окраской (с коричневатым оттенком), макрозернистым строением.

Значительно более широко развиты явления кальцитизации в оолитовых доломитах. Здесь наблюдаются различные вариации процесса: замещение кальцитом только оолидов или части их концентров или же

наоборот, только промежуточной массы, либо, наконец, полная кальцитизация породы.

4. Выделение в кавернах, пустотах пород кварца, а чаще кальцита — нередко в виде жеод, и гипса — обычно в виде «марьина стекла».

5. Выделение по трещинам кальцита (обычно молочного) или гипса.

6. Возникновение вторичных концентраций палыгорскита (в верхней части гипсоносных горизонтов) и волконскоита.

7. Дегидратация гипса, переход его в ангидрит, а частично и обратный процесс.

Существенно иные процессы связаны с миграцией нефти и ее дериватов. В пределах их влияния возникает резко восстановительная обстановка и соответственно развиваются следующие процессы.

1. Битумизация пород, возникновение концентраций битумов в результате фракционирования поступающих углеводородов.

2. Восстановление окисных соединений железа под влиянием дальнейшей миграции легких фракций углеводородов. Появление в породах восстановленных зеленоцветных ореолов.

3. Сульфатредукция с последующей пиритизацией и вообще сульфидизацией пород.

4. Образование самородной серы.

Гипергенез. Порода, попадающая в сферу гипергенеза, оказывается в условиях, резко отличных от обстановки предшествующего ее существования. Неизбежным следствием этого является развитие процессов, направленных на разрешение вновь возникших противоречий, приспособление пород к новым условиям существования (Ферсман, 1922). Процессы гипергенеза многостадийны и разнообразны, но в пределе все они заканчиваются полной дезагрегацией, разрушением пород, переходом материала опять в стадию седиментогенеза.

Процессы гипергенеза характеризуются активным участием в них кислорода, преобладанием окислительной обстановки. Эти процессы воздействуют прежде всего на восстановленные породы, окисляя сульфиды железа до окислов, сульфиды меди до карбонатов и т. п. Интенсивно развиваются процессы гидратации (ангидрита), растворения (гипса, галита и др.). Процессы растворения воздействуют и на карбонатные породы. В известняках воды проникают по сети волосных трещин, слегка растворяя стенки и расширяя их. В результате монолитная внешне порода становится щебневатой. В доломитах, которые при равном объемном весе обладают более высокой пористостью, растворению с периферии подвергаются все зерна, слагающие породу. Таким путем возникает доломитовая мука.

Гипергенные изменения, не исчерпывающиеся вышеизложенным, в совокупности определяют собою наличие зоны выветривания. Мощность этой зоны в Татарии Л. М. Миропольский (1950 б) оценивает до 0,60—0,75 *км*, насчитывая в ее составе, помимо современной, одиннадцать древних кор выветривания, начиная с предуфимской. Интенсивность гипергенных изменений, естественно, наиболее велика на современной поверхности. Древние, верхнепермские коры выветривания проявляются крайне слабо и породы не теряют своего первичного фациального облика.

Цепь непрерывных и разнообразных превращений претерпевают осадки — породы за время своего длительного существования. Мы смогли здесь наметить лишь примерную схему этих превращений. Но при этом важно подчеркнуть, что вещественная основа осадка и его структура, заложенные в седиментогенезе, во многом определяют направление последующих изменений, формирование месторождений полезных ископаемых.

ВОПРОСЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

«...представляется небезынтересным и далеко небесполезным делом попытаться возможно полнее выявить и учесть, что же именно у нас есть и что может быть так или иначе использовано».

М. Э. Ноинский

Верхнепермские отложения обладают специфическим комплексом полезных ископаемых. Большинство из них отсутствует в более молодых образованиях. В нижележащих же отложениях имеются аналогичные верхнепермским минеральные концентрации, нередко в больших количествах и более высокого качества. Однако ограниченная обнаженность этих толщ пока является препятствием к их широкому использованию.

Любое месторождение полезного ископаемого возникает в результате длительных, последовательно сменяющих друг друга геологических процессов по стадиям минералообразования. Эти процессы, их конкретное выражение определяют не только само наличие тех или иных минеральных концентраций, но и их качественную характеристику и условия залегания. Обусловленные общими закономерностями геологического развития, эти процессы дифференцированно воздействуют на все компоненты системы, вызывая их концентрацию или рассеяние, консолидацию или дезагрегацию в соответствии со свойствами каждого из них.

Важно подчеркнуть также другую сторону вопроса. Хотя любая минеральная концентрация возникает естественным путем, но полезным ископаемым она становится только тогда, когда появляются соответствующие технико-экономические предпосылки для ее использования, когда выявляется сама полезность ископаемого, потенциально в нем заложенная. При наличии в природе большого количества разного рода минеральных образований, обладающих многообразными свойствами, человек среди них избирает только некоторые, способные с наибольшей пользой обеспечить его потребности. Поэтому, естественно, что с развитием техники, совершенствованием технологии, возрастанием потребностей человечества меняется номенклатура полезных ископаемых. Их комплекс непрерывно расширяется, пополняется все более разнообразными видами минеральных образований, в которых используется все более широкий круг свойств.

Возможности использования любого полезного ископаемого определяются двумя сторонами его качественной характеристики. Во-первых, химико-минералогическим **составом**, в котором решающее значение в большинстве случаев имеет минеральная форма выделений полезных компонентов. Во-вторых, физико-механическими **свойствами**, включая структурные особенности, гранулометрию и т. п. На формирование состава и свойств полезных ископаемых оказывают свое влияние все четыре основные стадии преобразования осадочных пород: осадконакопление, диагенез, катагенез и гипергенез. Значимость этих стадий для

образования месторождений разных полезных ископаемых различна, а иногда даже противоположна. Формирование состава таких видов минерального сырья, как карбонатные породы, сульфаты, соли, происходит в основном в седиментогенезе. Последующие стадии на технологические свойства, например, сульфатов и солей влияют мало, если не учитывать процессов (де-) гидратации. Для карбонатных же пород, когда они используются в качестве инертных материалов, первостепенное значение имеют процессы их консолидации, перекристаллизации, происходящие на стадиях диа- и катагенеза.

Влияние первичных факторов на распределение месторождений медных руд также весьма велико. Однако здесь большое значение имеют и гипергенные процессы вторичного обогащения залежей. Нацело в катагенезе возникают месторождения самородной серы (табл. 42).

Таблица 42

Стадии формирования состава и свойств полезных ископаемых, связанных с верхнепермскими отложениями

Вид полезного ископаемого	Стадии			
	седиментогенез	диагенез	катагенез	гипергенез
Каменная соль	○×	=	=	—
Гипс	○×	=	+	—
Ангидрит	○×	=	+	—
Цементное и химическое карбонатное сырье	○×	=	+	=
Строительный камень	×	○	+	—
Медные руды	×	○	=	+
Самородная сера			○×	—
Битумы (миграционные)			○×	=
Угли	×	+	○	=

× — формирование состава полезного ископаемого — основная стадия;
○ — формирование технологических свойств — основная стадия;
\+ — то же — дополнительная стадия;
= — существенного изменения профилирующих свойств не происходит;
— — разрушение или ухудшение свойств.

Через все стадии минералообразования красной нитью проходит определяющее влияние фациальной обстановки, условий осадкообразования. В соответствии с этим и распределение месторождений полезных ископаемых в верхнепермских отложениях подчинено четкой зональности, которая обусловлена рассмотренными выше общими закономерностями геологического развития и конкретными его чертами в каждый момент геологической истории.

Наиболее разнообразен комплекс полезных ископаемых казанского яруса. По направлению миграции осадочного материала эти ископаемые распределены в следующем порядке: гравийно-галечные отложения, волконскоит, (концентрации тяжелых минералов), (глины), угленосные накопления, меднорудные концентрации, (глауконит), известняки, доломиты, (целестин), самородная сера, сульфаты, галит, (калийные соли). Несмотря на кажущуюся разнородность этого ряда и разнообразие процессов формирования каждого полезного ископаемого, наблюдаемая последовательность вполне закономерна и генетически обусловлена. В скобки здесь заключены те виды минеральных концентраций, которые

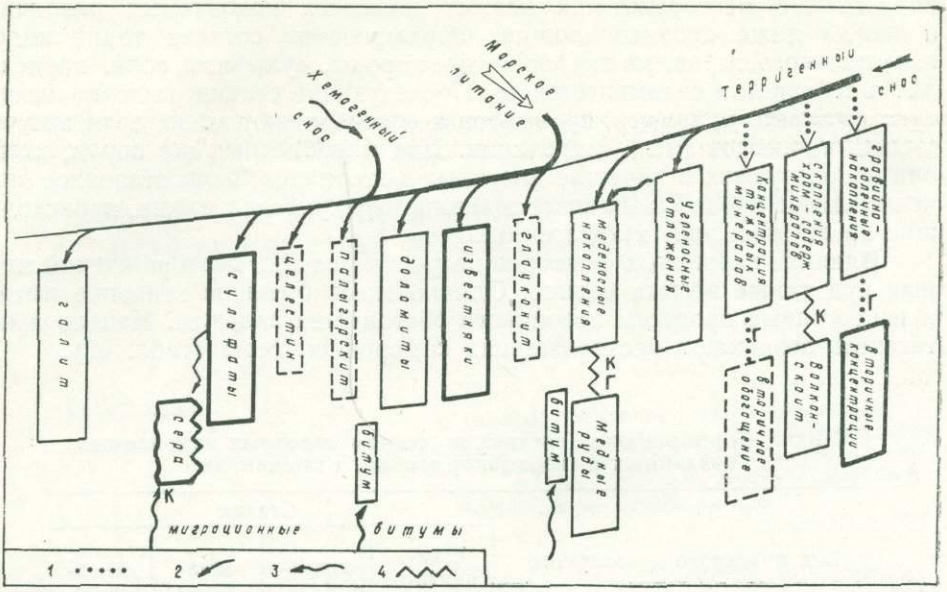


Рис. 57. Схема генетических связей полезных ископаемых.

Способ выделения и превращения: *1* — гравитация; *2* — (био) хемогенное осаждение; *3* — воздействие растворов, флюидов; *4* — метасоматоз. Стадии превращений: *К* — катагенез, *Г* — гипергенез.

не образуют промышленных месторождений в силу незавершенности или неразвитости процесса.

Для видов ископаемых, перечисленных в левой части приведенного ряда, ведущим признаком является связь с направлениями терригенного сноса. Из их числа наиболее постоянным и мощным было Кунгурское, и именно к нему приурочены как гравийно-галечные накопления, так и месторождения волконскоита, которые возникли в результате катагенетической переработки механогенных концентраций.

Полезные ископаемые, относящиеся к (био-) хемогенной части приведенного ряда, располагаются на все более возрастающем удалении от путей терригенного питания. Зоны автохтонного угленакопления, особенно продуктивные их части, характеризуются вполне отчетливым латеральным смещением относительно осевых частей потоков. Меднорудные концентрации расположены дальше угленосных накоплений. Лишь на участках малой интенсивности сноса они приближены к береговой линии. Сульфаты, а тем более галит локализуются на наибольшем эффективном удалении от путей терригенного сноса. На пересечении генетических линий сульфатов и миграционных углеводородов возникают залежи самородной серы. Отсюда естественна их обусловленность также первичными факторами, хотя по отношению к последним распределение битумов контролируется случайными обстоятельствами.

Намеченные зависимости иллюстрируются сводной схемой генетических связей месторождений полезных ископаемых (рис. 57). На этой схеме, представляющей развертку миграционных путей осадочного материала, показан способ выделения компонентов системы на стадии осадконакопления. Отмечены и последующие превращения в ката- и гипергенезе, если они имеют существенное значение в формировании месторождений. На схеме также показаны (прерывистой рамкой) концентрации, представляющие лишь минералогический интерес, или же те, перспективность которых еще не определена.

Схема генетических связей полезных ископаемых является интегральной, поэтому не все ее составные части существуют единовременно.

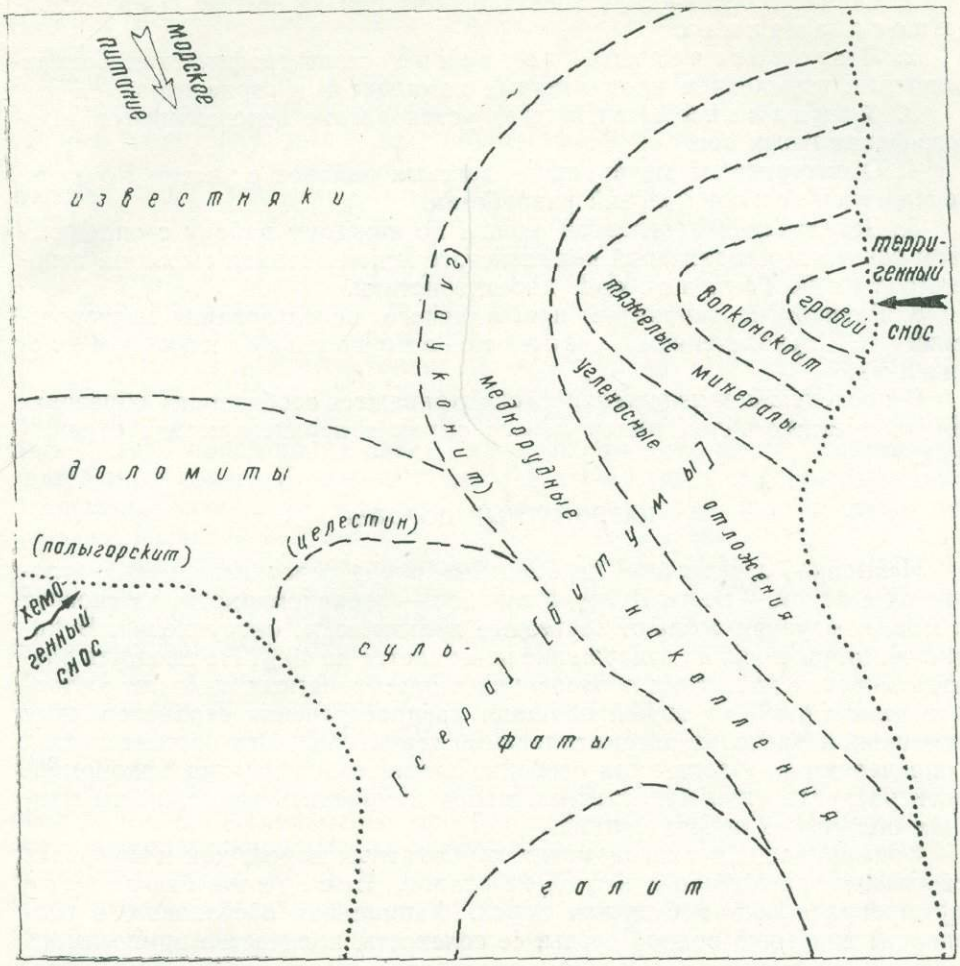


Рис. 58. Концентры распределения полезных ископаемых (литолого-геохимические концентры седиментогенеза).

Например, хемогенное грунтовое питание с юго-западного побережья ощущалось в течение всей поздней перми. Обусловленные же этим питанием накопления палыгорскита отмечаются только в уржумское время. Четко обособляется влияние терригенного сноса и морского питания. Терригенный снос, естественно, прежде всего определяет накопление продуктов механической дифференциации. Тем не менее влияние последней ощущается и в хемогенной части ряда (глауконит, палыгорскит). Наличие морского питания, которое как бы «подключается» к средней части ряда, не изменяет его последовательности. При отсутствии морского питания лишь выпадают некоторые члены ряда (глауконит, галит) и уменьшается объем оставшихся.

Выявленные зависимости определяют четкую пространственную дифференциацию различных видов полезных ископаемых. Возникающие при этом концентры распределения показаны в виде сильно обобщенной схемы на рис. 58.

Решающее влияние фациальной обстановки на распределение месторождений полезных ископаемых и стадийность их преобразований определяют направленность прогнозной оценки территории, которая, в общем случае, должна проходить через следующие этапы:

1. Общая геологическая оценка территории на основе формационного анализа.

2. Литологическое изучение стратиграфических подразделений с выделением продуктивных комплексов и горизонтов.

3. Фациальный анализ, установление перспективных литолого-фациальных зон.

4. Оконтуривание минерально-сырьевых районов с учетом горно-геологических условий разработки.

5. Детализация прогнозной оценки по каждому району с определением основных направлений комплексного использования сырья на основе его технологической характеристики.

6. Разработка вариантов практического использования месторождений с привлечением геолого-экономических материалов.

В последующем изложении рассматриваются особенности образования конкретных видов минерального сырья в верхнепермских отложениях.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Невысокое содержание карбонатных пород в верхнепермских отложениях в целом — всего 18,7%, а главное — неравномерность их свойств во многих случаях создают серьезные практические затруднения. В казанских отложениях их содержание повышается до 40%. Но площадь развития морских казанских образований в поверхностных выходах составляет только 4,8% от общей площади распространения верхнепермских отложений в пределах рассматриваемой территории. Эти обстоятельства и определяют необходимость особенно внимательно изучить закономерности распределения карбонатных пород и выяснить возможности наиболее полного их использования.

Формирование верхнепермских карбонатных пород, как и полезных ископаемых, проходило в несколько этапов. В седиментогенезе формировался состав будущих пород. Фациальная обстановка, в особенности динамика водной среды, ее соленость, количество приносимого терригенного материала — все это определяло состав карбонатных илов. Значительные массы карбонатного материала возникали хемогенным путем. Это — доломитовые илы в зонах относительно повышенной солености, известковые илы в опресненных зонах.

Наиболее интенсивное карбонатообразование отмечается, естественно, в казанский век. Зона максимального карбонатонакопления была отодвинута от восточного побережья соответственно интенсивности терригенного сноса. В то же время в южной части бассейна область накопления карбонатов была ограничена развитием солеродной зоны. В мелководных участках хемогенный процесс часто осуществлялся в форме оолитообразования.

В казанский век значительное развитие получил биогенный процесс. Он определил накопление основных масс известкового материала в раннеказанское время. При максимальном сокращении терригенного питания на мелководных участках возникали наиболее благоприятные условия для развития рифовых сооружений.

На стадии диагенеза началось формирование физико-механических свойств пород. Перераспределение вещества осадков происходило в некоторых пределах, но к существенному изменению их состава не приводило. В результате общего уплотнения карбонатных осадков, они приобретали связность, получали заметную прочность.

В катагенезе продолжались процессы уплотнения и изменения пород. Иногда они достигали значительной результативности, но проявлялись дифференцированно. Менее они были развиты в однород-

ных толщах, более интенсивны на границе разнородных формаций. Поэтому мощные доломитовые толщи оставались почти неизменными, а маломощные прослои известняков среди терригенных пород нередко подвергались значительному уплотнению. Изменению способствовала пористость, сохранившаяся в породах со стадии осадконакопления, особенно в оолитовых или в органогенно-обломочных породах. Поэтому в них развивались интенсивные процессы перекристаллизации, кальцитизации, часто приводившие к коренному изменению состава пород и значительному повышению их физико-механических показателей.

Процессы гипергенеза развивались избирательно, в соответствии с конкретной геоморфологической и гидрогеологической обстановкой. Большей частью они оказывали негативное действие, уменьшая связность пород, увеличивая их скважность, расчленяя монолитные массивы и т. п. Так возникли толщи доломитовой муки, пласты разборного щебня. Немалое значение в этом процессе имели тектонические деформации, заложившие в породах сетку трещин. Брекчированию подвергались обычно маломощные пласты плотных, тонкозернистых известняков, залегающие среди терригенных пород и в современности приближенные к дневной поверхности. Явления залечивания трещин, каверн имеют небольшое развитие и заметного влияния не оказывают.

Все вышеизложенное подтверждает многостадийность формирования состава и свойств карбонатных пород. Однако важно вновь подчеркнуть, что в большинстве случаев проявляется определяющее значение первичных факторов. Фациальная обстановка, зафиксированная в петрографическом типе породы, в значительной степени определяла и все последующие ее превращения. Осуществлялось такое влияние первичных факторов через структурно-текстурные особенности осадков, заложенные в седиментогенезе.

Общее распределение карбонатных пород подчиняется рассмотренным ранее закономерностям пространственной дифференциации вещества. В составе карбонатных формаций казанского яруса карбонатных пород содержится 11,8%, в том числе известняков 5,3% относительно всего объема верхней перми. Карбонатные формации уфимского и татарского ярусов содержат известняков 1,8 и 2,4%, доломитов 1,8 и 0,9% соответственно.

В казанском ярусе наибольшее значение имеет полоса развития мелководных оолитовых и органогенно-обломочных отложений. В них наиболее широко развиты процессы катагенетической перекристаллизации и кальцитизации, существенно меняющие свойства пород. К этой же полосе приурочены и рифовые массивы. Поскольку локализация этой полосы определялась конседиментационными тектоническими движениями, постольку и унаследованные поднятия способствовали в последующем выведению на дневную поверхность значительных ее частей. К западу от этой полосы, в основном в пределах Московской синеклизы, располагается обширная область господства карбонатных пород. В северной части этой области преобладающее развитие имеют известняки.

В татарском ярусе отмечается два района повышенного содержания карбонатных пород. В Верхнекамском развиты исключительно известняки, во многих случаях конкреционные. В Поволжском районе в нижних горизонтах преобладают доломиты.

При построении общей прогнозной схемы карбонатных формаций, в пределах намеченных выше перспективных фаций, выявлялись перспективные районы путем сочетания структурно-тектонического плана с гипсометрией поверхности (рис. 59). Площади, занятые непродуктивными послепермскими образованиями (от триаса до антропогена), составляют около 49% к площади всей прогнозной карты. Весьма значительные площади (45%) заняты терригенными верхнепермскими формациями низкой продуктивности. Во многих районах они практически бесперспек-

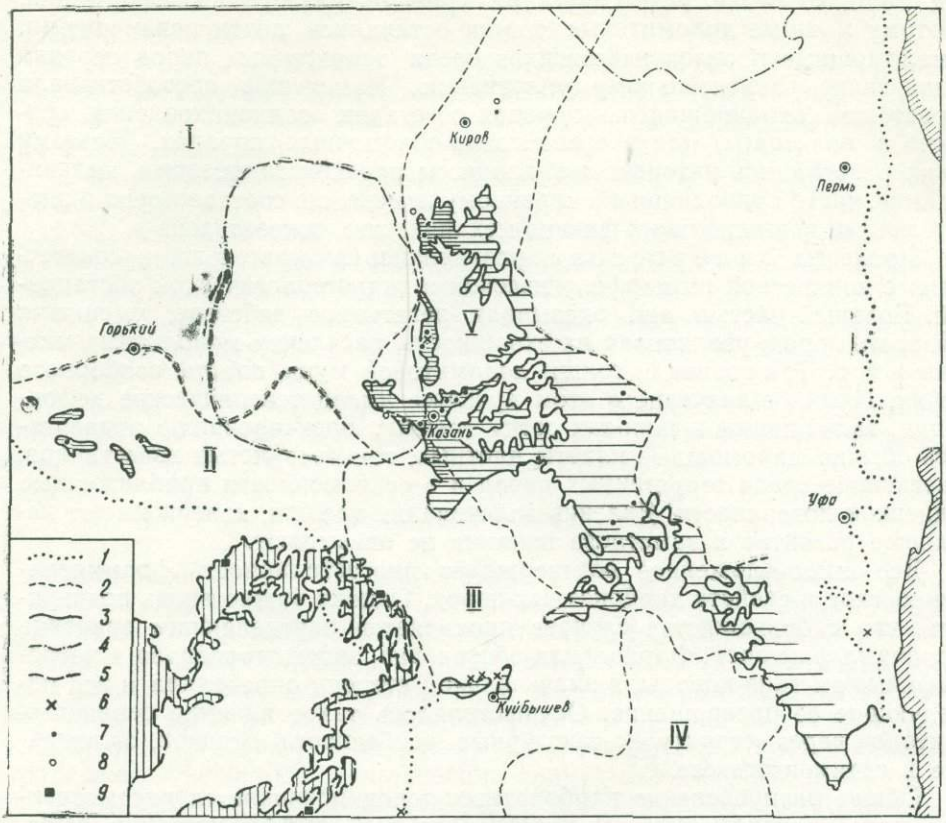


Рис. 59. Схема распределения карбонатных формаций.

1 — границы распространения верхнепермских отложений; *2* — контуры основных областей карбонатонакопления в казанский век: *I* — преобладание известняков; *II* — преобладание доломитов; III — доломиты и сульфаты; *IV* — сульфаты и соли; V — переслаивание карбонатных и терригенных пород; *3* — контуры выходов продуктивных горизонтов казанского яруса (при снятом четвертичном покрове); *4* — области преобладающего карбонатонакопления уржумского горизонта; *5* — продуктивные верхнемеловые комплексы. Основные месторождения: *6* — карбона и нижней перми; *7* — казанского яруса; *8* — татарского яруса; *9* — верхнего мела. Заштрихованы выходы казанского и верхнемелового комплексов. Не заштрихованы — непродуктивные, терригенные комплексы перми и мезокайнозоя.

тивны. Продуктивная казанская формация в поверхностных выходах занимает площадь всего лишь в 2,3% относительно всей площади прогнозной карты. Из них более половины приходится на районы развития доломитовых пород. Комплексы же наиболее высокой продуктивности (зона морских известковых осадков) обнажены крайне мало, лишь на Солигаличском поднятии.

При оценке общей продуктивности территории необходимо учитывать также наличие карбонатных формаций высокой продуктивности по периферии рассматриваемой территории. Это нижнепермские рифовые массивы на восточной окраине Русской платформы (0,01%), верхний карбон на Жигулевско-Пугачевском поднятии (0,04%) и на западе — в области Окско-Цнинского вала. Наконец, это верхнемеловые отложения Среднего Поволжья (3,2%), на которых базируется крупная цементная промышленность.

Основная область использования верхнепермских карбонатных пород — инертные материалы в строительстве. Физико-механические свойства верхнепермских карбонатных пород довольно разнообразны. Сопротивление сжатию зернистых известняков из отдельных горизонтов достигает 1800 (Акинский рудник) — 1600 *кг/см*^{2} (Морквашинский карьер). На другом «полюсе» находится доломитовая мука, не имеющая связ-

ности. Наиболее подробно физико-механические свойства пород были изучены на примере верхнеказанских отложений Приказанского района. Здесь установлена отчетливая связь этих свойств со структурными разновидностями пород (Сементовский, Дистанов, 1955).

В группе зернистых известняков наблюдается последовательное уменьшение величины объемного веса (а соответственно и сопротивления сжатию) вместе с уменьшением размера зерен. Этот ряд продолжают известняки органогенные и отрицательно-оолитовые. В обратном направлении, но столь же закономерно, происходит изменение величины водопоглощения и сопряженных значений открытой и полной пористости. Известняки оолитовые, являющиеся в значительной степени перекристаллизованными, по своим показателям близки к известнякам мелкозернистым.

В группе доломитов отмечаются аналогичные зависимости. В целом же доломиты, за исключением разновидностей уплотненного строения, характеризуются заметным снижением величин объемного веса и повышением водопоглощения по соответствующим структурным группам (Сементовский, 1955, рис. 3). Однако при равновеликом объемном весе доломиты показывают большей частью или тождественные с известняками, или повышенные значения прочности.

Среди нижнеказанских известняков не удается выявить столь же ясных зависимостей, поскольку развитые среди них структурные разности (органогенно-обломочные, органогенно-детритовые известняки, нередко переходящие в оолитовые) не разграничиваются строго между собою. Несколько особняком стоят, по своим свойствам приближаясь к оолитовым породам, водорослевые известняки и доломиты. Физико-механические свойства всех этих разновидностей в большой степени изменяются также в зависимости от развития процессов перекристаллизации пород.

Специфические условия формирования и пространственного размещения верхнепермских карбонатных формаций определяют особенности их химизма. Преобладание в ряде районов доломитовых пород создает большой дефицит в маломагнезиальных известняках. В то же время в районах развития известняков возможности их использования значительно ограничиваются наличием в них примесей терригенного материала. Поэтому наиболее дефицитно на рассматриваемой территории сырье для силикатного производства, сахарных заводов, химических производств.

Среди верхнепермских отложений имеется три комплекса, продуктивных на карбонатные породы.

1. Нижнеказанский продуктивный комплекс имеет наиболее важное значение. К нему приурочено большое количество месторождений строительного камня и щебня, имеются месторождения и действующие карьеры стенового камня. К нему же приурочены разведанные месторождения цементного сырья (Береснятское и др.), а также перспективные районы.

Из всей области развития известняков морской зоны в Московской синеклизе выходы их имеются только в Солигаличском районе. Здесь известняки образуют монолитный горизонт мощностью до 40—42 *м*. Известняки зернистые, часто органогенные, иногда переходят в ракушечник. Отличаются они низким содержанием окиси магния, высокой прочностью. Значительная часть толщи лежит ниже уровня дна речных долин.

Доломитовые отложения морской зоны на юге Горьковской области выходят на поверхность в ряде пунктов и служат объектом эксплуатации. В составе рабочих пластов, мощностью до 15—25 *м*, развиты преимущественно органогенно-обломочные и органогенные доломиты, нередко встречаются и ракушечники.

Отложения мелководно-морской зоны пользуются наиболее широким распространением в поверхностных выходах. Они протягиваются сравнительно нешироко полосой от центральных районов Оренбургской области и южных Башкирской АССР через Татарскую АССР, восток Марийской АССР на север Кировской области. На многих участках этой полосы поднятиями Татарского свода, Вятской зоны и другими продуктивные горизонты выведены на дневную поверхность. В соответствии с четкой стратификацией подъяруса, наличием терригенных прослоев и пачек, в составе комплекса выделяется четыре продуктивных горизонта.

Первый продуктивный горизонт — вторая пачка нижнеказанского подъяруса — наибольшее развитие имеет на востоке Татарской АССР. Здесь он сложен известняками органогенно-обломочными и оолитовыми, маломагнезиальными. Мощность горизонта изменяется от 2,5 до 8 *м*. Нередко пачка известняков расклинивается прослоями мергелей и глин на несколько пластов. К югу мощность горизонта уменьшается. Он замещается, частично или полностью, песчаниками и глинами. В районах Вятских поднятий в нем встречаются небольшие рифоподобные массивы. Здесь же к нему подключается смежная с запада зона более глубоководных морских известняков с глауконитом. Мощность пачки известняков в этих районах достигает местами 20 *м*. Основные месторождения: Камаевское, Элеваторное (ТАССР).

Второй продуктивный горизонт — четвертая пачка нижнеказанского подъяруса — выражен не вполне четко и самостоятельное значение имеет лишь на юго-востоке ТАССР. Здесь он сложен пачкой известняков, нередко глинистых, иногда доломитизированных, мощностью до 6 *м*.

Третий продуктивный горизонт — шестая пачка нижнеказанского подъяруса — имеет широкое распространение. Это наиболее важный, основной продуктивный горизонт в составе верхнепермских отложений. К нему приурочено большое количество месторождений строительного камня и щебня, месторождения цементного сырья.

Выходы горизонта имеются на востоке (Шугурово, Соколки) и северо-западе (Казаклар) ТАССР, на востоке МАССР (Шурга, Новый Торьял), в Кировской области (Береснята, Поповцы и др.). Слагается горизонт пачкой известняков оолитовых или органогенно-обломочных, реже зернистых. Нередко известняки доломитизированы в различной степени. Весьма важной особенностью этого горизонта в Кировской области является наличие в нем рифовых массивов, мощностью до 35 *м*, в значительной части сложенных водорослевыми известняками. На остальной площади развития горизонта мощность его составляет 3—5 *м*, возрастая на отдельных участках до 8—10 *м* (Шугурово). В Марийской АССР (Шурга и др.) за счет причленения к этому горизонту нижележащего, а возможно частично и вышележащего горизонтов общая мощность карбонатной толщи возрастает местами до 15—20 *м*.

Основные месторождения: Петровское (Куйбышевская обл.), Сугушлинское, Бакировское и др. (ТАССР), Шургинская группа, Торьяльское (МАССР), Береснятское, Поповцево-Радыгинское, Вятско-Полянское и др. (Кировская обл.).

Четвертый продуктивный горизонт соответствует пачкам «слоистого» и «ядреного камня». При мощности до 15—25 *м* горизонт слагается преимущественно доломитами, среди которых встречаются и пачки известняков (Печищинское, Морквашинское месторождения), а в Булдыре последние преобладают. Малое использование горизонта определяется его сравнительно ограниченной обнаженностью. В то же время неоднородной является и качественная характеристика.

2. Верхнеказанский продуктивный комплекс занимает второе по значению место. На нем базируется ряд карьеров строи-

тельного камня. Комплекс характеризуется абсолютным преобладанием доломитовых толщ, часто гипсированных или разрушенных.

Наиболее перспективной является мелководно-морская зона, к которой приурочены оолитовые и органогенно-обломочные породы, в значительной части подвергшиеся процессам эпигенетической перекристаллизации и кальцитизации. Развитие этих процессов во многом определяет качественную характеристику месторождений. В составе комплекса выделяется два продуктивных горизонта, наиболее характерное развитие имеющих в Приказанском районе, а также на востоке Марийской АССР.

Пятый продуктивный горизонт — объединенная пачка «серого камня» и «шиханов». Мощность горизонта от 11 до 18 *м*. Слагается он преимущественно доломитами, иногда загипсованными, с прослоями гипсов. Для доломитов характерно значительное содержание кремневых конкреций. В восточной полосе доломиты в нижней половине переходят в оолитовые породы, преимущественно известняки, мощностью до 5 *м*. Месторождения: Камаевское, Куркачинское, Чепчуговское, Макарьевское (ТАССР).

Шестой продуктивный горизонт — пачка «подлужника». Выходы его развиты в основном в тех же районах, но используется он более широко. Мощность горизонта 10—12 *м*. Слагается он также доломитами, местами загипсованными, в нижней части доломиты толстонаслоенные, с неравномерно развитыми явлениями кальцитизации, к востоку переходят в оолитовые доломиты и известняки. Основные месторождения: Бимерское, Киндерское, Акинское (ТАССР), Каркатовское, Юрдурское (МАССР) и др.

Казанские отложения в красноцветной формации — белебеевская свита — крайне бедны месторождениями карбонатных пород. Прослои известняков, а местами и доломитов располагаются преимущественно близ западной границы распространения красноцветов на нескольких уровнях, согласующихся с продуктивными горизонтами в морских фациях. Мощность их редко превышает 1 *м*, но в отдельных случаях поднимается до 4-х. Использовались лишь два месторождения: Чупаевское (ТАССР) — в основном в качестве стенового камня и Пычасское (УАССР) — на флюс.

3. Продуктивный комплекс татарского яруса распространен наиболее широко, но он весьма беден в отношении карбонатных пород. Среди песчано-глинистой красноцветной толщи карбонатные пачки прослеживаются на разных уровнях в виде маломощных горизонтов. Наиболее часто эти пачки приурочены к верхам уржумского и северодвинского горизонтов. Зоны наиболее высокой карбонатности располагаются в осевой и северо-восточной частях бассейна. Однако эти зоны существенного возрастания продуктивности не дают, так как на юге значительная их часть отличается повышенной доломитностью, а на севере малой обнаженностью.

Мощность известняковых прослоев и пачек лежит, как правило, в пределах до 1—1,5 *м*, редко поднимаясь до 2,5—3 *м*. Более мощные пачки часто являются сложными, расклиниваясь терригенными прослоями. Отмечается линзообразный характер таких участков, нередко конкреционное строение пластов. Известняки отличаются повышенными физико-механическими показателями. Однако ограниченность запасов, малая мощность продуктивных слоев препятствуют широкому использованию имеющихся месторождений.

Качественная характеристика рассмотренных продуктивных горизонтов показывает, что они в основной массе представляют собою строительное карбонатное сырье для рядовых промышленных и гражданских сооружений. При валовой разработке материал может использоваться в качестве низкомарочного бута и щебня для бетона в наземных сооружениях. Лишь при выборочной разработке на отдельных месторожде-

ниях может быть получен камень более высоких марок, пригодный для среднемарочных бетонов и неответственных гидротехнических сооружений (табл. 43). Многие месторождения, в особенности третьего горизонта, пригодны для получения естественного стенового (пильного) и архитектурно-отделочного камня. Таковы месторождения главным образом Шугуровской группы (ТАССР). Большие перспективы в указанном отношении имеют водорослевые известняки Кировской области (Советский район). Их представляют изделия из жерновогорской «опоки».

В связи с повышенным содержанием песчано-глинистых примесей в известняках большинства месторождений они относятся к классу В (по ГОСТу 5331-50) или выходят за его пределы и пригодны для производства только тощей воздушной или гидравлической извести. Доломитовые горизонты, наоборот, по указанному признаку относятся большей частью к классу А. Поэтому доломитовая товарная известь часто является более жирной, чем кальциевая. Ресурсы для обеспечения кальциевой жирной известью силикатного производства в большинстве районов за исключением Советского (Кировская область) крайне ограничены. Поэтому силикатное производство в районах развития доломитов целесообразно ориентировать на использование последних, с применением новейших достижений технологии (обжиг в «кипящем слое» и др.). В результате полуобжига доломита при температуре до 750—800° получают каустический доломит. При затворении с сернокислыми солями (хлористый или сернокислый магний) и с различными заполнителями он используется для покрытия полов, изготовления лестничных ступеней, подоконников, производства термоизоляционных материалов и т. п. (Берг, Ганелина, 1957).

В связи с доломитами следует отметить возможность их использования для производства металлического магния (Стрелец и др., 1950). Силикотермический способ дает возможность получать металл высокой чистоты и дополнительно к этому «отходы» в виде дисиликата кальция (белит), представляющие вяжущий материал. При обогреве вакуумных реторт нефтяным газом значительно снижается электроемкость производства. Перспективным решением является кооперация магниевого производства с алюминиевым в целях использования кремнистых остатков последнего.

На основе доломитов в смеси с глинами или же доломитовых мергелей возможна организация производства минеральной ваты — легковесного звуко- и теплоизолятора.

При химической переработке доломита совместно с гипсом могут быть получены, по сравнительно простой технологии, такие новые продукты, как сульфат аммония, сульфат магния, углекислый кальций.

Ресурсы цементного сырья, выявленные в Татарской и Марийской АССР, недостаточны для строительства крупного цементного завода. Перспективный интерес представляет только Береснятская группа месторождений в Кировской области.

Рассмотренные материалы показывают, что обеспеченность территории карбонатным сырьем не может считаться достаточной и она очень неравномерна по распределению. Общие ресурсы карбонатного сырья на всей территории прогнозной карты (рис. 59) по 113 месторождениям, взятым на баланс, составляют 1240 млн. $м^3$. Из них на 84 верхнепермских месторождения приходится 310 млн. $м^3$, или 25%.

Неравномерное распределение продуктивных комплексов дает возможность выделить на всей территории девять минерально-сырьевых районов.

1. Наиболее высокую продуктивность имеет, безусловно, Жигулевский район, обладающий промадными запасами верхнекаменноугольных известняков и доломитов (580 млн. $м^3$). Однако в связи с поста-

новлением об охране природы Жигулей его практическая значимость заметно снижается.

2. На восточной окраине территории, в центральной части Башкирской АССР, большие запасы высококачественных известняков для цементного производства и химической промышленности (75 млн. $м^3$) приурочены к нижнепермским рифовым массивам.

3. Ульяновский и Алексеевский районы имеют большие запасы верхнемеловых пород, обеспечивающие крупные цементные заводы. Естественно, что строительного камня эти отложения лишены. В Ульяновском районе большое значение имеют палеогеновые сливные песчаники.

В пределах основного поля распространения верхнепермских отложений имеется шесть минерально-сырьевых районов.

4. Восточно-Татарский район. Здесь развиты три продуктивных горизонта нижнеказанского подъяруса в мелководно-морских фациях. Общие запасы всех месторождений, включая шугуровскую группу и Салтыковское, — 56 млн. $м^3$.

5. Приказанский район — развиты продуктивные горизонты главным образом верхнеказанского подъяруса в мелководно-морской и частично в лагунно-морской фациальных зонах.

6. Арзамас-Муромский район. Развит нижнеказанский продуктивный комплекс в морской (доломитовой) фации.

7. Восточно-Марийский (Шургинский) район. Здесь развиты все продуктивные горизонты казанского яруса в мелководно-морской зоне

Таблица 43

Возможности использования карбонатных пород различных продуктивных комплексов

Виды материалов	Верхнекаменноугольный	Нижнепермский	Нижнеказанский 1	Нижнеказанский 2	Нижнеказанский 3	Нижнеказанский 4	Верхнеказанский 5	Верхнеказанский 6	Белебеевский	Татарский	Верхнемеловой
Стеновой камень	●	○	•●	●	●+	○	●	×●	●+	●	
Бутовый камень											
Щебень для бетонных конструкций: Гидротехнических — зоны переменного уровня	●	×								•	
Гидротехнических — прочих и наземных — увлажняемых	●	○	•	×	•	×	•	+	●	×	
Наземных — не насыщаемых водой	●	○	○	●	+	○	●	●	+	●	
Химическое сырье (известняки)	●	●			×●		••				○
Флюсы (известняки)	○	○	×						●	×	
Огнеупоры (доломиты)	○	○									
Цемент	●	●	×		○					•	●

Обозначения: ● горизонт используется,
+ используется на отдельных месторождениях,
○ использование возможно,
× использование возможно на отдельных месторождениях
• использование возможно выборочно.

Всего учтено запасов в размере 43 млн. $м^3$. Заслуживают внимания здесь также выходы нижнепермских отложений.

8. Средне-Вятский (Советский) район. Основное значение имеет третий горизонт нижнеказанского подъяруса в мелководно-морских фациях. Всего учтено запасов 30 млн. $м^3$. К этому нужно добавить около 42 млн. $м^3$ Береснятского месторождения цементного сырья. Эти запасы далеко не исчерпывают всех ресурсов Средне-Вятского района.

9. Солигаличский район. Развит нижнеказанский продуктивный комплекс в морской фации. Разведанные запасы на Бединском и Заяцком месторождениях составляют 117 млн. $м^3$.

СУЛЬФАТЫ

Формирование состава сульфатных толщ происходило полностью в седиментогенезе, в результате выпадения солей из концентрирующихся растворов. Во многих случаях, при достаточно высокой солености, происходило осаждение непосредственно безводного сульфата — ангидрита. В иных случаях он возникал уже в катагенезе при дегидратации гипса. Впрочем, процессы катагенетических метаморфоз сульфатов верхнепермских отложений были развиты относительно слабо.

Со стадией и зоной гипергенеза связаны обратные превращения — гидратация, с возникновением за счет ангидритовых толщ гипсовых залежей. Более интенсивные гипергенные воздействия приводят уже к растворению, карстованию гипсовых толщ и, наконец, полному их разрушению.

Расположение сульфатных и вообще соленосных комплексов в пределах осадочных формаций подчиняется вполне определенным зависимостям. Они приурочены к участкам области осадконакопления, имеющим наибольшее эффективное удаление от областей сноса и путей терригенного питания. В соликамское время такие участки располагались в основном близ восточной границы бассейна, в его центральных и южных частях. В шешминское время область накопления сульфатов была приурочена к Московской синеклизе, располагаясь западнее Вятской зоны. Наряду с этим близ восточного побережья возникали временами местные зоны относительного осолонения, где развивался главным образом также сульфатно-терригенный тип осадков, но с малой интенсивностью сульфатизации. В казанский век обширная область засолонения была приурочена к юго-западным и южным участкам бассейна. Сравнительно небольшая полоса осолонения была развита также с восточной стороны Вятской зоны. Для казанских отложений характерно преобладание накоплений сульфатно-доломитового типа. В нижнетатарское (уржумское) время существенная сульфатизация наблюдалась только на юго-западе, где в Нижнеокском районе развит сульфатно-терригенный тип пород.

Наибольшее практическое значение имеют сульфатные комплексы казанского яруса. Они используются в Поволжье (сульфатно-доломитовый тип) и здесь детально описаны Л. М. Миропольским (1945 б). Небольшое развитие в бассейне р. Вятки имеет сульфатно-терригенный тип. В Западной Башкирии используются гипсы соликамской свиты. Общие запасы верхнепермских гипсов — 158 млн. тонн. На крайнем востоке рассматриваемой территории — в Центральной Башкирии, в Пермской области, и на западе — в Горьковской области — разрабатываются нижнепермские гипсы. Их суммарные запасы — 489 млн. тонн.

Контуры распространения сульфатных комплексов и их суммарные мощности показаны на рис. 60 (см. также рис. 12 и 13). Из этих дан-

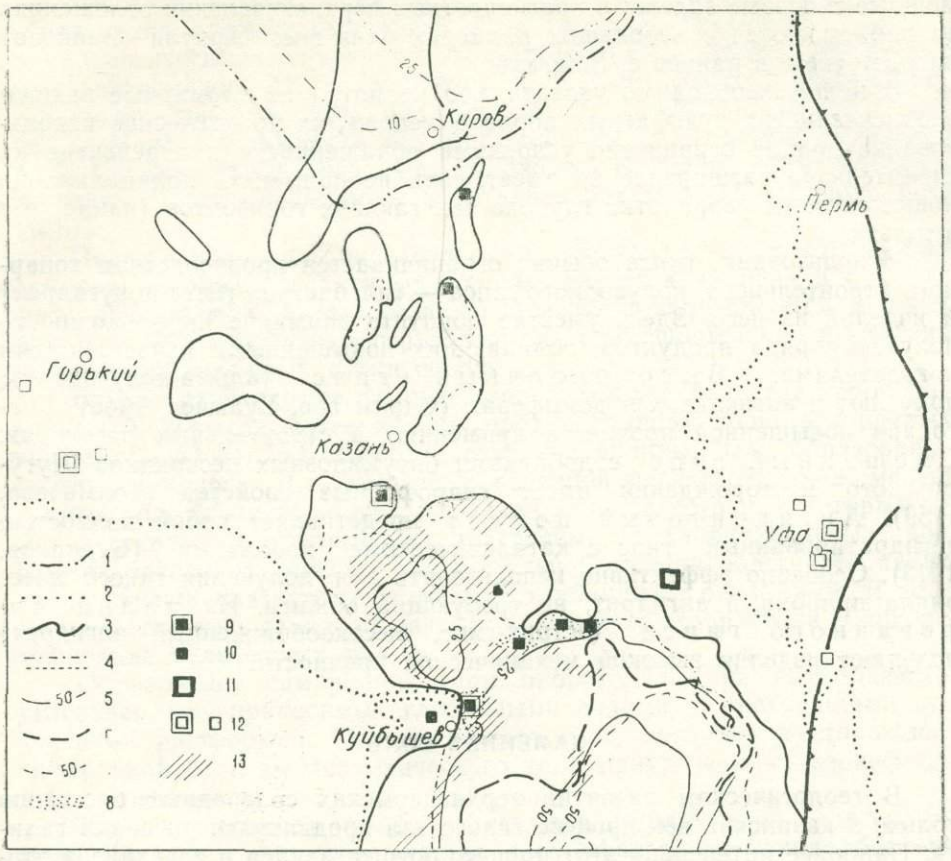


Рис. 60. Галогенные комплексы верхней перми:

1 — ангидриты шешминской свиты (контур и изолинии мощности); *2* — границы распространения казанских отложений; *3* — сульфатные залежи казанского яруса; *4* — выклинивание верхне- и нижнеказанских сульфатов; *5* — суммарные мощности сульфатов; *6* — галитовые залежи; *7* — суммарные мощности галита; *8* — участки сульфатных залежей, доступные для разработки. Месторождения гипсов: *9* — крупные, разрабатываемые; *10* — прочие (казанского яруса); *11* — соликамские; *12* — нижнепермские; *13* — перспективные площади на серу (по А. И. Отрешко).

ных видно прежде всего, что сульфатные комплексы наибольшей мощности, превышающей суммарно 50 *м*, располагаются в Бузулукской впадине. К тем же участкам приурочены и наибольшие мощности галитовых залежей. Тектоническая депрессионная зона, контролировавшая возникновение галогенных накоплений и способствовавшая их консервации в последующем, с точки зрения практического использования, становится неблагоприятным фактором. Вследствие унаследованности тектонических прогибаний основные массы сульфатов оказываются погруженными до отметок минус 300—400 *м* (по кровле гидрохимической толщи). В периферических частях депрессий обнажаются лишь маломощные краевые участки залежей, составляющие ничтожную часть их объема.

Нижнеказанский сульфатный комплекс, имеющий максимальную мощность до 40—60 *м*, на выходах представлен 5—15-метровой пачкой гипсов («исаклинские» и «сорокинские» слои). Она разрабатывается карьерами в районе г. Куйбышева и местами в среднем течении р. Сок. В верхнеказанском подъярусе наибольшее значение имеет пачка «подбоя» — известный «семисаженник», разрабатываемый (штольнями) в районе пос. Камское Устье. Мощность его не превышает 11 *м*. Горизонт в пачке «опоки» — «семиаршинник», мощностью около 4 метров, служил объектом разработки еще с дореволюционного времени. Мало-

мощные гипсовые залежи в красноцветных верхнеказанских отложениях разрабатываются в небольших размерах близ пос. Аркуля (Зайково) на р. Вятке и в районе с. Вожгалы.

В целом необходимо указать, что несмотря на громадные залежи верхнеказанских сульфатных пород в недрах, их практическое использование крайне ограничено условиями обнаженности и перспектив на значительное расширение не имеет, если не применять принципиально новые системы разработки глубоко залегающих горизонтов (наклонные штольни).

Использование гипса обычно ограничивается производством товарного строительного, полуводного гипса — «алебастра» (бета-полугидрат) и изделий из него. Здесь уместно обратить внимание на возможность получения ряда продуктов, обладающих повышенными качественными показателями. Высокопрочный гипс (альфа-полугидрат) получают в автоклавах и демпферах (Скрамтаев, Булычев, 1945), благодаря повышенной прочности применяют в строительных растворах. Смешанный гипс с добавками битуминозных песчаников Шугуровского месторождения имеет гидрофобные свойства (Толмачева, 1959). Ангидритовый цемент представляет собой полностью дегидратированный гипс с каталитическими добавками (Будников, 1943). Особенно эффективно использовать для получения такого материала природный ангидрит, не требующий обжига. Из кальцинированного гипса (эстрих-гипс, высокообожженный ангидрит) получают изделия высокой механической прочности.

КАМЕННАЯ СОЛЬ

В геологическом развитии верхнепермских солеродных бассейнов только в казанский век процесс галогенеза продвинулся до садки галита. Наиболее интенсивно этот процесс осуществлялся в середине и второй половине раннеказанского времени в пределах Бузулукской впадины. Здесь возникла галитовая линза мощностью до 100 *м*, занимающая площадь свыше 30 тыс. *км*^{2} (рис. 60).

В позднеказанское время засолонение проявлялось преимущественно в западной части Бузулукской впадины. Суммарная мощность ряда пластов соли достигает 45 *м*. На остальной территории распространения лагунно-морских отложений находки галита (отпечатков) представляют лишь минералогический интерес. Отпечатки кристаллов каменной соли зафиксированы и в нижнетатарских отложениях.

Глубина залегания основной соляной толщи в Бузулукской впадине (кровля) колеблется от 100 до 700 *м* (альтитуды от +94 до —533 *м*). При наличии в относительной близости Соль-Илецкого соляного рудника, разработка верхнепермских солей в ближайшее время рекомендована быть не может. Тем не менее для добычи способом подземного выщелачивания эти соли, безусловно, представляют определенный интерес.

САМОРОДНАЯ СЕРА

Самородная сера по времени своего образования относится не к пермской, а значительно более поздней — неогеновой эпохе. Однако на рассматриваемом регионе она приурочена исключительно к верхнепермским отложениям. Ее концентрации связаны с определенными литолого-фациальными комплексами последних. Возникновение месторождений самородной серы явилось результатом длительных стадийных преобразований, в которых пермская эпоха была начальным этапом, определившим в последующем локализацию месторождений.

Гипотеза эпигенетического (а точнее — катагенетического) серообразования впервые была высказана Н. А. Головкинским (1869) на минералогическом материале Поволжья. Она была поддержана А. Е. Ферсманом, М. Э. Ноинским и другими исследователями. Детально эта гипотеза была рассмотрена Л. М. Миропольским (1926, 1935). Наиболее обстоятельно эпигенетическую гипотезу разработал А. С. Соколов (1959, 1965). Ряд положений гипотезы, применительно к условиям Поволжья, введены и детализированы А. И. Отрешко (1960, 1965).

Первым условием, определяющим локализацию месторождений самородной серы в осадочных толщах, является наличие в них сульфатно-карбонатных комплексов. Оруденение приурочивается к площадям развития сульфатных горизонтов, но размещается оно в карбонатных пачках, смежных с гипсовыми.

Второе необходимое условие, определяющее развитие серообразования,— раскрытие потенциально продуцирующих толщ эрозионными врезами. В Поволжье наиболее глубокие долины были образованы в неогене (миоцен). Это привело к коренной перестройке режима подземных вод. Эрозионные врезы создали зоны разгрузки, к которым стали поступать глубинные хлорнатриевые и хлоркальциевые воды. Приток последних, видимо, в значительной степени облегчался наличием зон трещиноватости, связанных с глубинными разломами. В то же время в зоне инфильтрации началась карстовая переработка толщ, формирование сульфатных вод.

Образование самородной серы происходило при взаимодействии углеводородов, приносимых глубинными водами, с нисходящими сульфатными растворами. Поэтому естественно, что все месторождения самородной серы метасоматического типа приурочены к газонефтеносным провинциям.

Химизм процесса сульфатредукции в деталях пока не ясен. Возможно, в нем принимали участие и сульфатредуцирующие бактерии. На первой стадии процесса образуется углекислота и сероводород. Затем последний окисляется (кислородом, содержащимся в сульфатных водах) с выпадением серы. В парагенезе с нею осаждается кальцит, а также сульфиды тех тяжелых металлов (железо, свинец, цинк), которые имелись в водах. Наиболее интенсивно этот процесс сероотложения развивался вблизи гипсовых тел, поскольку именно здесь наиболее высокой была концентрация сульфатных растворов.

По мере удаления от эрозионных врезов уменьшается поток инфильтрационных вод. Под мощной покрышкой водоупорных пород, перекрывающих продуктивные комплексы, он прекращается совершенно. В соответствии с этим здесь затухает и процесс серообразования.

В последующем в сероносных залежах идут процессы неравномерной битумизации под влиянием дериватов нефти, которые продолжали выноситься глубинными водами. Под воздействием же инфильтрационных вод подвергаются перекристаллизации выделения кальцита и серы. Дальнейшее развитие инфильтрации ведет к усилению карстовых процессов, влекущих за собою уже постепенное разрушение серных накоплений.

Исходя из изложенных особенностей формирования серных руд, прогнозные площади в Поволжье выделяются А. И. Отрешко в пределах распространения сульфатно-карбонатных комплексов, рассеченных неогеновыми долинами и не имеющих мощной (более 50—100 *м*) покрышки водоупорных пород, но при ограниченном развитии карстовых процессов (рис. 60).

Возможность разработки залежей, находящихся ниже уровня подземных вод, путем применения метода подземной выплавки серы, значительно расширяет реально доступные сырьевые ресурсы.

МЕДНЫЕ РУДЫ

Медь является наименее подвижным компонентом специфически аридной триады: Cu — Pb — Zn. Общая историко-геологическая обстановка возникновения осадочных меденосных толщ с большой детальностью рассмотрена Н. М. Страховым (1962, III). Выявленные при этом основные особенности их генезиса в полной мере относятся и к меднорудным месторождениям Приуралья.

Месторождения пермских медных руд в Приуралье формировались под влиянием ряда процессов. Среди них основное значение имело первоначальное накопление и последующее перераспределение материала. Поступление медесодержащих компонентов в транспортируемый материал определялось, естественно, последовательным разрушением достаточно глубоких частей горного хребта, содержащих вулканогенные породы спилито-кератофировой формации (силур — девон). Корни этих месторождений в современности представлены медноколчеданной полосой Урала.

Вполне понятно, что медесодержащие речные потоки следовали преимущественно тем постоянным направлениям, которые были характерны для поздней перми Приуралья. Сопоставление их по медепродуктивности показывает, что южные направления находились в более благоприятных условиях. Такие речные системы, как Кунгурская и Бирская, дренировали горную систему на протяжении почти двух третей современного Среднего Урала (порядка 400 *км*). Поэтому концентрация растворов в их водах неизбежно усреднялась и разубоживалась. Далее, при выходе потоков на платформу, гидрохимический режим менялся постепенно, благодаря существованию системы буферных солоноватоводных бассейнов и мощной дельтовой зоны. Меденосные растворы здесь рассеивались на большой площади и терялись в массах осадков. Лишь относительно небольшая часть металла фиксировалась в месторождениях, распределенных на значительной территории. К тому же и месторождения эти довольно маломощны. По данным М. И. Липовского средние запасы рудников Казанского и Вятского округов в 3—4 раза меньше, чем в Оренбургском округе.

Существенно иными были условия в южной части территории. Здесь более широко развиты меденосные зеленокаменные породы, интенсивность же терригенного сноса с горного хребта была невелика. Речные системы охватывали сравнительно небольшие водосборные площади. Это создавало предпосылки для заметного повышения содержания меденосных растворов в их водах. Благоприятными были и условия седиментационной концентрации меди, так как зоны соленых вод в казанский век или солоноватых в татарский здесь были значительно приближены к береговой линии. По указанным причинам большая часть выносимого металла концентрировалась в месторождениях, сами месторождения оказались более богатыми и распределились на меньшей площади. Именно в силу перечисленных причин основная масса продуктивной меди — 78% всех запасов Приуралья — сосредоточена в южных частях территории — в Оренбурго-Белебеевской рудоносной области.

Значение некоторых из рассмотренных факторов отмечают также В. И. Малюга, М. И. Проскуряков, Е. И. Козлов (1967). Помимо этого они указывают, что смещение максимума меденакопления на юге в верхние горизонты связано с соответствующим перемещением умеренно аридной зоны, наиболее благоприятной для этого процесса.

Сульфат меди может существовать в растворе лишь при pH менее 6.63. Поэтому выпадение меди из раствора в виде бикарбоната начинается еще в речных водах, по мере уменьшения их кислотности. Тонкая новообразованная хемогенная взвесь могла переноситься на боль-

шие расстояния и она, видимо, играла значительную роль в общем балансе транспорта меди. Наличие в низовьях рек заболоченных участков, которые являлись источником кислых болотных вод, способствовало временной стабилизации растворов (Полянин, Изотов, 1966).

В дельтовой и мелководно-побережной зоне шел процесс интенсивной садки медных соединений. При смешении речных вод с морскими (бассейновыми) происходила нейтрализация слабо кислых вод и из раствора выпадал бикарбонат меди. Далее бикарбонат перемещался придонными течениями, пока не фиксировался в осадке в зонах восстановительной среды, создававшихся скоплениями органического материала в устьевых частях мелководных рукавов дельт, заливах и бухтах прибрежья.

Бикарбонат, выносимый в более далекие части бассейна, присоединялся к глинистой суспензии, накопление которой происходило преимущественно в понижениях дна. Такой механизм объясняет наличие связи накоплений меди в «шиферных» рудах с депрессивными участками побережья (Полянин, Горизонтова, 1939). Равным образом он определяет правомочность и одного из основных прогнозных признаков — унаследованных депрессий, принятого в поисковых работах последних лет. Однако, в соответствии с выводами Н. М. Страхова (1962, III, 73), нельзя ожидать большого развития руд подобного типа.

Глубокие изменения претерпевают меденосные накопления в диагенезе. При захоронении органического материала в осадке начинается редукция сульфатов. Иловые воды обогащаются сероводородом и все тяжелые металлы переходят в сульфидную форму. Процесс сопровождается интенсивным перераспределением сульфидов и локализацией их в горизонтах и участках, наиболее богатых органическим веществом. Эта миграция, как полагает Н. М. Страхов, имеет весьма большое развитие. Она, собственно, и ведет к формированию самих месторождений.

Процессы перераспределения меди продолжаются в катагенезе, охватывая еще более значительные массы пород. Л. М. Миропольский (1938), детально изучивший меднорудные месторождения Татарии, основное значение придавал эпигенетическим месторождениям. Катагенетическому перераспределению меди в значительной степени способствовали содовые воды, возникавшие в красноцветных толщах (Перельман, 1959 б). Локализация и размеры меднорудных концентраций в основном определялись первичным распределением органического материала. Наряду с этим нужно учитывать и возможность возникновения сероводородных геохимических барьеров за счет миграции глубинных вод, несущих углеводороды (Перельман, 1968).

При последующих изменениях месторождений в сфере гипергенеза инертные сульфиды меди вновь переходят (в зоне окисления) в подвижные сульфаты. Их перемещение осуществляется в некоторых, обычно небольших пределах, до выпадения (в зоне цементации) в виде карбонатных минералов (малахит, азурит). Возникают наиболее богатые зоны вторичного обогащения месторождений медных руд. На возможность существования погребенных древних зон вторичного обогащения обращает внимание А. И. Отрешко (1965).

На рис. 61 показана общая схема локализации меденосных площадей. В соответствии с изложенными выше положениями они располагаются в пределах миграции береговой линии моря или границы зоны повышенной солености, дальше, т. е. «мористее» полосы угленосных накоплений.

Медистые выделения наблюдаются в самых разнообразных породах: от конгломератов до известняков. Однако по массе рудоносного вещества основное значение имеют лишь два типа пород — глины и песчаники. Глины алеврито-песчаные, слабо известковистые, отличаются серой окраской, имеют почти всегда ясную тонкую наслоенность. Бла-

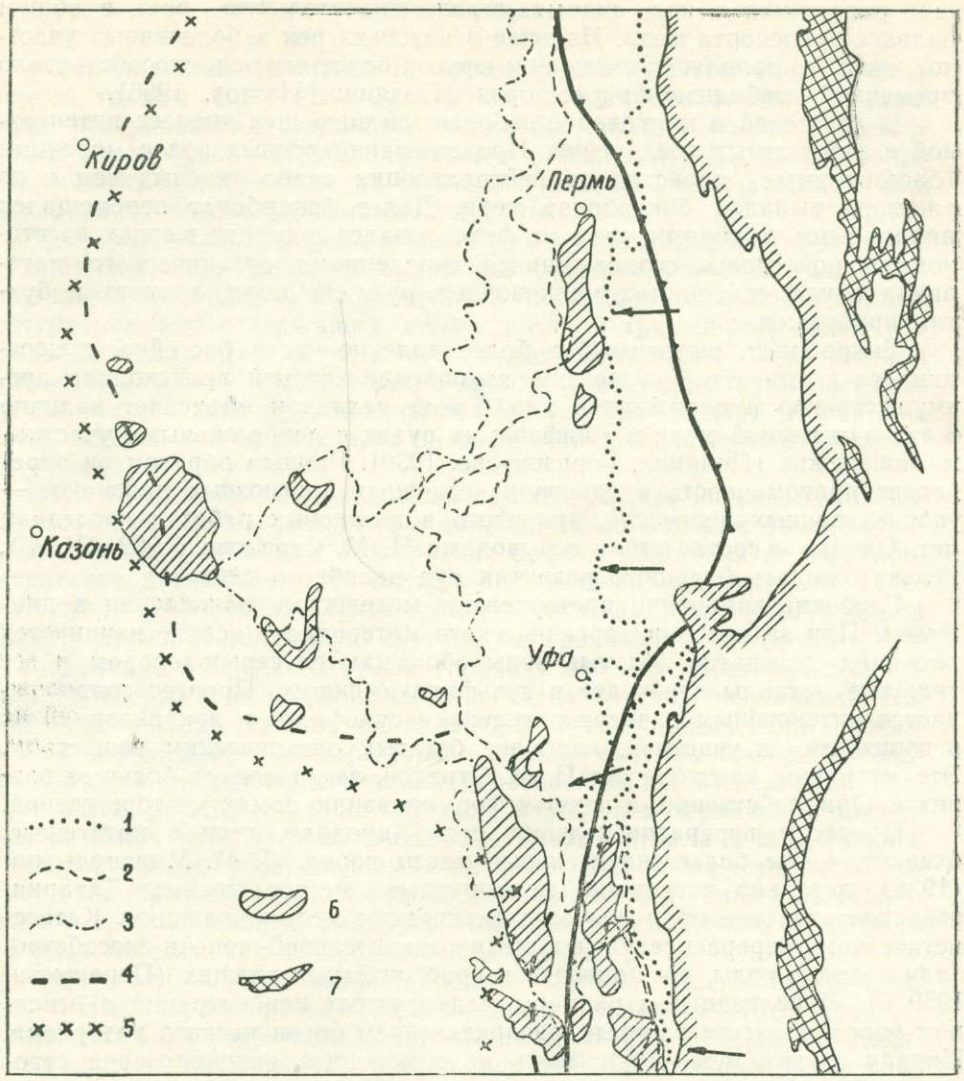


Рис. 61. Локализация меденосных площадей.

Обобщенные контуры (восточные) распространения: *1* — уфимского яруса; *2* — казанского; *3* — татарского; *4* — линия выклинивания красноцветных прослоев в нижнеказанском подъярусе; *5* — то же в верхнеказанском; *6* — меденосные площади (по данным М. И. Липовского, Л. М. Миропольского, В. А. Полянина и др.); *7* — зеленокаменные комплексы Урала.

годаря последнему обстоятельству их нередко называли «сланцами» (также «шиферные руды»). Вследствие консервативности глин, в них более полно сохранились первичные (диагенетические) рудные компоненты, представленные сульфидами меди и железа (халькозин, пирит). Наряду с ними присутствуют и вторичные продукты: малахит, азурит и др.

В песчаниках рудоносность приурочена обычно к базальным пачкам, лежащим в основании ритмов. Рудоносные песчаники преимущественно зеленовато-серого и серого, реже желтовато-серого цвета, чаще являются мелкозернистыми, полимиктовыми, имеют глинисто-известковистый цемент. В песчаниках нередко наблюдается косая наслоенность, характерно наличие растительных остатков от обугленного детрита до обломков стволов, иногда встречаются остатки наземных позвоночных

или водной фауны. Рудные выделения, входящие в состав цемента, чаще представлены вторичными минералами: малахитом, азуритом, хризоколлой, локализуются они вокруг органических остатков. Сульфидные минералы (халькозин) чаще приурочены к более глинистым участкам.

За время разработки медистых песчаников в Приуралье здесь было получено до 200 тысяч тонн меди. При этом использована значительная часть более крупных месторождений, их наиболее богатые окисленные зоны. Тем не менее ресурсы металла безусловно не исчерпаны. М. И. Липовский (1925) определяет запасы меди в учтенных им месторождениях почти в 590 тыс. тонн (до глубины 7—10 *м*). За счет более глубоких горизонтов, а также неучтенных месторождений они могут быть еще увеличены. Наибольшие запасы, по тем же данным, приходятся на Оренбургский район — 48%. Относительные запасы Белебей-Стерлитамакского района определяются примерно в 30% и Пермского в 14%. На всю остальную территорию приходится таким образом всего лишь 8% возможных запасов.

Возможность возрождения медеплавильного производства в Приуралье неоднократно привлекала внимание геологов (Тихвинская, 1961). Проводившиеся в связи с этим исследования способствовали выяснению многих деталей генезиса меднорудных концентраций. Все они подтверждали прихотливость расположения месторождений, их небольшие размеры, низкое содержание металла. Таким образом, тип месторождения определился вполне достоверно (Гаряинов, Твердохлебов, 1964).

К сожалению, ни одна работа не была посвящена рассмотрению экономических факторов. А мы не можем забывать, что именно экономика определила прекращение медеплавильного промысла в Приуралье в прошлом столетии. И это произошло именно тогда, когда началось быстрое развитие промышленного производства в стране. Сейчас мы имеем дело с теми же сырьевыми ресурсами. Резко возросла техническая вооруженность, принципиально иными стали производственные отношения. Поэтому решать проблему нужно, прежде всего, с ее экономической, а не геологической стороны.

При экономическом анализе необходимо сопоставить ряд факторов: а) большое количество мелких месторождений, ведущее к распылению сил и средств, затрудняющее создание капитальных сооружений, применение мощной техники;

б) значительное удаление рудников от центрального плавильного (или обогатительного) завода, ведущее к чрезмерному возрастанию транспортных расходов, невозможности обеспечить ритмичную работу транспорта в условиях, преимущественно, грунтовых дорог;

в) относительно малый размер медеплавильного (обогатительного) завода, определяющий высокую себестоимость переработки руды;

г) малые масштабы производства.

В связи с изложенными соображениями первоочередной задачей должен явиться примерный экономический расчет, проверка рентабельности возможного медеплавильного (или обогатительного) предприятия, базирующегося на меднорудных месторождениях Приуралья. Целесообразнее всего этот расчет произвести на примере Каргалинского бассейна как наиболее благоприятного в геологическом отношении. Тем не менее нужно заметить заранее, что одновременная разработка сотен карликовых рудников, перевозка сырой руды на многие десятки километров, в значительной части по мягким дорогам,— вот те слагаемые экономического баланса, которые тяжелым бременем лягут на себестоимость металла.

Камская угленосная провинция, располагаясь в бассейне р. Камы, тяготеет к восточным склоновым частям Татарского свода (юг Удмуртии, восток Татарии, часть Западной Башкирии). Угленакопление развивалось в раннеказанское время в пределах заболоченной плоской прибрежной равнины, часто заливавшейся опресненными водами краевой части моря (паралическо-лимнический тип). Основная масса растительного материала произрастала на месте, но в значительной степени подвергалась перемыву и переотложению. К нему присоединялся и материал, принесенный реками с суши. Углистые прослои приурочены к глинистым пачкам разреза, но часто сопровождаются прослоями листоватых известняков с фауной опресненных водоемов — остракодами и антракозидами.

Общая протяженность территории, охваченной угленакоплением, до 400 *км*, при ширине от 30 до 130 *км* (рис. 62). Наиболее полно угленакопление развивалось в Прикамье, где наблюдается отчетливая миграция его во времени с востока на запад (величина смещения 60—70 *км*). Максимумы угленакопления приходятся на начало раннеказанского времени и на его последние стадии. Эти максимумы определили накопление промышленных залежей угля, соответственно: в северной части провинции — в Голюшурме (УАССР) и в южной — в Альшеевском районе БАССР.

Рассматривая положение угленосной провинции в области осадко-

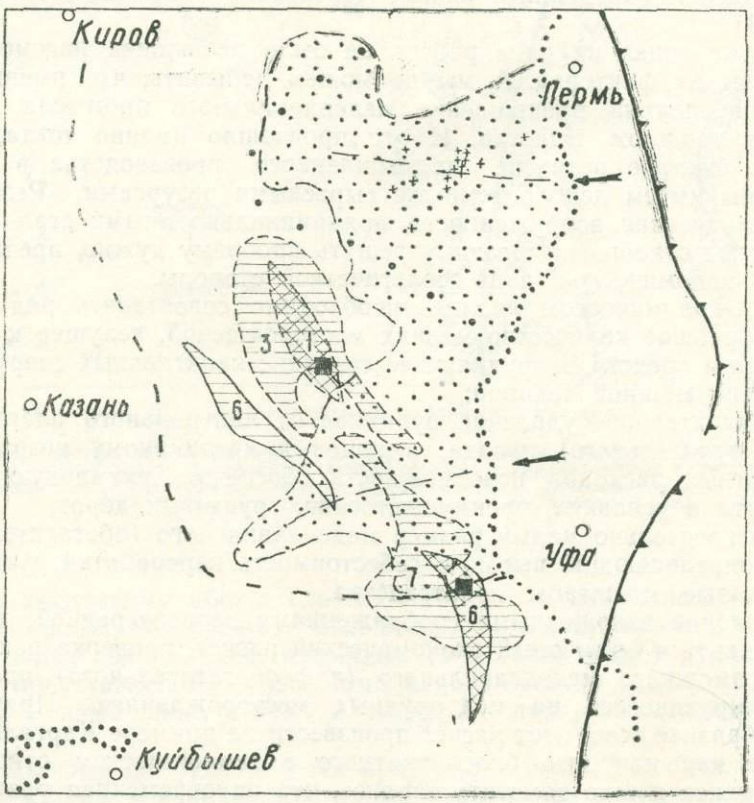


Рис. 62. Зоны угленакопления раннеказанского времени (по А. П. Блудорову) и распределение месторождений волконскоита.

Участки, покрытые точками, — зоны аллювиально-дельтовых накоплений; штриховкой — непродуктивные угленосные пачки; штриховкой в клетку — продуктивные пачки; квадраты — месторождения бурых углей; крестики — месторождения волконскоита.

* Раздел излагается в основном по монографии А. П. Блудорова (1964).

накопления, мы видим ее отчетливое тяготение к Бирскому направлению сноса. Участки наибольшего угленакопления занимают симметричное положение относительно осевой линии зоны дельтово-побережных отложений. Основной поток наносов проходил в более далекие части бассейна. По сторонам же этого потока и возникали застойные участки, благоприятные для развития растительности и накопления растительного материала. На Кунгурском направлении снос был более интенсивным и распределялся он на большей площади, поэтому здесь меньше было условий для возникновения застойных участков.

Угленосная толща в целом имеет мощность от 10 до 23 *м*. В ее составе преобладают глины, затем идут мергели, известняки, угли. Для южного участка характерно большее развитие известняков. Число пластов угля невелико, мощность их незначительна (0,05—0,6 *м*, редко до 1 *м*) и непостоянна.

Сами угли по своей природе относятся к гумусовым. Они окрашены в темно-бурый, почти черный цвет, обычно являются матовыми, слоистыми, довольно плотными. Содержание углерода (62—69% на горючую массу) и других элементов характеризует их как бурые угли. Верхнепермские угли в основной массе относятся к зольным. Преобладают высокозольные угли с зольностью 24—48% на сухое вещество. Влажность угля чаще всего равна 20—25%. Калорийность сухого угля колеблется от 3600 до 5300. Под действием воздуха происходит быстрое выветривание угля с еще большим возрастанием влажности.

В Удмуртии и Башкирии месторождения пермских углей эксплуатировались с 1939 по 1949 год для местных нужд. Они находили довольно широкое применение, особенно в годы Великой Отечественной войны, для отопления небольших предприятий, лечебных заведений, учреждений и жилых домов.

Большие количества золы, образующиеся при сжигании бурых углей, могли бы явиться основой для получения вяжущих строительных материалов. Во избежание повторной ее переработки обычно рекомендуется предварительно добавлять в топливо определенное количество известняка с тем, чтобы получаемая при этом зола соответствовала составу портланд-цементного клинкера. Расчеты, однако, показывают, что подобное производство будет обладать почти полностью замкнутым энергетическим циклом, что лишает смысла его организацию. Поскольку угленосная провинция находится на нефтяных землях, где энергетическое топливо теперь не является проблемой, практическое использование углей для этих целей уже не может ставиться на повестку дня. Тем не менее остается возможность их использования: для получения углещелочного реагента в бурении; производства водоумягчителя; приготовления удобрительных смесей (углемины и углетуки).

ВОЛКОНСКОИТ

В разряд полезных ископаемых волконскоит был введен сравнительно недавно — в 1930 г. Месторождения волконскоита приурочены к белебеевским и татарским отложениям на довольно ограниченном участке Среднего Прикамья, размером примерно 250×120 *км*. Этот район является единственным на земном шаре, где наблюдается наибольшая концентрация волконскоита (Александров, Игнатьев, Кобяк, 1940). В пределах намеченного района зарегистрировано около 25 месторождений.

Обращает на себя внимание приуроченность района группирования волконскоитовых месторождений к осевой линии Кунгурского направления сноса и к тому же максимальное приближение к области питания (рис. 62).

Рудные выделения приурочены к песчаниковым линзам с пропластками конгломерата. Они располагаются преимущественно в нижних частях линз русловых песчаников. Там, где можно наметить очертания древних потоков, выделения волконскоита концентрируются в вогнутых, т. е. затишных участках их береговой линии (Енцов, Игнатьев, Старков, 1952). Форма волконскоитовых тел довольно разнообразна. Она отвечает трещинам и пустотам во вмещающих породах. Прожилки волконскоита меняют свою мощность, иногда раздваиваются, ветвятся, располагаются по наслоенности — горизонтальной или наклонной или же секут ее. Имеются случаи залегания волконскоита в подошве конгломерата, на неровной поверхности подстилающих его глин. Мощность таких выделений 5—25 *см*. Весьма часто волконскоитовые тела имеют стволовидную форму, замещая древесные стволы или обломки древесины. Длина их достигает 17 *м*.

Концентрации хромового галлуазита — волконскоита, с содержанием Cr_2O_3 до 20% (по некоторым данным — до 34%), возникали в результате стадийно протекавших процессов. Первоисточником хрома служили гипербазитовые массивы Урала и связанные с ними хромитовые месторождения. Интенсивное разрушение этих комплексов было связано с усилением поднятий горного хребта в казанский век. В составе терригенного материала хромшпинелиды выносились на равнину и захоронялись в песчаных русловых накоплениях. На этот источник хрома указывал еще П. И. Кротов (1902). Хотя Л. В. Пустовалов и считает, что стойкий хромит не мог участвовать в эпигенетических превращениях, А. Е. Ферсман (1939, 125) допускает такую возможность. В. В. Александров, Н. А. Игнатьев и Г. Г. Кобяк полагают, что основным источником хрома являлись продукты разрушения фемических минералов гипербазитов, которые, очевидно, характеризовались повышенным содержанием хрома. Безусловно, наибольшие количества всех акцессориев накапливались вблизи устьевых частей протоков. По мере же дальнейшего переноса материала происходило все большее его измельчение, распыление хромсодержащих минералов, распределение их по все большему объему пород. Усиливалось также химическое растворение в процессе переноса. Именно эти факторы и привели к тому, что на определенном удалении от источника сноса дисперсность и рассеяние материала достигали такой степени, что концентрационные процессы не могли оказать свое воздействие.

Эпигенетическая подвижность хрома довольно ограниченна. Но в условиях относительно повышенных концентраций органических кислот, под их воздействием, в восстановительной обстановке происходило химическое перераспределение хрома. Наиболее интенсивно процесс развивался, вероятно, в катагенезе. Помимо хрома мигрантом являлся кремнезем, частично железо. Со всей массы пористых песчаных осадков растворы стягивались к остаткам древесины, замещая ее.

Миграция хром-кремнеземных растворов, вероятно, происходила в некоторых размерах и на стадии раннего гипергенеза. Волконскоит выделялся по трещинам и пустотам в форме плоских косых линз и неправильных тел. Фиксации его здесь способствовало проникновение по трещинам гуминовых кислот. Песчаники мало пористые, с обильным карбонатным цементом, не имели благоприятных условий для интенсивной миграции растворов. Поэтому в них образования волконскоита обычно не происходило.

Отсутствие месторождений волконскоита на других направлениях сноса, кроме Кунгурского, вероятно, следует объяснить тем, что там ареалы гипербазитового оруденения в позднепермскую эпоху еще не были вскрыты.

Запасы, оцененные только по некоторым из числа известных месторождений волконскоита, определены, примерно, в 400 тонн. Первая

опытная добыча была произведена Л. В. Пустоваловым в 1926 г. на Петиловском месторождении — было добыто около 2,5 тонны минерала. В последующем, до 1935 г., на месторождениях Самосадкинском, Лапшинском и некоторых других разными организациями было добыто в общей сложности около 40 тонн волконскоита. Выход его колебался от 5 до 45—65 *кг* на 1 куб. *м* породы. Наибольшая добыча за сезон была в 1935 г. (Самосадкинское месторождение, 11 тонн).

Известными в настоящее время месторождениями, безусловно, далеко не исчерпывается фактическое их наличие. Л. В. Пустовалов (1928 б) призывал к широким поискам новых месторождений на пространстве от г. Перми до г. Сарапула. Для обеспечения этой работы им была составлена специальная инструкция — памятка.

Добытый волконскоит, помимо лабораторных исследований, использовался главным образом в лакокрасочной промышленности на предприятиях Урала и Приуралья. Волконскоит обладает также исключительно высокими пермутоидными свойствами, отличается от других водоумягчителей кислотостойкостью, отсутствием пептизации. Объемная емкость поглощения определена в 1640 тонно-градусов на 1 $м^3$.

Основную ценность волконскоит представляет, разумеется, в качестве красящего пигмента. В 1927 г. была выпущена партия масляной краски: «Зеленая земля — минерал волконскоит». По отзывам специалистов она «подобна тем ценным земельным краскам, которые употреблялись художниками Возрождения и нашими русскими мастерами старых школ» (цит. по Н. А. Игнатьеву, 1964). Яркость и глубина окраски волконскоитового пигмента должны привлечь внимание художественных организаций. При сравнительно небольших затратах на разработку может быть получен красочный материал для особо качественных художественных работ.

ПАЛЫГОРСКИТ

Этот минерал имеет широкое распространение в уржумском горизонте, главным образом, Горьковского Поволжья. Установлен же он был впервые Т. Савченковым на территории Пермской области в 1860 г. (р. Поповка). Под названием «горной кожи» скопления палыгорскита были известны в начале XVIII века.

Палыгорскит — магнезиальный алюмосиликат поясного типа структуры, основной представитель одноименной группы. Характеризуется он преимущественно спутанно-волокнистой структурой. Составляющие его компоненты накапливались в седиментогенезе, в условиях заметного засолонения и обогащения магнезиальными соединениями. Синтез их в палыгорскит из аморфных веществ начинался, вероятно, в раннем диагенезе. Образование палыгорскита продолжалось и в эпигенезе, вплоть до стадии раннего гипергенеза в магнезиальных алевритовых глинах, обычно в присутствии гипса. Таким путем возникали тонкие пленки палыгорскита в зальбандах секущих жилок селенита или замещения гнезд зернистого гипса в глинах. Видимо, гипс играет каталитическую роль. Одновременно с образованием палыгорскита происходит также частичное разложение гипса, с выделением кальцита. В сульфаты же, выносимые растворами, связывается железо глинистого материала.

Палыгорскит, известный также под названиями «горная кожа», «горная пробка» и др., является хорошим теплоизолятором, хорошим адсорбентом, обладает также полирующей способностью. Однако попыток его практического использования в каком-либо из указанных направлений неизвестно.

Особо нужно обратить внимание на возможность использования палыгорскитовых глин для приготовления промывочных жидкостей.

Последние устойчивы к коагулирующему действию электролитов и бурение идет без дополнительных реагентов (Круглицкий, 1966).

В татарском ярусе Горьковского Поволжья (уржумский горизонт) зафиксировано несколько десятков местонахождений палыгорскита. Они располагаются по правому берегу р. Волги вплоть до г. Лысково, а также на р. Оке у г. Горбатова. В наиболее крупных месторождениях на последнем участке имеется 3—4 прослоя мощностью 0,15—0,25 *м*, а местами и до 0,8 *м*. Разработка возможна только подземным способом, в связи с чем ни одно из известных местонахождений не может быть рекомендовано к практическому использованию.

ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Конгломераты, песчаники, алевролиты и глины в совокупности составляют около 70% всего объема верхнепермских отложений. В поверхностных же выходах терригенные формации занимают свыше 95% площади их развития. На огромных территориях пермские терригенные отложения являются теми материнскими породами, на которых развивался почвенный покров. На этих же территориях осуществляется хозяйственная деятельность человека, часто использующего подручные, местные материалы для всякого рода насыпей, дамб, заграждений, отсыпок и т. п. Обеспечение всех этих работ большей частью не требует каких-либо специальных геологических исследований и не предъявляет к сырью особых требований. Ниже мы отметим лишь те случаи, когда названные породы используются, становятся полезными ископаемыми, в силу присущих именно им свойств.

Конгломераты. Практическое значение имеют аллохтонные конгломераты с преобладанием кремнистых пород, порфиритов и других прочных пород уральского происхождения. Они встречаются на разных уровнях. Наиболее распространены горизонты, залегающие в основании казанского яруса, в основании верхнеказанского подъяруса (пачка «подбоя»), на разных уровнях в татарском ярусе — в северодвинских и вятских отложениях. Основное питание все эти горизонты получали с Кунгурского направления. Иногда такие залежи доступны непосредственной разработке для нужд местного дорожного строительства. Таковы в Удмуртской АССР месторождения Лонки-Ворцы, Бобья-Уча и др. Качество и размеры подобных месторождений повышаются в том случае, если залежи подверглись некоторой переработке в последующем. Вероятно, таковы месторождения Тюрлеминское, Урмарское и другие в правобережье р. Волги.

Наиболее совершенное обогащение галечно-гравийного материала происходит при полной переработке коренных залежей в четвертичное время. Начался этот процесс, вероятно, в неогене, местами продолжается он и сейчас. Река Кама, являясь равнинной рекой, не может (и не могла) переносить на сколько-нибудь значительные расстояния грубообломочный материал. Между тем в ее аллювии на определенных участках появляется такой материал. На Нижней Каме крупные русловые гравийные залежи возникли за счет размыва плиоценовых накоплений. На Средней Каме источником гравийно-галечного материала служили верхнепермские отложения. Подобные залежи имеются в районе Нытвы, Осы, Нечкино. В первых двух пунктах размывается нижнеказанский базальный горизонт, обладающий наиболее крупным материалом (валуны до 35 *см* в поперечнике). Запасы русловых месторождений исчисляются десятками миллионов кубометров. Они являются основной базой гравийно-галечного сырья на рассматриваемой территории.

Песчаники. В объеме верхнепермских отложений в целом песчаники составляют около 16%, в отдельных же зонах превышают 60%. Использование песчаников весьма незначительно и направлено

по двум линиям. Первое — разработка слабо цементированных разностей песчаников для получения песка. На востоке Татарии разведано около 70 подобных месторождений, главным образом в верхнеказанских и татарских отложениях. Суммарные их запасы около 22 млн. $м^3$. Многие из этих месторождений довольно широко использовались для изготовления строительных кладочных и штукатурных растворов. Но в связи с наличием на зернах глинисто-железистых пленок необходимо производить улучшение качества (обогащение) песков в промывочных барабанах и классификаторах.

Песчаники с достаточно прочной цементацией развиты незначительно, главным образом в нижнеказанских и уфимских отложениях. Они используются в относительно небольших количествах для промышленного и гражданского строительства в качестве бутового камня, а при возведении вспомогательных сооружений и стенового.

Малоизученным вопросом является наличие древних россыпей тяжелых минералов в аллювиально-дельтовых верхнепермских отложениях. Между тем на возможность обнаружения таких россыпей (вольфрамита, шеелита, циркона) обращает внимание В. А. Передериев (1945). Вполне очевидно, что такие россыпи будут локализоваться вблизи намеченных выше направлений сноса, прежде всего Кунгурского. При четвертичном перемыве древних россыпей возможно образование более богатых концентраций.

Алевритово-глинистое сырье. Алевролиты среди верхнепермских отложений составляют 13%, глины 38%; в красноцветных формациях соответственно 17 и 46%. Несмотря на столь большие объемы эти породы в качестве полезных ископаемых не имеют почти никакого практического значения. Алевролиты глинистые по своему гранулометрическому составу пригодны для изготовления кирпича. Однако они не имеют преимуществ перед имеющимся почти всюду сырьем четвертичного возраста. Впрочем, в формировании последнего немалое значение имело переотложение тех же верхнепермских пород. Лишь в единственном случае близ г. Котельнича алевритово-глинистое сырье татарского возраста (северодвинский горизонт) используется непосредственно на небольшом кирпичном заводе.

Некоторые пачки глин, особенно в татарском ярусе, содержат минимальное количество алевритового материала и почти лишены карбонатного. Такие глины обладают довольно высокой дисперсностью и пластичностью. Однако малая мощность таких пачек (не более 3 $м$), непостоянный состав не позволяют рекомендовать их для широкого использования. Более низким качеством обладают казанские и уфимские глины. Тем не менее уфимские глины Шугуровского месторождения в военные годы использовались для изготовления буровых растворов.

Как следует из вышеизложенного, непосредственное практическое использование терригенных отложений верхней перми крайне ограничено. Качество сырья заметно повышается в результате его последующего переотложения. И роль верхнепермских пород в этом отношении пока еще не учтена в достаточной мере. Наконец, необходимо указать и на то, что верхнепермские терригенные комплексы представляют собою поверхностные отложения на громадных территориях. Следовательно, они накладывают свой отпечаток и на развитие рельефообразующих процессов и на формирование почв. Вероятно, они влияют на различные стороны деятельности человека гораздо больше, чем мы можем это сейчас предположить.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование представляет опыт использования фациального анализа для детализации истории геологического развития региона и выяснения основных закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых в целях их прогноза.

Большой фактический материал, накопленный по верхней перми, дал возможность, и даже сделал необходимым, применить при его обобщении простейшие приемы количественной обработки литологических данных, которые в значительной степени способствовали выявлению ряда особенностей палеогеографии позднепермской эпохи.

В основу этих приемов количественной обработки положены литологические спектры, использование которых рекомендовано и унифицированной методикой составления литолого-фациальных карт. Новым является расчет и последующее картирование условного коэффициента — модуля литологического состава (литомодуля). Последний рассматривается в качестве палеогеографического коэффициента, который определяет эффективное (т. е. равнодействующее) удаление разреза от области питания. Карты изолиний литомодулей, а также и другие количественные построения использовались при составлении литолого-фациальных карт. По этим же картам произведены подсчеты объемов пород и масс осадочного материала для оценки интенсивности седиментационного процесса и его эволюции во времени.

Седиментация в позднепермскую эпоху осуществлялась в условиях сочетания аридного климата с активной тектонической обстановкой, направленно воздействовавшей на процессы осадконакопления. Основной особенностью седиментационного процесса было широкое развитие терригенных, преимущественно красноцветных формаций. Постепенными взаимопереходами они были связаны с карбонатными и соленосными.

Терригенная седиментация развивалась в крупных, но мелководных бассейнах постоянно менявшейся конфигурации. Более или менее обширные части этих бассейнов временами (уфимское и уржумское время) подвергались осолонению. Значительное развитие среди красноцветных образований имели аллювиально-дельтовые отложения, иногда простиравшиеся далеко в глубь области седиментации. В казанский век накопление красноцветных пород происходило в краевых, опресненных частях морского бассейна. Терригенные сероцветные накопления были приурочены преимущественно к зонам морского прибрежья и мелководья. В казанский век развивались и наиболее резко выраженные лагунные зоны, где отлагались мощные толщи сульфатов и галита. Наиболее полное развитие этот процесс имел в раннеказанское время.

Количественные построения и расчеты позволили выявить резкую локализацию терригенного сноса, приуроченность его к нескольким постоянным направлениям — речным системам. Пятью восточными направлениями различной, менявшейся во времени интенсивности было

внесено в позднепермские бассейны седиментации более 80% всего терригенного материала. Остальная его часть принесена с запада, преимущественно в татарский век. Все эти направления, само расположение которых определялось тектоническими факторами, имели исключительно большое влияние на распределение в позднепермских бассейнах осадочного материала, существование разнообразных фаций и соответственно возникновение определенных минеральных концентраций.

В эпигенетических превращениях накопленного осадочного материала формируется и видоизменяется состав и свойства пород и минеральных концентраций. Но во всех этих процессах, начиная с диагенеза и вплоть до гипергенных изменений, в той или иной степени сказывается влияние первичной природы осадка, фациальных условий его накопления. Это обстоятельство имеет важное значение в прогнозных построениях.

Технологические свойства полезных ископаемых (пород или минеральных концентраций), т. е. их химико-минералогический состав, строение, физико-механические свойства формировались постепенно. Разные стадии геологического процесса по-разному влияли на становление этих свойств. Направляющей же в большинстве случаев оставалась фациальная обстановка, несмотря на то, что в эпигенезе зачастую происходило не только улучшение технологических свойств, но иногда и возникновение самих минеральных концентраций. Естественно, что технологические свойства, их вариации определяют практические возможности использования сырья. Изучение стадийных преобразований полезных ископаемых имеет важное значение в деле их освоения.

Задача последующих исследований заключается в дальнейшем развитии количественных методов фациального анализа. Карты литомодулей, распределения осадочного материала, фациальные, составленные для всего позднепермского бассейна Русской платформы, позволят получить новые выводы по истории геологического развития. Особенно интересным представляется трассирование направлений сноса с Балтийского щита, выявление роли Тимана, детализация сложной истории развития Печорской впадины. Точное выявление направлений сноса и транспорта терригенного материала должно явиться основой для упорядочения обширных, но разнородных материалов по микропетрографическим компонентам.

Важной задачей является дальнейшая разработка методики прогноза месторождений полезных ископаемых на основе количественного фациального картирования разнообразных осадочных комплексов различных тектонических регионов.

ЛИТЕРАТУРА

Александров В. В., Игнатьев И. А., Кобяк Г. Г. Волконскоит Прикамья. — Уч. зап. Пермск. унив., т. IV, в. 3, 1940.

Апродов В. А. Тектогенез, как проявление геологической формы движения материи. В кн.: Философские вопросы геологич. наук, М., изд. МГУ, 1967.

Архангельская Н. А., Григорьев В. Н. Условия образования солеродных зон в открытых морских водоемах на примере эвапоритового нижнекембрийского бассейна Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1960.

Архангельский А. Д. Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия, произведенных экспедицией института геологии и минералогии. В кн.: *Проблемы Волго-Каспия, сб. 2, 1934.*

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, ч. 1. Поздний докембрий и палеозой. М. — Л., Госгеолтехиздат, 1961.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. II. М., 1969.

Афанасьев Т. П. Нижнеказанские отложения Чебоксарского Поволжья. — Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. III, 1948.

Бадер О. Н. Первоначальное заселение Урала человеком. — Уч. зап. Пермск. унив., т. 5, в. 2, 1947.

Балуховский Н. Ф. Природа (теория) геологической цикличности. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. 32, в. 6, 1957.

Бархатова В. П., Кашеварова Н. П. Пермь юго-восточного склона Южного Тимана. В кн.: Геология и геохимия, № 1, Л. — М., Гостоптехиздат, 1957.

Батанова Г. П. О фациях нижнеказанского бассейна в Южной части Горьковской области. — Изв. Казанск. ФАН СССР, сер. геол., № 2, 1954.

Батурин В. П. Литолого-палеогеографическое исследование уфимских отложений юго-восточной Татарии и соседних районов. — Тр. Инст. нефти АН СССР, т. III, 1954.

Беккер И. Средневолжская сера в прошлом. ОНТИ, 1935.

Беленьков И. В., Игнатьев Н. А. Волконскоит (исторический очерк открытия и изучения); часть первая. — Тр. Ест.-Научн. инст. при Пермск. унив., т. X, в. 3—4, 1952.

Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. — Тр. инст. геол. наук АН СССР, в. 76, 1944.

Белоусов В. В. Пути развития наук о Земле. В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., «Наука», 1964.

Блом Г. И. О маркирующих горизонтах и стратиграфии татарских отложений Горьковского Поволжья. — Докл. АН СССР, т. 86, № 2, 1952.

Блом Г. И. О возрасте конгломерато-глинистой толщи бассейна рек Керженца, Линды, Ведомости и Серги. — «Советская геол.», № 4, 1960.

Блудоров А. П. Геологическое строение бассейна р. Мензелы в ее верхнем и *среднем течении. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 97, кн. 3—4, 1937.*

Блудоров А. П. Угленосные отложения района Ижевского устья на р. Каме. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 98, кн. 5—6, 1938.

Блудоров А. П. История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы. М., «Наука», 1964.

Борисов А. А. Палеоклиматы территории СССР. Л., изд. ЛГУ, 1965.

Бороздина З. И. Стратиграфия и палеогеография пермских отложений северной части Волго-Уральской области. — Тр. Всесоюзн. науч.-иссл. геол.-разв. нефт. инст., в. 25, 1959.

Бороздина З. И., Горошкова В. А., Горнштейн Н. А., Макарова Т. В. Основные закономерности в распределении фаций пермских отложений северной и восточной частей Волго-Уральской области и сопредельных районов. — Тр. Всесоюзн. науч.-иссл. геол.-разв. нефт. инст., в. 31, 1960.

Бороздина З. И., Горошкова В. А., Горнштейн Н. А., Макаро-

ва Т. В. Сопоставление разрезов казанских отложений и некоторые замечания по границе между подъярусами. В кн.: Стратигр. схемы палеозойск. отлож. Пермь. М., Гостоптехиздат, 1962.

Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. — Тр. инст. геол. наук АН СССР, в. 115, 1952.

Бушинский Г. И. О направлениях в литологии. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1951.

Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.

Вассоевич Н. Б. Опыт классификации прямоугольных графиков для расчленения и сопоставления разрезов осадочных образований. В кн.: Геологический сборник, в. 1, Гостоптехиздат, 1951.

Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. В кн.: Геология и геохимия, в. 1, Гостоптехиздат, 1957.

Вахрушев Г. В. Строительные материалы минерального происхождения Башкирии. Уфа, Башгосиздат, 1936.

Винокуров В. М. Литология белебеевских отложений востока Татарии. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 115, кн. 16, 1955.

Вистелиус А. Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. М. — Л., изд. АН СССР, 1961.

Вистелиус А. Б., Романова М. А. Красноцветные отложения полуострова Челекен. М. — Л., изд. АН СССР, 1962.

Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. — «Геол. и геофиз»., № 12, 1963.

Вологдин А. Г. Фациограммы — новый способ графического оформления стратиграфических разрезов. — Докл. АН СССР, т. 40, № 8, 1943.

Гаряинов В. А., Твердохлебов В. П. О медистых песчаниках Оренбургского Приуралья. В кн.: Вопр. геол. Ю. Урала и Поволжья, в. 2, ч. 2, Саратов, 1964.

Геология и полезные ископаемые Татарской АССР. Казань, 1940.

Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части камско-волжского бассейна. — Матер. для геол. России, т. I, 1868.

Горшков Г. П. О геологической форме движения материи. В кн.: Философские вопросы геологич. наук, М., изд. МГУ, 1967.

Горькова И. М., Душкина Н. А., Рябичева К. Н. Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза. В кн.: К познанию диагенеза осадков, М., изд. АН СССР, 1959.

Григорьева А. Д. Продуктиды казанского яруса Русской платформы и условия их существования. — Тр. Палеонтол. инст. АН СССР, т. 92, 1962.

Гусев А. К. Биостратиграфия татарского яруса Горьковско-Казанского Поволжья по фауне пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Автореферат дисс. канд. геол.-минер. наук. Казань, 1955.

Данчев В. И. Опыт литологического изучения нижней части отложений татарского яруса Казанского Поволжья. Тр. инст. геол. наук АН СССР. в. 87, 1947.

Егерев В. В. Перспективы развития производства стройматериалов на местном сырье. В кн.: Недра социалистического Татарстана. Казань, изд. ред. «Красная Татария», 1931.

Егоров Е. Н. О некоторых формах аккумулятивного берега, связанных с продольным перемещением наносов. — Докл. АН СССР, т. 80, № 5, 1951.

Егоров М. Т. Нерудные строительные материалы Чувашии. — Уч. зап. н.-и. инст. языка, лит., истории и экон. Чув. АССР, в. 20, 1960.

Енцов Г. И., Игнатьев Н. А., Старков Н. П. К геолого-петрографической характеристике волконскоитовых месторождений Прикамья. — Записки Всесоюзн. Минер. общ., ч. 81, в. 3, 1952.

Ефимова А. М. Черная металлургия города Болгара. — Материалы и исследования по археологии СССР, т. 61, 1958.

Ефремов И. А. О стратиграфии пермских красноцветов СССР по наземным позвоночным. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1952.

Ефремов Ю. С. Местные строительные материалы Кировской области, Киров, кн. изд., 1960.

Живчикова Е. А. Минерально-сырьевые ресурсы строительных материалов Горьковской области. Горький, кн. изд., 1959.

Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М.-Л., ГОНТИ, 1932.

Закономерности размещения и пути использования строительного минерального сырья на востоке Татарии. — Тр. Казан. ФАН СССР, в. 4, 1957.

Залкинд Г. М. Очерк истории горнозаводской промышленности Татарстана в XVII—XVIII веке. — Тр. Общ. изуч. Татарстана, т. I, 1930.

Засыпкина Н. А. Казанский ярус зоны Алатырско-Горьковского поднятия.— Тр. Моск. филиала Всес. науч.-иссл. нефт. геол.-разв. инст., в. 3, 1953.

Зеккель Я. Д. К стратиграфии и палеогеографии казанского яруса. — Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. 31, в. 3, 1956.

Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. I. Волновые процессы. М. — Л., изд. «Морской транспорт», 1946.

Иванова З. П., Веселовская М. М. и др. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Волго-Уральской области. В кн.: Вопросы геологич. строения Украинской ССР и Волго-Уральской области. Прилож. к № 7 журн. «Геология нефти», Гостоптехиздат, 1958.

Игнатьев В. И. Погребенный рельеф пермского времени в Нижнеокском районе. — Докл. АН СССР, т. 84, № 5, 1952.

Игнатьев В. И., Тихвинский И. Н. Казанский ярус бассейна Верхней Вятки от устья р. Чепцы до с. Сырьяны. — Уч. зап. Казан. унив., т. 114, кн. 3, 1954.

Игнатьев В. И. Строение казанского яруса по профилю Муром — Горький — Киров — Глазов. — Докл. АН СССР, т. 105, № 5, 1955.

Игнатьев В. И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы, ч. I, II. Казань, Унив., 1962, 1963.

Игнатьев В. И. О возрасте шугуровских гудронных песчаников. В кн.: Геол. Поволжья и Прикамья, в. 2, 1969.

Игнатьев Н. А. Волконскоит (исторический очерк открытия и изучения), часть вторая. — Уч. зап. Пермск. унив., № 121, 1964.

Ильясова А. С. Литологические особенности лингуловой толщи в Закамье.— Уч. зап. Киргиз. унив., сер. геол. в. 1, 1955.

Иностранцев А. А. Геологические исследования на севере России в 1869—1870 гг. (отчет СПб общ. естествоисп.). СПб, 1872.

Иностранцев А. А. Геология. Общий курс. Дополнение к т. 5, в. 2, СПб, «*Земля и люди*», 1884.

Исаева Н. А. К палеогеографии нижнеказанского времени центральной части Русской платформы. — Тр. Свердлов. горн. инст., № 22, 1955а.

Исаева Н. А. К вопросу стратиграфии верхнепермских отложений бассейна верхней Камы (Северное Приуралье). — Тр. Свердловск. горн. инст., № 22, 1955б.

Калинин Н. Ф., Халиков А. Х. Итоги археологических работ за 1945—1952 гг. — Тр. Казан. ФАН СССР, сер. истор. н., 1954.

Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.—Л., изд. АН СССР, 1947.

Кассин Н. Г. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 107-й Вятка — Слободской — Омутнинск — Кай. — Тр. Геол. ком., в. 158, 1928.

Каштанов С. Г. К характеристике разрезов казанского яруса восточной части Марийской АССР. — Уч. зап. Казан. унив., т. 110, кн. 5, 1950.

Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В. О классификации терригенных и терригенно-карбонатных пород. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 5, 1955.

Кленова М. В. Процессы осадкообразования в полярных морях. М.—Л. Изд. Главсевморпути, 1945.

Кленова М. В. Основные закономерности морского осадкообразования. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.

Кленова М. В. Современное осадкообразование в Каспийском море как результат геологического развития Каспийской впадины. В кн.: Матер. Всес. совещ. по изуч. четвертичн. периода, т. 2, 1961.

Кованько Н. Д., Ларионова Е. И., Софроницкий П. А. Кунгурские и казанские отложения Пермского Прикамья. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1939.

Кованько Н. Д. Новые данные по корреляции разрезов пермских отложений Оренбургской области. В кн.: Стратигр. схемы палеозойских отлож. Пермь. М., Гостоптехиздат, 1962.

Кочеткова Н. М. Стратиграфическое расчленение верхнепермских отложений западной Башкирии по фауне остракод. В кн.: Вопр. геол. вост. окраины Русской плат. и Ю. Урала, в. 4, Уфа, изд. Баш. ФАН СССР, 1959.

Краснопольский А. А. Общая геологическая карта России. Лист 126. Пермь—Соликамск. — Тр. геол. ком., т. III, № 1, 1889.

Крашенинников Г. Ф., Ронов А. Б., Хаин В. И. Состояние и методика составления палеогеографических карт в СССР и в зарубежных странах. Тезисы докл. V литол. совещ. Новосиб., 1961.

Крашенинников Г. Ф. Принципы выделения и классификации осадочных формаций. В сб.: Геол. формации, Л., 1968.

Крижевская Л. Я., Халиков А. Х. Каменный инвентарь поселений эпохи бронзы в Казанском Поволжье. — Тр. Казан. ФАН, сер. гуманитарн. наук, в. 2, 1959.

Кром И. И. О контактовой зоне между породами казанского и татарского ярусов. — «Пробл. советской геологии», т. I, № 3, 1934.

Кром И. И. Седиментация и палеогеография отложений, слагающих территорию Горьковского и Кировского краев. — Записки Горьков. отдел. Моск. общ. испыт. природы, *Горький*, 1936.

Кром И. И. К вопросу о генезисе пестроцветной толщи (татарского яруса). — Записки Всерос. Минер. общ., ч. 66, № 3, 1937.

Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани. — Тр. Казанск. общ. естеств., т. 50, в. 6, 1925.

Кротов П. И. Геологические исследования по Волге между Нижним Новгородом и Казанью. — Тр. Казанск. общ. естеств., т. 11, в. 1, 1882.

Кротов П. И. Геологические исследования в ЮЗ-ной части Вятской губернии (ЮВ-ная часть 89-го листа десятиверстной карты России). — Изв. Геол. ком., т. 11, № 3, 1892.

Кротов П. И. Геологические исследования в басейне р. Чепцы, в Вятской губернии. — Изв. Геол. ком., т. 14, 1895.

Кротов П. И. Волконскоит из Ухтыма. — Записки Петерб. Минер. общ., ч. 40, в. 1, 1902.

Кротов П. И. Западная часть Вятской губернии в пределах 89 листа. — Тр. Геол. ком., в. 64, 1912.

Круглицкий Н. Н. Промывочные жидкости на основе палыгорскита.—В кн.: Физ.-хим. механ. почв, грунтов, глин и строит. материалов. Ташкент, «Фан», 1966.

Крупин В. И. Верхнепермские отложения Сарапульского Прикамья. — Учен. зап. Казанск. унив., т. 111, кн. 6, 1951.

Крыжановский В. И. Месторождения волконскоита Вятской и Пермской губернии. — Тр. Инст. прикл. минер., в. 36, 1928.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Васильсурский уезд (отчет Нижегородскому губернскому земству). — Матер. к оценке земель Нижегородской губ. Естеств.-историч. часть, в. 9, 1885.

Липовский М. И. Медные руды Западного склона Урала. — «Горн. ж.», № 8, 1925.

Люткевич Е. М. Стратиграфия верхнепермских отложений Камского Приуралья. — Тр. Всесоюзн. науч.-иссл. нефт. геол.-разв. инст., в. 39, 1951.

Лихарев Б. К. Обзор литературы по верхнепермским отложениям Европейской России за истекшее десятилетие (1910—1919 гг.), Пг., Геол. ком., 1920.

Ломтадзе В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации. — Докл. АН СССР, т. 102, № 4, 1955.

Мазарович А. Н. Стратиграфия континентальных пермских образований бассейна Волги и Вятки. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. 12, в. 1, 1934.

Мазарович А. Н., Фениксова В. В. История исследований пермских отложений Русской платформы и Приуралья. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., в. 11, 1949.

Макарова Т. В. Пермские отложения центральных областей Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Макарова Т. В., Горнштейн Н. А. Пермские отложения.— Тр. Всесоюзн. науч.-иссл. геол.-разв. нефт. инст., в. 10, 1958.

Малиновский Ю. М. Проблема синфазной стратиграфии. — Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., № 5, 1963.

Малышева О. Н. Казанские отложения Кизнерского левобережья р. Вятки.— Уч. зап. Казанск. унив., т. 121, кн. 9, 1961.

Малюга В. И., Проскуряков М. И., Козлов Е. И. Прогнозные данные к поискам экзогенных месторождений меди в Приуралье. В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Оренб. обл., в. 1, Челябинск, Ю. Уральск. издат., 1967.

Материалы новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. I. Новосибирск, кн. изд., 1955.

Медведев В. С., Айбулатов Н. А. Применение «меченого» песка для изучения перемещения морских наносов. — Изв. АН СССР, сер. геогр. № 4, 1956.

Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. — Тр. геологич. инст. АН СССР, в. 65, 1962.

Миропольская Г. Л. Некоторые данные к литологии уфимских отложений в Татарской АССР. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 5, 1955.

Миропольский Л. М. К генезису целестина в пермских отложениях окрестностей г. Казани и С-В России. — Тр. Казанск. общ. естеств., т. 51, в. 4, 1926.

Миропольский Л. М. Полезные ископаемые северо-восточной части Чувашской Республики. В кн.: Материалы комиссии экспед. исслед., в 10, Чувашская Респ., сб. 1, 1929.

Миропольский Л. М. К изучению генезиса месторождения серы у села Сюкеева в Татреспублике. — Изв. Моск. Геол. Геодез. треста, т. 3, в. 2, 1935.

Миропольский Л. М. Медные руды в пермских отложениях ТАССР и их генезис. — Учен. зап. Казанск. унив., т. 98, кн. 1, 1938.

Миропольский Л. М. О флюорите и флюоритсодержащих породах в пермских и верхнекаменноугольных отложениях Татарии и Чувашии. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1941.

Миропольский Л. М. Недра Татарской АССР и проблемы использования полезных ископаемых. — «Природа», № 1, 1942.

Миропольский Л. М. Ресурсы недр Марийской АССР и перспективы их использования. — «Природа», № 5, 1943.

Миропольский Л. М. О микрослюдистости среди отложений татарского яруса в районе д. Водолеево — Мариинский Посад — д. Новинская Чувашской АССР. — Уч. зап. Казан. унив., т. 104, 1944 а.

Миропольский Л. М. Полезные ископаемые в Мордовской АССР и перспективы их использования. — «Природа», № 5—6, 1944 б.

Миропольский Л. М. Минерально-сырьевая база Удмуртской АССР и пути ее использования. — «Природа», № 1, 1945 а.

Миропольский Л. М. Гипс и ангидрит в пермских отложениях Татарской АССР и возможности их использования. — Уч. зап. Казан. унив., т. 105, кн. 2, 1945 б.

Миропольский Л. М. О цикличности в осадконакоплении среди верхнеказанских отложений в Татарии. — Докл. АН СССР, т. 58, № 5, 1947.

Миропольский Л. М. О стратиграфической самостоятельности уфимских отложений в Татарии. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 1, 1950 а.

Миропольский Л. М. О зоне и корах выветривания в Татарии. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 1, 1950 б.

Миропольский Л. М. Топогеохимическое исследование пермских отложений в Татарии. М., изд. АН СССР, 1956.

Миртова А. В., Дмитриев П. В. Геологическое строение района с. Сокольих Гор на р. Каме. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 96, кн. 3, 1936.

Морозов Н. С. О некоторых передовых идеях в работах Н. А. Головкинского и И. Ф. Синцова. Из истории русской геологической науки. — Уч. зап. Саратовск. унив., т. 45, 1955.

Наливкин В. Д. Соликамская свита — важный маркирующий горизонт Приуралья. — Докл. АН СССР, т. 72, № 1, 1950.

Наливкин В. Д. Методика составления фациальных карт. В кн.: Геологический сборник, в. 2, Л. — М., Гостоптехиздат, 1953.

Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Методика составления литолого-палеогеографических карт платформенных и геосинклинальных областей. В кн.: Тезисы докладов пятого всесоюзн. литологич. совещ. Новосибирск, 1961.

Наливкин В. Д., Верещагин В. Н. и др. Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М., Гостоптехиздат, 1962.

Наливкин Д. В. Научные результаты пермской конференции. — «Пробл. советской геол.», № 7, 1937.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I, II. М. — Л., изд. АН СССР, 1956.

Наливкин Д. В. Геология СССР. М. — Л., изд. АН СССР, 1962.

Незимов В. Н. О стратиграфическом объеме нижнеказанского подъяруса в восточной Татарии. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Нечаев А. В. Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России. — Тр. Казанск. общ. естеств., т. 27, в. 4, 1894.

Нечаев А. В. Геологические наблюдения между рр. Демой и Белой в области 129-го листа десятиверстной карты Европейской России. — Изв. Геол. ком., т. 15, 1896.

Нечаев А. В. Геологические наблюдения в юго-восточной части 129-го листа десятиверстной карты Европейской России. — Изв. Геол. ком., т. 16, 1897.

Нечаев А. В. Казанский и Уфимский ярусы пермской системы. — «Геологич. вестник», т. I, № 1, 1915.

Нечаев А. В. Верхнепермские отложения. — В кн.: Геология России, т. II, ч. V, в. 3, Пг., изд. Геол. ком., 1921.

Нечитайло С. К., Веселовская Н. И., Скворцова Е. Н. Материалы по геологии Городец-Ковернинской тектонической зоны. Л., Гостоптехиздат, 1959.

Никитин С. Н. Экскурсия в область рек Сока, Кинели и в некоторые попутные приволжские местности. — Изв. Геол. ком., т. 5, 1886.

Никитин С. Н. Геологические наблюдения вдоль линии Самаро-Уфимской железной дороги. Цехштейн и татарский ярус. — Изв. Геол. ком., т. 6, 1887.

Никишин В. И. Периодичность осадконакопления и установление принципов ритмостратиграфии на примере верхнепалеозойских отложений Урало-Поволжья. — Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. 37, в. 4, 1962.

Ноинский М. Э. Разрез пермской толщи, выступающей на правом берегу р. Волги близ д. Печищ против г. Казани. — Тр. Казанск. общ. естествоисп. т. 32, в. 6, 1899.

Ноинский М. Э. Некоторые данные относительно строения и фациального характера казанского яруса в Приказанском районе. — Изв. Геол. ком., т. 43, № 6, 1924.

Ноинский М. Э. Полезные ископаемые Татреспублики. — «Труд и хозяйство», № 6—7, 1929.

Ноинский М. Э. Краткий очерк истории изучения недр Татарской республики. В кн.: Геол. и полезн. ископ. Тат. респ., Казань, 1932.

Обручев В. А. К вопросу о способе передвижения более грубых осадков вдоль берегов водных бассейнов. — Изв. Томск. технол. инст., т. 13, в. 1, 1909.

Озерский Н. О месторождениях серы в Приволжском крае. Сб. Петерб. Минер. общ. в память пятидесятилетия его существ., 1867.

Орешкин К. П. Месторождения волконскоита в Свердловской области и Удмуртской АССР. — «Мин. сырье», № 2, 1937.

Осипова А. И., Слюсарева А. Д. Казанские отложения по рекам Пинеге и Кулою и их сопоставление с отложениями Вятского вала и Волжско-Камского района. — Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв. № 8, 1958.

Отрешко А. И. Палеогеографический критерий поисков осадочных месторождений самородной серы и возможности его использования — Тр. инст. горнохим. сырья, в. 6, 1960.

Отрешко А. И. Вопросы неотектоники и рудообразования в Поволжье, Западном Приуралье и Прикаспии. — «Литол. и полезн. ископ.», № 1, 1965.

Паланг И. Б. Стратиграфическое сопоставление разрезов верхнепермских красноцветных отложений по остракодам. — Докл. АН СССР, т. 119, № 1, 1958.

Паланг И. Б. Остракоды уфимской свиты и красноцветных отложений казанского яруса северо-западной Башкирии. — Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. 34, № 5, 1959.

Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1956.

Передериев В. А. Некоторые вопросы геологии верхнепермских отложений Среднего Прикамья. — Докл. АН СССР, т. 49, № 3, 1945.

Перельман А. И. Катагенез. — Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1959 а.

Перельман А. И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа «медистых песчаников». — Тр. инст. геол. рудн. м-ний, петрогр., минер. и геохим., в. 28, 1959 б.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968.

Полянин В. А., Горизонтова И. Н. Медные руды Кировской области. — Тр. Киров. обл. н.-и. инст. краевед., в. 12, 1939.

Полянин В. А., Изотов В. Г. Минералогия и геохимия медных руд Вятско-Камской полосы. — Уч. зап. Казан. унив., т. 126, кн. 2, 1966.

Попов В. И. Фациально-петрографические принципы выделения и классификации осадочных формаций. Тез. докл. IV литол. совещ. Ташкент, изд. АН УзССР, 1959.

Пустовалов Л. В. Волконскоит. — Тр. инст. прикл. минер., в. 36, 1928 а.

Пустовалов Л. В. Месторождения волконскоита в Камском Приуралье. В кн.: Мат. по изуч. Камск. Приур., в. 1, Пермь, 1928 б.

Пустовалов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху. — «Пробл. советской геологии», № 11, 1937.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М. — Л., Гостоптехиздат, 1940.

Разумовский Н. К. Запасы меди в медистых песчаниках и перспективы их использования. — Вестн. Геол. ком., № 3, 1929.

Распопов Г. В. Некоторые данные о фациальном изменении казанского яруса на крайнем востоке Татарской республики. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 94, кн. 1, 1934.

Ратеев М. А. О соотношении аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенеза. — «Литол. и полезн. ископ.», № 2, 1964.

Рачитский В. И. О сопоставлении татарских отложений Русской платформы. — Вестн. ЛГУ, № 18, сер. геол., геогр., № 3, 1957.

Рачитский В. И. Татарский ярус и татарский век Куйбышевско-Оренбургской нефтегазоносной области. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. н. ЛГУ, 1958.

Рачитский В. И. Палеогеография юго-востока Русской платформы в татарском веке. — Уч. зап. Куйбыш. пед. инст., в. 22, 1959.

Рекшинский Л. Г. Рассеянный палыгорскит в татарских породах нижнего течения Оки. — Вестн. МГУ, сер. 4, геол., № 5, 1963.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г. Л., 1965.

Решения пермской конференции ВНИГРИ. Л. — М., Гостоптехиздат, 1950.

Решения совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М., Гостоптехиздат, 1962.

Ронов А. Б. Объемный метод изучения колебательных движений земной коры в применении к истории колебательных движений Европейской части СССР. — Изв. АН СССР. сер. геол., № 1, 1949 а.

Ронов А. Б. Герцинский цикл осадконакопления Русской платформы и Урала в цифрах. — «Советская геология», № 39, 1949 б.

Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы. — Тр. геол. инст. АН СССР, в. 4, 1956.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе. — «Литол. и полезн. ископ.», № 6, 1969.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. М., Гостоптехиздат, 1959.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Рыбаков Ф. Ф. Стратиграфия и сопоставление разрезов пермских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. В кн.: Стратигр. схемы палеозойск. отлож. Пермь, М., Гостоптехиздат, 1962.

Самоделкин Н. С. Полезные ископаемые Кировской области. Киров. ОГИЗ, 1942.

Саркисян С. Г. О возможном возрасте уфимских пестроцветных отложений Башкирского Приуралья. — Докл. АН СССР, т. 51, № 8, 1946.

Саркисян С. Г. К вопросу о возрасте соликамского горизонта Молотовского Приуралья. — Докл. АН СССР, т. 58, № 9, 1947.

Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. М. — Л., изд. АН СССР, 1949.

Селивановский Б. В. Белебеевская свита Среднего и Нижнего Прикамья. — Учен. зап. Казанск. унив., т. 97, кн. 3—4, 1937.

Селивановский Б. В. Верхнепермские отложения центральной части Вятского вала — Уч. зап. Казанск. унив., т. 115, кн. 16, 1955.

Сементовский Ю. В. Литологический анализ отложений верхней части татарского яруса района Чебоксарского Поволжья.— Докл. АН СССР, т. 60, № 4, 1948.

Сементовский Ю. В. Литологический анализ отложений татарского яруса центральной части Волжско-Камского края. — Докл. АН СССР, т. 65, № 1, 1949.

Сементовский Ю. В. Рациональная форма литологических колонок. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 1, 1950.

Сементовский Ю. В. Принцип Головкинского в применении к татарскому ярусу. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 3, 1954.

Сементовский Ю. В., Дистанов У. Г. К характеристике местного строительного камня. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Сементовский Ю. В., Незимов В. Н. Минерально-сырьевые ресурсы Татарской АССР для организации цементного производства. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Сементовский Ю. В. Карбонатные породы Казанского Поволжья и некоторые закономерности их размещения. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 5, 1955.

Сементовский Ю. В. Таблицы для минералогических пересчетов в литологии. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 8, 1959.

Сементовский Ю. В., Незимов В. Н. Нижнеказанские образования Кировской области и возможности их использования в качестве цементного сырья. — Изв. Казан. ФАН СССР, сер. геол., № 7, 1959.

Сементовский Ю. В., Латыпов Н. Г., Незимов В. Н. Вопросы прогнозирования месторождений карбонатного сырья Среднего Поволжья. — Геол. инст. Казан. ФАН СССР, Казань, 1961, депонир.

Сементовский Ю. В. О границе между уфимскими и нижнеказанскими отложениями в Прикамье. В кн.: Стратигр. схемы палеозойск. отлож. Пермь, М., Гостоптехиздат, 1962 а.

Сементовский Ю. В. Нижнеказанские отложения на востоке Русской платформы и особенности их образования. — Докл. АН СССР, т. 147, № 2, 1962 б.

Сементовский Ю. В. Пути терригенного питания верхнепермских бассейнов. — Докл. АН СССР, т. 156, № 6, 1964.

Сементовский Ю. В. К методике составления литолого-фациальных карт. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 124, кн. 10, 1965.

Сементовский Ю. В. О положении подъярусной границы в казанском ярусе. — Тр. Геол. инст., Казань, в. 26, 1970 а.

Сементовский Ю. В. К методике пересчетов химических анализов. — Тр. Геол. инст., Казань, в. 26, 1970 б.

Слюсарева А. Д. Экологическая характеристика бентоса некоторых участков раннеказанского моря Русской платформы. — Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., № 3, 1959.

Смирнов А. П. Археологические памятники на территории Марийской АССР. Козьмодемьянск, Маргосиздат, 1949.

Соболев В. Г. Полезные ископаемые Татреспублики. Казань, Тат. геол.-разв. трест, 1932.

Совещание по осадочным породам, в. 2, М., изд. АН СССР, 1955.

Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. — Тр. инст. горнохим. сырья, в. 5, 1959.

Соколов А. С. Сероносность Русской платформы. В сб.: Рудоносн. Русск. платф., М., «Наука», 1965.

Соколов Д. И. Курс геогнозии, ч. I—III. 1839.

Сократов Г. И. К истории так называемого закона Вальтера о формировании слоистой структуры осадочных пород. — Докл. АН СССР, т. 62, № 4, 1948.

Сократов Г. И. Из истории русской геологии второй половины XIX в. — Зап. Ленингр. горн. инст., т. 15—16, 1949.

Соловьев Ю. Я. Возникновение и развитие палеогеографии в России. — Тр. Геол. инст. АН СССР, в. 147, 1966.

Солодухо М. Г. Казанские отложения бассейна р. Немды. — Учен. зап. Казан. универс., т. 114, кн. 3, 1954.

Солодухо М. Г. Стратиграфическое распространение некоторых групп ископаемых беспозвоночных в казанских отложениях центральной и южной частей Марийско-Вятских поднятий. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 116, кн. 14, 1956.

Солодухо М. Г. Нижнеказанские отложения центральной и южной частей Марийско-Вятских поднятий. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 123, кн. 5, 1963.

Старков Н. П. Петрографическая характеристика каменных орудий Хуторской стоянки. — Уч. зап. Пермск. унив., т. XII, в. 1, 1960.

Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Страхов Н. М. Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом. В кн.: Образ. осадков в соврем. водоемах, М., АН СССР, 1954 а.

Страхов Н. М. Диагенез современных морских и озерных отложений и превращение их в осадочные породы. В кн.: Образ. осадков в соврем. водоемах. М., АН СССР, 1954 б.

Страхов Н. М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1958.

Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. — Докл. АН СССР, т. 125, № 2, 1959.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, тт. I—III, М., изд. АН СССР, 1960—1962.

Стрелец Х. Л., Тайц А. Ю., Гуляницкий Б. С. *Металлургия магния*. М., Металлургиздат, 1950.

Тагеева Н. В. Изучение диагенеза осадков некоторых морей. В кн.: XXI межд. геол. конгр. Докл. советск. геол., 1960.

Тазитдинов А. З. Данные о размыве верхнеказанских отложений Казанского Поволжья. — Тр. Всесоюзн. науч.-иссл. геол.-разв. нефт. инст., в. 20, 1959.

Татарский В. Б. О номенклатуре и классификации карбонатного материала по размеру зерен. — Вестн. ЛГУ, № 24, сер. геол., геогр., в. 4, 1959.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Тихвинская Е. И. О возрасте так называемого уфимского яруса и стратиграфическом значении медистых песчаников. — Записки Всесоюзн. Минер. общ., ч. 62, № 2, 1933.

Тихвинская Е. И. Пермь — Волга. Международный XVII Геологический Конгресс, 1937 г. Пермская экскурсия. Северный маршрут, Л. — М., ОНТИ, 1937.

Тихвинская Е. И. Геология и полезные ископаемые Приказанского района. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 99, кн. 3, 1939.

Тихвинская Е. И. Уфимская свита Европейской части СССР. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 101, кн. 1, 1941.

Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы. (К столетию пермской системы — 1841—1941 гг.), т. I. — Уч. зап. Казанск. унив., кн. 4, 1946.

Тихвинская Е. И. Основы палеогеографии востока Русской платформы в верхнепермское время. — Докл. АН СССР, т. 64, № 2, 1949.

Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы, т. II. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 112, кн. 2, 1952.

Тихвинская Е. И. Геологическая история и палеогеография нижнеказанского времени для территории Татарской республики. — Уч. зап. Казанск. унив., т. 114, кн. 8, 1954.

Тихвинская Е. И. Проблемы стратиграфии пермских отложений (к вопросу об объеме и характере границ нижнеказанского подъяруса в пределах ТАССР). — Уч. зап. Казан. унив., т. 115, кн. 16, 1955.

Тихвинская Е. И. Геологические предпосылки к возможностям возрождения меднорудной промышленности на востоке ТАССР. В кн.: Итог. научн. конфер. Казан. унив. за 1960 г. Казань, изд. Казан. ун-та, 1961.

Тихвинская Е. И. (выступление в прениях). В кн.: Стратигр. схемы палеозойск. *отлож. Пермь. М., Гостоптехиздат, 1962.*

Тихвинский И. Н. К вопросу о возрасте соликамской свиты. — ДАН СССР, т. 124, № 5, 1959 а.

Тихвинский И. Н. К характеристике рельефа пермской суши юга Татарии и прилегающих районов. — Докл. АН СССР, т. 125, № 3, 1959 б.

Тихвинский И. Н. К характеристике перерыва в осадконакоплении на грани казанского и татарского веков в Ульяновском Поволжье. В кн.: Матер. 1-й конфер. молодых научных работн. г. Казани. № 1, изд. Казан. ун-та, 1959 в.

Тихвинский И. Н. Строение и условия образования нижнеказанских отложений Ульяновского Поволжья. — *Изв. Казанск. ФАН СССР, сер. геол., № 7, 1959* г.

Тихвинский И. Н. Нижнеказанские отложения востока Казанского Закамья (междуречье Большого и Малого Черемшана). — Докл. АН СССР, т. 147, № 5, 1962.

Тихомиров В. В. К истории установления пермской системы. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Тихомиров С. В. Об основном законе осадконакопления. — Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., т. 35, № 6, 1960.

Траутшольд Г. А. Основы геологии, ч. 3. Стратиграфия. СПб., 1877.

Труды 3-го всесоюзного совещания по литологии и минералогии осадочных пород. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1962.

Тукмаков Л. А. К вопросу о стратиграфическом объеме нижнеказанского подъяруса верхней перми в платформенной части Оренбургской области. В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископаемым Оренбург. обл., в. 1, Ю. Уральск. издат. 1967.

Успенский Б. А. Полезные ископаемые северо-западной части Чувашской

республики. В кн.: Матер. комиссии экспедиц. исслед., вып. 10, Чувашская респ., сб. 1, Л., изд. АН СССР, 1929.

Ферсман А. Е. Геохимия России. Л., Химтехиздат, 1922.

Флоренский В. П. Об особом методе построения седиментационных кривых и их использовании для корреляционных целей. — Докл. АН СССР, т. 57, № 8, 1947.

Форш Н. Н. Казанский ярус в окрестностях г. Куйбышева. В кн.: Матер. по геол. пермск. сист. Евр. части СССР, Л. — М., Гостоптехиздат, 1940.

Форш Н. Н. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья. В кн.: Геология Поволжья, Л. — М., Гостоптехиздат, 1951 а.

Форш Н. Н. Палеоэкологические закономерности распределения фауны казанского времени в Среднем Поволжье. В кн.: Геологич. сборник № 1, Л. — М., Гостоптехиздат, 1951 б.

Форш Н. Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. — Тр. Всесоюзн. науч.-иссл. нефт. геол.-разв. инст., в. 92, 1955.

Форш Н. Н. Мелководные морские и лагунные отложения Казанского бассейна на востоке Русской платформы. В кн.: Дельт. и мелков. морские отложения. М., АН СССР, 1963 а.

Форш Н. Н. О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока Русской платформы по комплексу литолого-стратиграфических, палеомагнитных и палеонтологических данных. — Тр. Всесоюзн. науч.-иссл. нефт. геол.-*разв. инст., в. 204, 1963 б.*

Фредерикс Г. Н. Уржум — Глазов — Нолинск. Общая геологическая карта Евр. части СССР, лист 108, М. — Л., Геолиздат, 1931.

Фредерикс Г. Н. Верхний палеозой западного склона Урала. — Тр. Госуд. геол.-разв. управл., в. 106, 1932.

Фролова Е. К. Ратовкит в нижнеказанских отложениях Куйбышевского Поволжья. — Тр. инст. Гипровостокнефть, в. 2, Куйбышев, 1959.

Хабаков А. В. Очерки по истории геологоразведочных знаний в России, часть первая, М., изд. Моск. общ. испыт. прир., 1950.

Хабаков А. В. *Об основных вопросах методики составления палеогеографических* карт. — Тр. Всесоюзн. геол. инст., т. 72, 1962.

Хаин В. Е. Исследования формаций как метод палеотектонического анализа. Тезисы докл. IV всесоюзн. литол. совещ., Ташкент, изд. АН УзССР, 1939.

Халиков А. Х. Материалы к изучению истории населения Среднего Поволжья и Нижнего Прикамья в эпоху неолита и бронзы. — Тр. Марийск. археол. эксп., т. 1, Йошкар-Ола, Маркнигоиздат, 1960.

Халфин Л. Л. Осадочные геологические формации в стратиграфическом аспекте. — «Советская геол.», № 10, 1959.

Хейсканен К. И. О моделировании динамических систем осадконакопления. В кн.: Физич. и химич. процессы и фации. М., «Наука», 1968.

Чеботарев А. И. Общая гидрология. Л. Гидрометиздат, 1960.

Чеклецов. Геогностические исследования во втором участке Пермских заводов. — «Горн. ж.», ч. 4, кн. 10, 1832.

Чепиков К. Р. О границе верхней и нижней перми на Русской платформе. — Докл. АН СССР, т. 61, № 2, 1948.

Чепикова И. М. Стратиграфия и фации нижнеказанских отложений Бугурусланского Заволжья. В кн.: Рефераты н.-и. работ за 1945 г. ОГГН АН СССР. М. — Л., изд. АН СССР, 1947.

Чепикова И. М. Литолого-фациальная характеристика нижнеказанских отложений Волго-Уральской области. — Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., т. 29, в. 3, 1954.

Чердынцев В. А. Материалы по микрофауне казанского яруса пермской системы. — Уч. зап. Каз. унив., т. 97, кн. 3—4, 1937.

Чердынцев В. А., Попов Е. Е., Миртова А. В., Тихвинская Е. И. Краткий геологический очерк Белебеевского кантона БАССР. — «Хозяйство Башкирии», Уфа, 1929.

Чердынцев В. А. Краткий очерк развития геологических знаний в Казанском университете в дореволюционный период 1804—1917 гг. — Уч. зап. Казан. унив., т. 114, кн. 9, 1954.

Чернов А. А. Геологическое исследование Окского косогора около проектированного тоннеля в г. Нижнем Новгороде, выполненное в 1915 г., М., 1917.

Черноморский Н. В. Геологическое исследование западной части Елабужского района Татарской республики: В кн.: Геол. и полезн. ископ. Тат. респ. Казань, Татиздат, 1932.

Черных Е. Н. О металле Абашевской культуры. В кн.: Памятники каменного *и бронзового веков Евразии. М., «Наука», 1964.*

Черных Е. Н. Спектральный анализ и изучение древнейшей металлургии Восточной Европы. В кн.: Археол. и естеств. науки. М., «Наука», 1965.

Чернышев Н. И. Строение верхнепермских отложений юго-западной части Пермской области. — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 4, 1958.

Чернышев Н. И. Верхнепермские отложения юго-запада Пермской области. — Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ, № 9, 1959.

Чернышев Н. И. Корреляция верхнепермских разрезов Пермско-Сарапульского Прикамья и некоторые стратиграфические выводы. В кн.: Стратигр. схемы палеозойск. отлож. Пермь. М., Гостоптехиздат, 1962.

Чернышев Н. И. Сопоставление верхнепермских разрезов Приуралья с помощью электрокаротажа. — Уч. зап. Пермск. унив., № 121, 1964.

Чернышев Ф. Н. Краткий отчет об исследованиях в юго-западной части области 128-го листа десятиверстной карты. — Изв. Геол. ком., т. 7, 1888.

Чирвинский П. Н. Петрографическая характеристика каменных орудий стоянок Усть-Чусовского района Молотовской области. — Уч. зап. Пермск. унив., т. 7, в. 4, 1956.

Чудаков Е. А., Лупинович Н. С. Основные итоги работ за 1942—1944 гг. М. — Л., изд. АН СССР, 1945.

Шаповалова Г. А. К палеогеографии времени образования спириферовых отложений юго-восточной Татарии и прилегающих к ней с юга районов Чкаловской и Куйбышевской областей. — Тр. Инст. нефти АН СССР, т. 1, в. 1, 1949.

Шаповалова Г. А. Петрографические исследования спириферовых отложений юго-восточной Татарии. М., изд. АН СССР, 1951.

Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965.

Швецов М. С. Новая схема строения пермских отложений юга б. Нижегородской губ. — Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. 9, 1931.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М. — Л., Госгеолиздат, 1948.

Штукенберг А. А. Верхний ярус пестрых мергелей и его отношения к другим образованиям пермской системы Европейской России. — Тр. Казан. общ. естеств., т. 9, в. 2, 1882.

Шеклеин С. Л. Полезные ископаемые Кировской области и значение их для народного хозяйства. По родному краю, в. 2, Киров. обл. издат., 1952.

Ягофарова Ф. З. Стратиграфия пермских отложений Куйбышевского Поволжья (автореферат дисс. канд. геол.-минер. наук), Куйбышев, 1967.

Curtis R., Evans G., Kinsman D. J. J., Shearman D. J. Assotiation of dolomite and anhydrite in the recent sediments of the Persian gulf. — Nature, v. 197, febr. 16, 1963.

Dellwig L. F. Origin of the salina salts of Michigan. — J. Sediment. Petrol., v. 25, № 2, 1955.

Evans O. F. Mass transportation of sediments on subaqueous terrases. — J. Geol., v. 47, № 3, 1939.

Jackson W. E. Depositional topography and cyclic deposition in west-central Texas. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 48, № 3, 1964.

Krumbein W. C. Litofacies maps and regional sedimentary-stratigraphical analysis. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 32, № 32, 1948.

Macdonald G. J. Anhydrite — gypsum equilibrium relations. — Amer. Jour. Sci., v. 251, № 12, 1953.

Moore R. C. Значение фаций. В кн.: Осадочные фации в геологической истории, ИЛ., 1953.

Posnjak E. Deposition of calcium sulfate from sea water. — Amer. Jour. Sci., v. 238, № 7, 1940.

Rich J. L. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. — Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, № 1, 1951.

Sloss L. L., Dapples E. S., Krumbein W. C. Litofacies maps. 1960.

Vischer G. S. A simplified method for determining relative energies of deposition of stratigraphic unites. — J. Sedim. Petrol., v. 31, 1961.

Weller I. M. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. — J. Geol., v. 38, № 2, 1930.

Wells A. L., Illing L. V. Present-day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf. Deltaic and Shallow Marine Deposits. Amst. — L. — N.-Y., 1964.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 3
Некоторые материалы к истории развития горного дела в Поволжье . . . 5
Общая характеристика стратиграфии верхнепермских отложений 20
Уфимский ярус 21
Казанский ярус 35
Некоторые проблемы сопоставления разрезов и положение подърусной границы в казанском ярусе 41
Нижнеказанской подъярус 50
Верхнеказанский подъярус 68
Татарский ярус 84
Обобщенные данные по минералогическим коррелятивам 101
Краткая петрографическая характеристика верхнепермских отложений . . . 105
Геологическое развитие (Литолого-фациальная характеристика верхнепермских отложений) 125
Формации верхней перми 126
Развитие фациального анализа 130
О методике фациального анализа 133
Литолого-фациальный анализ 139
Уфимский век 139
Казанский век 152
Особенности терригенного осадкообразования 162
Особенности аутигенного осадкообразования 174
Татарский век 184
Седиментогенез и тектоника 195
Количественный анализ литологических данных 203
Процессы породообразования 209
Вопросы прогнозирования и использования месторождений минерального сырья . 218
Карбонатные породы 222
Сульфаты 230
Каменная соль 232
Самородная сера 232
Медные руды 234
Угли 238
Волконскоит 239
Палыгорскит 241
Терригенные породы 242

Заключение 244

Литература 246

Юрий Владимирович Сементовский

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ В ПОЗДНЕПЕРМСКУЮ ЭПОХУ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Редактор Н. А. Мальшакова

Технический редактор З. А. Ибрагимова

Сдано в набор 27/VII-1972 г. Подписано в печать 19/XII-1972 г. ПФ 04148. Бумага писчая № 1, 70×108 1/16

Учетно.-изд. листов 22,36. Условно-печатных листов 22.57. Заказ Е-348. Тираж 600.

Цена 1 руб. 76 коп.

Татарское книжное издательство, Казань, Баумана, 19.

Типография „Татполиграф" Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров ТАССР. Казань, Мирославского. 9.

814